

# Geologie der Königswandgruppe in den westlichen Karnischen Alpen.

Von Hermann Schmidt in Göttingen.

(Mit 2 Textfiguren und 1 Tafel.)

Das Interesse, welches die fossilreichen Profile des Paläozoikums in den Karnischen Alpen gefunden haben, hat sich im allgemeinen nicht auf den westlichen, tirolischen Anteil dieses Gebirgszuges übertragen. Fossilien lagen fast garnicht vor, und die große Masse der Schiefer wurde bald dem Untersilur, bald dem Karbon zugerechnet. Es schien der Mühe wert, zu versuchen, wie weit hier mit genauerer Detailarbeit vorwärts zu kommen sei, und so wurde das von der Königswand (Kinigat, Monte Cavallino) beherrschte Gebiet an der Nordseite des österreichisch-italienischen Grenzkammes im Maßstabe 1 : 25000 kartiert. Die vom Deutsch-Österreichischen Alpenverein, Zweig Austria, herausgegebenen Karten des Grenzgebietes leisteten dazu ausgezeichnete Dienste. Die geplante Hütte dieser Sektion am Obstanzer See wird die Benutzung dieses Aufsatzes an Ort und Stelle sehr erleichtern.

Mit Literaturangaben unterstützten mich in freundlichster Weise die Herren Heritsch und Purkert in Graz. Herr H. R. v. Gaertner (Göttingen), der ausgedehntere Untersuchungen in den mittleren Karnischen Alpen gleichzeitig mit diesem abschließt, machte Exkursionen mit mir in seinem Arbeitsgebiet und in dem mitten zwischen den beiderseitigen Gebieten gelegenen Gelände Luggau—Hochweißstein.

Es erscheint mir günstig, daß ich bezüglich alles dessen, was zur Beurteilung unseres Gebietes von dort aus gesagt worden ist, auf die v. Gaertnersche Arbeit verweisen kann, ebenso wie die allgemeineren Schriften über die Karnischen Alpen hier nicht nochmals gewürdigt zu werden brauchen.

Die Arbeiten, die sich wirklich eingehender mit unserem Gebiet beschäftigt haben, sind bald aufgezählt. G. Stache<sup>1)</sup> machte die ersten und bis jetzt einzigen Fossilfunde, nämlich am Obstanzer Seeriegel, in einem Riffkalk *Favosites* und unterhalb Obstanz in einem Knollenkalk „*Labechia*“, womit unsere untersilurischen Trepostomen gemeint sein könnten. Nach diesen Funden wurde summarisch der nördliche Kalkzug als silurisch, der südliche als devonisch bestimmt.

---

1) G. Stache, Über die Silurbildungen der Ostalpen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 1884, S. 277 (350—351).

1894 brachte F. Frech in seinem Werke „Die Karnischen Alpen“ auch ein Kapitel „Die Gruppe der Königswand“ (S. 125—130) mit 8 Abbildungen. In der Unterscheidung der Gesteine wurden Fortschritte gemacht, untersilurischer Kalkphyllit und obersilurischer schwarzer Kalkschiefer wurden richtig erkannt. Bezüglich der großen Kalkzüge blieb es bei der Stacheschen Bestimmung, der Roßkopf sollte devonisch, der Purpurriegel, bzw. Höhe 2307 (entgegen den heutigen Karten als „Maurerspitze, 2290“ bezeichnet) silurisch sein. Besonders deutlich erhellt das aus Frechs Fig. 66, wo die Silurkalke „regelmäßig eingelagert“, die Devonkalke „unregelmäßig eingefaltet“ sein sollten. Frechs tektonische Anschauung (S. 125) „ein nicht sonderlich schwieriges Faltengebirge, in dem hier und da ein rascher Wechsel gleichalter Gesteine eine gewisse Abwechslung bedingt“, kann nicht beibehalten werden.

G. Geyers geologische Aufnahmen, worüber Aufnahmebericht<sup>1)</sup> und Kartenerläuterungen<sup>2)</sup> vorliegen, brachten bedeutende Fortschritte; es verschwanden die silurischen Riffkalke, das Obersilur wurde auf das Liegende der Riffkalke beschränkt, und aus der Masse der Schiefer wurden Komplexe mit Konglomeraten und Tuffen als „Paläozoikum unbestimmten Alters“ abgetrennt. Im allgemeinen blieb jedoch die Vorstellung, daß die Kalkzüge als Mulden in den Schiefer- und Quarzitmassen lägen.

Von Exkursionen über die jetzt streng abgeschlossene Grenze hinweg konnte noch einmal 1924 M. Gortani<sup>3)</sup> berichten. Er spricht zunächst über den von der Helmspitze herkommenden Sattel kristalliner Gesteine, den Geyers Karte schon vor dem Eisenreich aufhören läßt. Dieser soll bis zum Frugnoni und darüber hinaus reichen (am Eisenreich liegt er wohl unter Schutt an der Südflanke des Berges). Die große Masse der Schiefer, die bei Geyer untersilurisch war, soll karbonisch sein, und die Kalkzüge werden als Sättel betrachtet.

Zur Altersdeutung der Schiefer war es daher zunächst erforderlich, zu untersuchen, wie sie sich im einzelnen zu den Kalkfalten verhalten, und von welcher Art diese bald als Mulden, bald als Sättel gedeuteten Kalkfalten eigentlich sind. Wie sich herausstellte, sind es komplizierte Gehilde, und die Falten im Schiefer sind vielleicht noch komplizierter; zu einer anderen Meinung hatte Frech nur kommen können, weil damals, wie so oft, Schichtung und Schieferung verwechselt wurde.

Das Ergebnis meiner Kartierung wird in zwei Ansichten in Parallelprojektion gebracht, die nach einem Gipsrelief gemacht sind und geologisch überzeichneten Fliegeraufnahmen aus großer Höhe entsprechen. Es wird damit ein Raumgebilde in zwei etwa 90° gegeneinander geneigten Systemen von Flächen dargestellt, was ja im Grunde die Kombination von geologischer Karte und Profil auch tut. Von anderen Fällen, in denen die als Norm gewiß unersetzliche Karten-Profil-Darstellung nicht befriedigte, seien die Flözkarten der Preußischen Geologischen Landesanstalt für die Kohlengebiete genannt. Für manche alpine Detailgebiete wie für das unsrige hat die Karte den Nachteil, daß die wichtigen Steilhänge ganz unerwünscht verkürzt und die Schuttlächen beherrschend erscheinen. Die Annäherung an die zur Analyse des Faltenraum-

1) G. Geyer, Über die geologischen Aufnahmen im Westabschnitt der Karnischen Alpen. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1899, S. 89—117.

2) Erläuterungen zur Geologischen Karte Sillian—St. Stefano (SW 70), Wien 1902.

3) M. Gortani, Atti VIII. Congresso geograf. ital. II, Firenze 1922 (1924).

bildes erwünschte Ebene ist gering, und es können durch kleinste Ungenauigkeiten bei Eintragung und Ablesung ganz falsche Vorstellungen von den tektonischen Gebilden entstehen. Auch Profile verbürgen in unserm Fall nicht die nötige Genauigkeit. Wenn die Ostflanke eines Berges ganz andere Falten zeigt als die Westflanke, ist man dann berechtigt, für das Profil das Mittel zu nehmen? Die in einzelnen Fällen erkennbare Querfaltung spricht dagegen. Sind etwa die von der Maurerspitze nach NW und NO absteigenden Kalkzüge oberflächliche Gebilde? Das Profil kann nur eine Meinung dazu ausdrücken, unsere Hangflächendarstellung dagegen zeigt die wirklichen Verhältnisse.

Schließlich hat unsere Darstellung den Vorteil, mit der angewendeten Arbeitsmethode noch näher zusammenzuhängen als die Karte. Es wurden nämlich zahlreiche Ansichtsskizzen gezeichnet, die möglichst immer gleich durch Begehung der gezeichneten Fläche ausgewertet wurden; danach erst kam die Eintragung in die Karte.

Vor der Besprechung des geologischen Baues brauchen wir eine Übersicht über die Schichtenfolge:

Für älteres Untersilur halte ich die Porphyroide des Pfannspitzsattels, wie ja auch in Böhmen das ältere Untersilur Eruptiva enthält. Es gehören hierher die Bänderschiefer, die im Kern der anderen Sättel auftreten und einstweilen noch schwer zu begrenzen sind. Als drittes mag ein eigenartiges Gestein hergehören, das in den folgenden Konglomeraten in Form von Geröllen häufig ist und etwa zuckerkörniger Quarzit genannt werden kann: ein ziemlich grober Sandstein, der mit viel sekundärer Kieselsäure zu festem quarzitähnlichem Gestein verbacken ist.

Als jüngeres Untersilur, etwa Caradoc, folgen in ungleichmäßiger Weise, vielleicht nach vorhergegangenen Umgestaltungen des Bodens, zunächst Konglomerate und Quarzite. Von Konglomeraten sind zunächst zwei kleine, deutlich mit dem Quarzit verbundene Vorkommen gemeint; ihnen werden unter dem Namen Tuffkonglomerate die Hauptteile der Geyerschen „pa“-Züge zugerechnet. Zur Deutung wurden hier die überraschend ähnlichen Verhältnisse in den Pyrenäen herangezogen, in den Karnischen Alpen allein konnte das Rätsel der Tuffkonglomerate bisher nicht gelöst werden. Die Caradocquarzite lassen sich bereits mit ihren fossilführenden Äquivalenten in den mittleren Karnischen Alpen in Zusammenhang bringen. Ihnen folgen die Kalkphyllite Frechs, stellenweise in Knollenkalke übergehend, die im Gebiet selber Bryozoen- und Cystoideenreste geliefert haben.

Obersilurisch sind die leicht kenntlichen schwarzen, dünnplattigen Gesteine, welche zu Kieselschiefern, Tonschiefern oder Kalken hinneigen können. Der noch bei Luggau (Sonnstein und Schulterköpfe) vorhandene eisenreiche Orthocerenkalk scheint nicht in unser Gebiet zu reichen. Verdrückte Orthoceren fanden sich in einem schwarzen Plattenkalk am Nordfuß der Königswand.

Unterdevonisch ist schätzungsweise die Hälfte der massigen Kalke, und zwar zeichnet sich der Unterdevonkalk dadurch aus, daß seine Bänke durch feine sandig-tonige Lagen getrennt werden, wodurch bisweilen eine Ähnlichkeit mit dem untersilurischen Kalkphyllit entstehen kann. Am Obstanzer See wurden Korallen gefunden, die Herr Heritsch freundlicherweise bestimmte als *Heliolites* cf. *decipiens* M'Coy., *Favosites tachlowitzensis* Barr., *Fav. fidelis* var. *clavata* Poëta, und *Pachypora* sp? Im folgenden wird der typische Unterdevonkalk als Streifenkalk bezeichnet, im Gegensatz zum Bänderkalk, der als Ergebnis der Dynamometamorphose aus ihm oder aus anderen Kalken entstehen kann.

Mitteldevon ließ sich direkt nicht nachweisen; in Analogie zum Plöckengebiet werden die hangenden, ungebankten Teile der Kalkfolge hierher gerechnet.

Zum Karbon stelle ich vermutungsweise Konglomerate und Grauwacken, die im kartierten Gebiet nur in sehr geringer Verbreitung vorkommen. Bei den Konglomeraten handelt es sich um drei kleine Partien von dunklem Tonschiefer mit Geröllen von Kalk und Quarzit, alle drei irgendwie an der Grenze des Devonkalkes anstehend. Die Grauwacke, welche Tonflatschen enthält und einen relativ frischen Eindruck macht, findet sich zwischen Purpurrieglkar und Maurerwiesen. An ihrer Basis liegt eine glimmerreiche Breccie und unter dieser ein schmaler Streifen Obersilur. Man könnte an einen Vergleich mit der Diabasbreccie unter dem Kulm von Nötsch denken, aber unser Vorkommen zeigt im Schriff vorläufig kein Diabasmaterial. Grauwacken, Schiefer und (?) Tuffe, die ich für karbonisch halten möchte, finden sich in größerer Verbreitung am Rande des Gailtals, etwa am Nordhang des Nöckel bei Kartitsch.

Zur Klärung des geologischen Baues wurden in erster Linie die Einheiten im Streichen verfolgt; sie lassen sich zu „Streifen“ zusammenfassen, die nacheinander, von SW heginnend, besprochen werden sollen.

I. Der Pfannspitzstreifen. Es handelt sich hier um einen Sattel, in dem die ältesten Gesteine des Gebietes zutage kommen. Ich rechne diesen Streifen im Grenzkamm südöstlich des Eisenreichs von dem zwischen den Grenzsteinen 54 und 55 auftretenden Kalk über 100 m Quarzit, 500 m Porphyroide, wieder Quarzit (200 m) bis zu dem schmalen Kalkband der Grenzsteine 56—62 am Paßwege südwestlich vom Obstanzer See, der an der Westseite des Frugnoni vorbeigeht. Das gleiche Profil zeigt die Pfannspitz vom Kalk des Roßkopfes bis zu dem kleinen Kalkvorkommen beim Grenzstein 71 östlich des Frugnoni. Noch einmal treten die Porphyroide in der Filmoorhöhe, südöstlich der Königswand, in den Grenzkamm.

Die Südflanke dieses Sattels liegt nur in der südlichen Umrandung des Obstanzer Sees diessseits der Grenze, sie ist hier einfach gebaut. Der Kalk ist stark ausgepreßt. Daß er beim Grenzstein 71 noch einmal hereinkommt, liegt an einer S-förmigen Verbiegung des Streichens, welche besonders gut in den Quarziten zu sehen ist. Die Quarzite, die am Westrand und am Frugnoni etwas mächtiger, aber auch durch ein Schiefermittel in zwei Teile geteilt waren, sind in der kurzen Strecke bis zum Grenzstein 71 wieder auf knapp 100 m zurückgegangen.

Die Porphyroide des Sattelkerns bestehen aus einer relativ dichten quarz- und chloritreichen Grundmasse, in der regelmäßig verteilt 1 mm große, deutlich korrodierte Quarzkörner liegen. Sie wechsellagern mit weichen, tuffig-schiefrigen Gesteinen, in denen an den Nordseiten von Pfannspitz und Filmoorhöhe Graphitbrocken festgestellt wurden. Im ganzen entspricht die Serie wohl den Grünschiefern und Quarzphylliten (pw) Geyers (1902).

In der westlichen wie in der östlichen (Pfannspitz) Umrandung des Obstanzer Sees treten sie zwischen den Begleitgesteinen jeweils als vier Bänder heraus, wobei jedoch die beiden nördlichen Bänder der Westseite mit den beiden südlichen der Ostseite zusammenhängen

mögen. Spezialfaltung ist sicher im Spiel nordwestlich des Sees, wo gefaltete Porphyroide unmittelbar an den Kalk stoßen, unter Ausfall des Quarzits, von dem nur zwischen 2317 und 2342 ein wenig wieder hereinkommt. Der Quarzit der Nordseite ist dann dicht östlich des Sees, an der ganzen Königswand entlang und an der Filmoorhöhe wieder da, an der Pfannspitz fehlt er; doch können wir hier an den verschiedenen Silurstrufen sehen, daß es auch hier nach N zum Hangenden geht. Junguntersilurischer Kalkphyllit findet sich bei 2400 unter der Bachmochscharte, verschiedentlich am Weg von hier zur Königswand und bis zur Königswandscharte und bei 2339 nördlich der Filmoorhöhe.

II. Der Königswandstreifen oder Hauptkalkstreifen entwickelt sich als normales Hangendes des Pfannspitzsattels, ist auch im Grunde als Mulde zu betrachten, die nördliche Begrenzung ist aber nur selten der Gegenflügel einer Mulde, meist ein System von Überschiebungen von Devon auf Untersilur. Die Verteilung der Devonkalke nach der Karte (Fig. 1) zeigt die Vorfalten und die in eigenartiger Weise rhythmisch verengte Hauptfalte; eine Verlängerung des Bildes um 1—2 km nach O würde ein neues starkes Anschwellen zeigen, das Massiv der Porze.

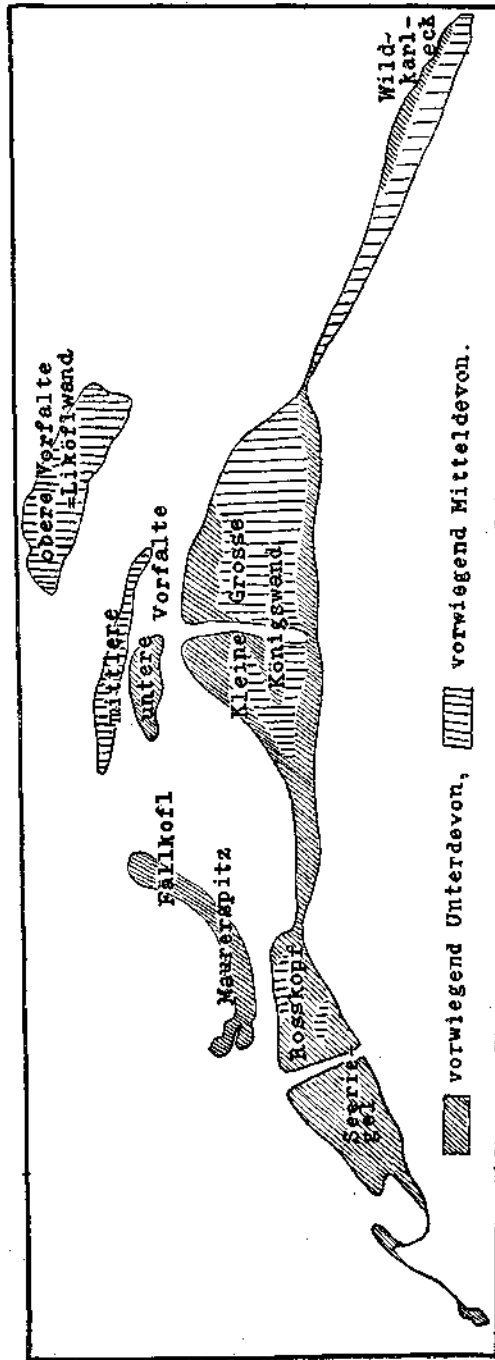


Fig. 1. Kartenbild der Kalkfalten des Königswandstreifens (6 km natürliche Breite).

Die Verengungsstellen zeigen zu deutlich die stärkere Pressung, als daß man sie durch ursprüngliches fazielles Auskeilen von Riffkalken erklären könnte. Sie liegen in Aufsattelungszonen der Quersattelung. Man muß sie also als Stielanteile einer großen Pilzfalte betrachten (vgl. Fig. 2). Die merkwürdig symmetrischen Einschnitte durch die Mitten der Massive (Ausfluß des Obstanzer Sees neben dem Roßkopf und die Sandegerutsch zwischen Großer und Kleiner Königswand) sind wohl auf viel jüngere Vorgänge zurückzuführen. Näherliegend noch als die Deutung der Stielregion ist die Vorstellung, daß die Kalke der Liköflwand und Tscharralm nur Ableger der Königswandmasse sind; die dem Berg nähere der zwei Tscharralmpartien besteht, wie die tieferen Teile des Berges, aus geschichtetem Unterdevonkalk, die entferntere wie die höheren Teile des Berges aus Mitteldevon. Sie wurden daher als Abfaltungen aus dem tieferen, bzw. höheren Teil der Königswand angesehen. Noch etwas höher wird der Ursprung der Liköflwand gesucht, die sich mit nördlich einfallender Überschiebung einem fremden Untergrund auflegt.

Die Maurerspitze mit dem Fällkofel scheint entsprechend eine Vorfalte des Roßkopfmassivs zu sein, die, in sich noch gefaltet, einem fremden Untergrund aufgesetzt ist.

Im einzelnen ist bei Verfolgung des Königswandstreifens von W nach O zu bemerken: Der kleine Vorposten am Eisenreich ist ein Stück Mulden-Südfügel, mit Obersilur (ohne Kalkphyllit) dem Quarzit auflagernd und mit Unterdevonkalk, der zum Teil dolomitisiert ist, tektonisch gegen Schiefer des Eisenreichstreifens angrenzend. Eine von S heraufkommende Quarzitalle drängt alsbald die Narbe, aus der der Kalk völlig ausgepreßt sein dürfte, zu einem Bogen nach N, bis dann 100 m hinter dem Punkt 2390 der Kalk des Seeriegels anfängt, zunächst ganz schmal und nur aus einem stark gepreßten Bänderkalk bestehend. Bei 2342 liegt im Nordhang des Seeriegels schon eine beträchtliche Masse typischer Unterdevonkalke, hier wurde im Wege auch die Korallen führende Bank gefunden, vielleicht dieselbe, welche schon von Stache gefunden war. Es ist dies aber nicht das Hangende, denn zwischen die verschiedenen Kalke greift von W ein Silursattel ein. Die nördliche Teilmulde hat anscheinend wieder einen nordwestlichen Vorposten (doch ist infolge starker Verschüttung hier ein Irrtum möglich). Sie besteht teilweise auch aus Bänderkalk, ebenso wie der eigentliche Seeriegel und die Südwestecke des Roßkopfes. Es ergibt sich so das Bild, daß die Kalke des Roßkopf-Seeriegel-Massivs nach den Seiten in Bänderkalke übergehen, an denen der Kalkzug tektonisch ausgepreßt ist. Die Hauptmasse des Roßkopfes ist ein ziemlich gut erhaltener Unterdevonkalk mit einigen Spezialfalten; lose unter der Südwand fand ich noch ein Stück mit Korallen. Zwei Partien von ungebanktem Mitteldevonkalk, die ich im Roßkopf seben möchte, könnten den beiden Teilmulden des Seeriegels entsprechen.

In der Scharte zwischen Roßkopf und Maurerspitze treten, besonders von O gut zu sehen, außer Kalkphylliten und Bänderkalken auch ältere Schiefer auf, die Vorfalte Maurerspitze—Fällkofel ist also von der Hauptfalte völlig getrennt. Im Fällkofel liegt das Unterdevon zerknittert wie in einem Sack, in den es hineingerutscht wäre; wenn hier oder

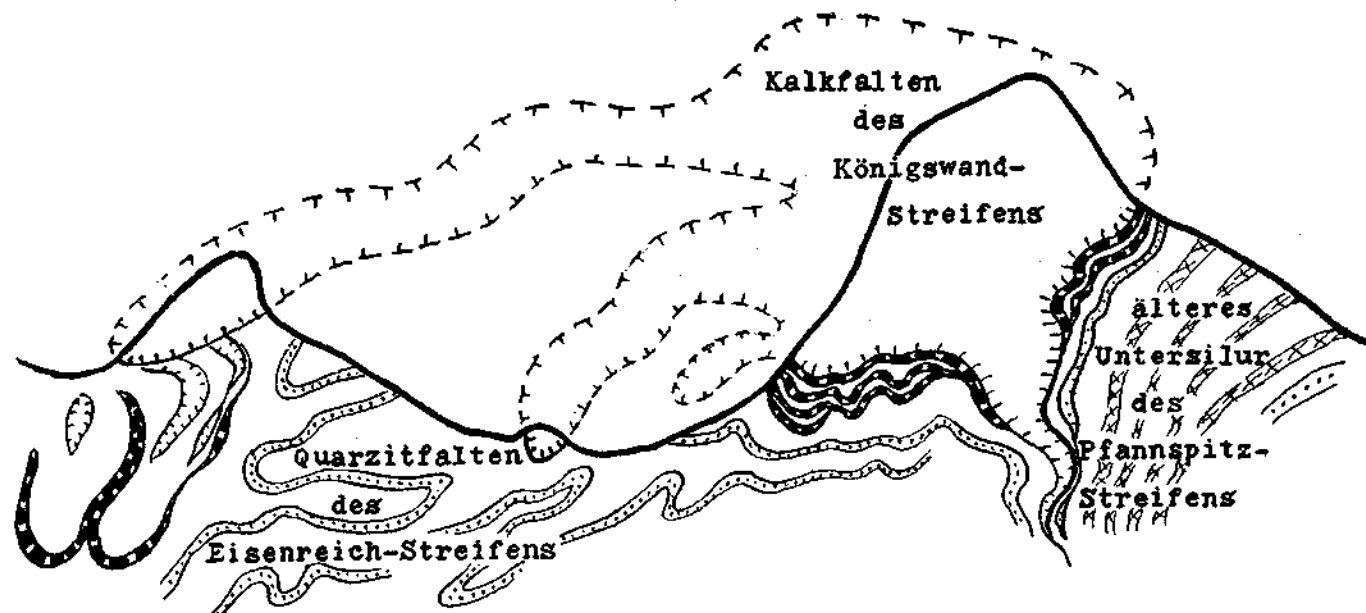


Fig. 2. Ergänztcs Profil Liköflwand-Königswand, zur Erklärung der Vorfalten und der Lagebeziehungen zu den Nachbarcinheiten. Signaturen wie bei Taf. 1.

an der Maurerspitz Mitteldevon dabei ist, so sind es jedenfalls nur kleine Partien. Ziemlich stark ist das Obersilur vertreten, besonders an den äußeren Flügeln; es ist nicht von Kalkphyllit oder Quarzit eingerahmt, sondern liegt mit tektonischer Grenze auf älteren Schiefeln.

Das Gebiet des oberen Erschbaumer Tals zeigt zwei Sättel von untersilurischem Schiefer, selten mit Quarzit, häufiger mit Kalkphyllit in der Umrandung, die am Roßkopf noch eng zusammenliegen, unterhalb der Mondeckenalm aber einer trennenden Mulde Platz geben. Diese Mulde enthält die schon vom Tal her auffallenden Obersilurwände. Bei der Tscharralm bekommt sie das als Vorfaltung vom tieferen Teil der Königswand erwähnte Unterdevon, danach taucht der südliche der beiden Untersilursättel unter, während der nördliche sich unter dem Schutt der Königswand fortsetzen dürfte, vielleicht bis zum Tscharknollen.

Der Kalk der Tscharralmhütte könnte als Fortsetzung des Fällkofels angesehen werden. Tatsächlich heben sich in der Linie des Erschbaumer Tals manche Einheiten heraus, um alsbald wieder unterzutauchen, wie wir das an der Hauptkalkfalte gesehen haben. Es fehlt aber das Obersilur, wahrscheinlich auch das Unterdevon (es scheint ungebankter Mitteldevonkalk vorzuliegen), und wir betrachten diesen Kalk als die zweite Vorfalte der Königswand, die gegen ihren Untergrund bereits fremder ist als die erste. Bei Punkt 2151 findet sich in engstem Verband mit dem Kalk, in gleicher Weise wie am Purpurriegelkar, ein dunkler Schiefer mit Quarzit- und Kalkgeröllen, den ich für karbonisch halte, und zwar für den einzigen Karbonrest des Königswandstreifens.

Vor allem dürfte die Liköflwand als eine Abfaltung aus einem noch höheren Teil der Königswand anzusprechen sein, die mit tektonischer Grenze als eine Art kleiner Decke auf fremdem Untergrund liegt. An der Nordwestecke hat sie zwei Bänderkalkmulden des Purpurriegelstreifens überfahren und in der Bewegungsrichtung umgebogen. Ihre nach NO gerichtete Front hat einen Kalkphyllitzug auf etwa 300 m Breite überfahren. An der Südostseite sieht man, wie die fast ungeschichtete, wahrscheinlich also mitteldevonische Kalkmasse nach NO einfällt; geringe Neigung nach NO zeigt auch eine Ablösungsfläche, die sich, von allen Seiten sichtbar, im oberen Drittel durch den ganzen Berg verfolgen läßt.

Am Königswandmassiv ist schon von früheren Beobachtern festgestellt worden, daß es rings von Obersilur umgeben ist, unter welchem vielfach noch der Kalkphyllit in normalem Verbands liegt. Das Obersilur der Nordseite ließ sich durch Orthoceren bei Punkt 2222 (am Ausgang der Sandegerutsch) begründen. Dies Liegende fällt stets mehr oder weniger flach gegen den Berg ein, das Kalkmassiv setzt also wahrscheinlich sehr wenig in die Tiefe, die Profildarstellung Frechs (1894, Profiltafel VI) ist offensichtlich falsch. Die Beobachtung der Lagerung im Kalk ist schwierig, weil dieser stärker metamorph ist als am Roßkopf, so daß auch das Unterdevon kaum noch Schichtung erkennen läßt. Das Mitteldevon ist zu einem schönen weißen Marmor geworden, es läßt sich bei guter Beleuchtung manchmal von dem unreineren Marmor des Unterdevon annähernd trennen. Auf diese Weise glaube ich in der Kleinen Königswand von W zwei nach N gerichtete Mitteldevonmulden



zu sehen, und die Große Königswand, die von oben einen scheinbar einheitlichen Eindruck macht, zeigt im Ostende einen mit dem Gipfel überkippten Silursattel. Dies Obersilur des Ostendes ist übrigens rein kalkig, wobei auch rote Kalke vorkommen, und ist damit vom Obersilur der Mondeckenalm verschieden, wobei aber Übergänge nicht fehlen. Nach kurzer Unterbrechung durch Gehängeschutt beginnt bei Punkt 2339 ein zunächst sehr schmaler, dann bis zum Wildkarleck ständig an Breite zunehmender Kalkstreifen, der bei 2422 die Grenze (Wasserscheide) aufnimmt. Bei seinem Beginn legt er sich mit noch etwas Kalkphyllit und Obersilur normal dem Quarzit des Pfannspitzsattels auf. Im Obersilur zeigt sich hier etwas Kieselschiefer, wie wir das auch im östlichen Obersilur des Purpurriegelstreifens sehen werden.

III. Der Eisenreichstreifen ist noch weniger ein einheitliches tektonisches Gebilde. Wie der Königswandstreifen aus Falten von Devon, besteht er aus zahlreichen Falten von Untersilur, hauptsächlich Caradoc-quarziten. Die Mächtigkeit dieser Quarzite ist, auch abgesehen von den vielfachen tektonischen Wiederholungen, bedeutend größer als am Nordrande des Pfannspitzstreifens. Die Tuffkonglomerate („pa“-Züge Geyers) sind auf so wenige Punkte beschränkt, daß man unmöglich überall Störungen aus ihrem Fehlen ableiten kann. Zur Deutung helfen vielleicht die Pyrenäen, die in einem gleichartig entwickelten Profil eine kleine Faltung unter dem Caradockonglomerat zeigen; so könnte auch bei uns nach einem schwachen gebirgsbildenden Vorgang die Ablagerung der Tuffkonglomerate zunächst in begrenzten Talrinnen vor sich gegangen sein, und auch die Quarzite hätten noch ein Bodenrelief vorgefunden, das im S nur eine geringmächtige Sedimentation erlaubte.

Im W beginnend, finden wir die reichste Gliederung des Eisenreichstreifens gleich zwischen Eisenreich und Gatterspitz. Am Eisenreich wird der Kamm durch zwei Quarzitzüge gebildet, wohl die Flügel eines Sattels, denn beiderseits folgen jüngere Kalke. Das südliche Kalkvorkommen rechneten wir als letzten Ausläufer des Königswandstreifens; das nördliche besteht aus Kalkphyllit, es lieferte zwischen Punkt 2467 und 2440 Krinoidenstiele in langen Stücken. An dem nordwärts vom Eisenreich herunterführenden Wege folgt, wohl als Liegendes, Quarzit, und dann ein kleines Vorkommen von Konglomerat, das hier ganz deutlich mit dem Quarzit durch Übergänge verbunden ist. Ein wenig außerhalb unseres Gebietes, im oberen Schustertal, finden sich nach Geyer (1899, S. 100) Tuffkonglomerate, und die flachgelagerten Schichten des nördlich folgenden Kammes (2499—2399) wurden von Geyer mit zur „pa“-Serie gerechnet. Ich konnte in ihnen weder Konglomerate noch Tuffe finden; es sind in der Hauptsache dünnplattige Quarzite, verschieden von dem sonstigen Caradoc-Quarzit, und es mag richtig sein, daß es sich um Bildungen handelt, die anderwärts mit den Tuffkonglomeraten zusammenhängen. Die Gatterspitz besteht aus Schiefen mit etwas unreinem Quarzit, der den Gipfel bildet. Am Nord- und Osthang folgt Devonkalk, mit dem wir die Purpurriegelserie beginnen lassen; Caradoc und Obersilur scheint also hier zu fehlen.

Östlich an den besprochenen Kamm schließen sich die Almen von Obstanz an, in welche nur die ungewöhnlich mächtigen Kalkphyllite des Seeriegels hineinreichen, das normale Liegende des dortigen Obersilurs.

Viel einfacher sind die Verhältnisse zwischen Maurerspitz und Purpurriegl, um die Höhe 2430. Einem gebogenen Rest von Obersilur folgt hier eine ziemlich grobe, in angewitterten Stücken sehr auffallende Breccie mit großen Biotiten im Bindemittel, an die „sandigen Diabas-tuffe“ Geyers (1899, S. 101) erinnernd. Sie wird ihrerseits überlagert durch Grauwacken mit Tonflatschen, deren Gefüge ziemlich gut erhalten ist. Es ist möglich, daß es sich um ein Glied der „pa“-Serie handelt, aber eine Deutung als transgredierendes Karbon, ähnlich etwa den Diabasbreccien unter dem Productuskalk von Nötsch, scheint einstweilen mehr Wahrscheinlichkeit für sich zu haben.

Stark verschmälert und weitgehend mit Geröll verdeckt, ist der Eisenreichstreifen in dem zur Tscharralm heraufführenden Serpentinewege zu suchen, an den von N her schon Kalke des Purpurrieglstreifens, von S her die vielleicht nur oberflächlich aufsitzende mittlere Königswandvorfalte heranreten.

Zwischen Königswand, Liköflwand und Tscharknollen hatten wir schon ein Konglomerat kennengelernt, das wir als Hangendes der damit verbundenen Kalke auffaßten. Nur 400 m davon entfernt, bei einigen Kriegergräbern nahe Punkt 2229, fand ich ein zweites kleines Konglomeratvorkommen, aber dies verhält sich ganz anders. Es ist ebenso wie das zuerst genannte vom Eisenreich eng mit dem Quarzit verknüpft, teilweise so, daß man ehemalige Taschenausfüllungen zu sehen glaubt. Kalkgerölle fehlen, Kieselschiefer finden sich vereinzelt, es überwiegen zuckerkörnige Quarzitgerölle.

Der Tscharknollen zeigt eine Häufung von Quarzitfalten, wobei eine Serie von beträchtlicher Mächtigkeit vorgetäuscht wird.

Der Gipfel des Wildkarleck besteht aus stark gepreßtem, phyllitisch erscheinendem Schiefer, aber alshald folgt in der westlichen Umrandung des Roßkars das Tuffkonglomerat, das hier, steilstehend, in bedeutender Mächtigkeit mit charakteristischen Gesteinen entwickelt ist. Ein Deckenschub von etwas größerem Ausmaß als der der Liköflwand hat einen Teil dieses Komplexes dem Heretkoff aufgesetzt, wo er wieder flach nach NO einfällt. Unter den Eigenschaften des Gesteins fällt am meisten auf, daß die Gerölle oft vereinzelt in schiefriger Grundmasse stecken, es sind jetzt besonders rote Hornsteine verbreitet, daneben zuckerkörniger Quarzit, Kieselschiefer, aber kein Kalk. Die tuffigen Schiefer verwittern mitunter rötlich bis violett, oft liegen verschiedenfarbige Tonbrocken beieinander. (Eine Beschreibung dieser Gesteine und ihrer Verbreitung gab Geyer, 1899, S. 100—101.)

IV. Der Purpurrieglstreifen, unsere nächste Einheit, besteht wieder vorwiegend aus Kalken; er ist typisch als eine von kleinen Spezialfalten umschwärmte größere Kalkmulde ausgebildet. Im Vergleich zum Königswandstreifen zeigen sich gewisse fazielle Unterschiede. Daß der Quarzit sich nicht den Kalkfalten anschließt, mag tektonisch bedingt sein. Der Kalkphyllit fehlt bei Obstanz und über dem Purpurriegl, und vom Kamm bis ins Erschbaumer Tal (1719) wird er durch einen Schiefer vertreten, in dem Linsen, Knollen und Knötchen von Kalk liegen. Dicht bei 1719 und 100 m nordöstlich 2307 fand ich Fossilien, trepostome Bryozoen und wenige unvollständige Cystoideenplättchen. Das Obersilur

ist nicht typisch entwickelt, es dürfte zumeist in den Bänderkalken mit enthalten sein. Die Devonkalke erscheinen meistens als Bänderkalke, normal nur im mittleren Purpurrieglmassiv, das die große Wand mit dem Wasserfall unter Obstanz und die Nordwand der Gatterspitze bildet. Bei Punkt 1957 beobachtet man Schichtenkalke wie am Roßkopf, auch mit Fossilspuren, aber die einzelnen Bänke sind bedeutend stärker, was wohl in den Sedimentationsverhältnissen seine primäre Ursache gehabt haben mag. Verfolgt man den Südrand des Hauptmassivs bis zum Kamm bei 2307, so sieht man dort ein Verschwächen einzelner Bänke, was eigentlich eine fazielle Erklärung näher legt als eine tektonische. Das Karbon findet sich zweimal in Form von dunklen Schiefen mit Kalkgeröllen wie bei 2151 unter der Königswand, nämlich in dem Wasserriß am Wege unter der Gatterspitze zwischen 1755 und 1533, sowie am Purpurrieglkar, wo es dem Kalk aufliegt.

Sehr interessant ist die Tektonik dieses Streifens. Er beginnt an der Gatterspitze südfallend und geht zwischen Wasserfall und Purpurriegl über Saigerstellung zum Nordfallen über. Die kleinen Begleitfalten der Nordseite und der Südseite liegen annähernd auf gleicher Höhe, sodaß von Einseitigkeit der Faltung hier wohl nicht die Rede sein kann.

Auf der Kammhöhe bei 2307 liegt in einer Strecke von nur 300 m die Bänderkalkserie zehnmal übereinander! Die guten Aufschlußverhältnisse zeigen deutlich, daß es sich nicht um Schuppung handelt, die bruchlosen Faltenumbiegungen sind dreimal gut zu sehen, eine vierte ist weniger deutlich, ein fünftes Paar von Kalkzügen streicht weiter bis ins Tal. Etwa auf halbem Hang kann man aber auch bei diesen Umbiegungen schmale Schieferkerne erkennen, durch die jeder Zug sich als eigene Falte ausweist. Ein paar kürzere Falten kommen hinzu. Es überrascht, daß bei diesen vermeintlichen Sätteln die älteren Schichten sich außen anschließen, man sieht nicht weit unter dem Gipfel an der Außenseite einer solchen Falte etwas Knollenkalk des Caradoc, und hier wurde auch eine Cystoideenplatte gefunden.

Deutlicher ergibt sich die Situation aus den im Erschbaumer Tal bei Punkt 1719 gegenüberliegenden Aufschlüssen. Hier sieht man zwei enge Kalkfalten, die ganz den Eindruck von Sätteln machen; sie sind aber umgeben von Andeutungen schwarzer Obersilurgesteine, teilweise von Vertretungen des Kalkphyllits mit Versteinerungen, und dann jeweils von einem Quarzitzege, so daß diese Sättel als überkippte Mulden gedeutet werden müssen. Davon ausgehend, könnte man den ganzen Purpurrieglstreifen als ein überkipptes Muldensystem ansehen wollen, aber dann wäre der Zusammenhang mit den nördlichen und südlichen Begleitfalten nicht zu erklären. Es scheint vielmehr, daß unsere Einheit durch Querfaltung eine bis zu stellenweiser Überkipfung gesteigerte Flexur erlitten hat, was zu den Veränderungen der beiden südlich anschließenden Serien paßt.

Im direkten Fortstreichen folgen keine Kalke; wir haben noch ein kleines Vorkommen am Serpentinewege mitzunehmen und kommen dann durch unaufgeschlossenes Gelände, bis am Westende der Liköflwand wieder Bänderkalke hereinkommen. Im Sattel zum Hoheck treten neue Falten auf, zumeist allerdings nur mit Kalkphyllit. Geringe Mengen

von Bänderkalken sind eng damit verbunden, in einem Falle so, daß eine S-Falte im oberen Viertel aus Kalkphyllit, sonst aus Bänderkalk besteht, ein Beweis für die weitgehende tektonische Verknüpfung. Auf obersilurischen Kiesel-schiefer, der sich hier findet, wurde schon hingewiesen.

Der Kalkphyllitzug am Nordfuß der Liköflwand führt uns zum Ende unseres Streifens, zu den Bänderkalkvorkommen am Resler Knollen, die dort recht deutlich zu einzelnen Linsen ausgepreßt sind.

V. Der Hoheckstreifen wurde als selbständige Einheit abgegliedert, hauptsächlich um die Eigenart der vorigen Einheit schärfer erfassen zu können. Der als Ausgangspunkt eigentlich vorzuziehende Kamm von 2253 bis 2163 zwischen Maurerspitz und Nöckel führt leider auf der Karte keinen Namen. Es handelt sich hier um zwei im Streichen stark abbiegende Kalkphyllitzüge, um die sich einige Quarzitzüge einigermaßen symmetrisch gruppieren, also um jüngeres Untersilur.

In ähnlicher Weise zeigt die Südseite des Hohecks einen Kalkphyllit, dem sich in der Bergkante ein vermutlich durch Umwandlung daraus entstandener unreiner Dolomit anschließt. Die Quarzite, die nordwestlich und nordöstlich vom Resler Knollen infolge von Spezialfaltung größere Gebiete einnehmen, werden auch zur Hoheckserie gerechnet.

VI. Nöckel und Hoheckgipfel, beide nicht mehr kartiert und dargestellt, wären etwa mit einem näher an Obertilliach gelegenen Berge als Bösringstreifen zusammenzufassen. Sie enthalten vorwiegend die schlecht kenntlichen Gesteine des „99er Kammes“ (2499 bis 2399 zwischen Eisenreich und Gatterspitz).

Es folgen dann am Nöckel (zwischen 2142 und 1944) und am Spitzeck (2229) Quarzite, weiter östlich auch, weithin verfolgbar, Einlagerungen von festen, feldspatreichen, braun anwitternden Bänken, denen man eine Verwandtschaft mit den karbonischen Tuffen zuschreiben möchte.

Etwa 1 km südlich der Gailtalstraße zwischen Kartitsch und Leiten hebt sich, die letzte Bergkante bildend, eine Zone von Grauwacken heraus, die öfters Tonflatschen führt. In den Abhängen zum Gailtal stecken dann, mitunter noch durch Grauwacken unterbrochen, die von Geyer unter „Phyllit“ kartierten und besprochenen Schiefer. Da die Grauwacken wenig gefaltet sind, haben diese Schiefer einen einseitigeren Druck erlitten als die der südlichen Gebiete, was vielleicht den Hauptteil ihrer Eigenart schon erklärt. Ein Kiesel-schiefer bei der Kirche von Leiten verdient besondere Beachtung.

Wieweit diese Gesteine silurisch oder karbonisch sind, läßt sich einstweilen noch nicht sagen.

Gehen wir über unser kleines Gebiet hinaus und wagen wir einmal den Versuch, die geologische Position in größerem Rahmen zu beurteilen. Unser Gebiet ist nördlich und südlich von Zügen stärker kristalliner Gesteine umgeben, deren Alter voruntersilurisch sein mag. Perm und Trias schließen sich an, ihre Tektonik ist der geschilderten des Paläozoikums völlig fremd. Sie dürften sich einem Untergrunde aufgelegt haben, der nicht nur bereits intensiv gefaltet, sondern auch schon sehr

weit herausgehoben und bis auf die metamorphen Tiefenzonen abgetragen war.

Über unseren Königswandfalten, deren Bau den schweizerischen Tauchfalten zu vergleichen ist, dürfte ursprünglich ein zweites Stockwerk mit ausgesprochenerer Deckentektonik gelegen haben, mit geringerer Metamorphose. Wir finden dies Stockwerk heute in den mittleren Karnischen Alpen, es liegt nach v. Gaerntner am Wolayer See über einem tieferen Stockwerk vom Typus unserer Gegend.

Ein drittes Stockwerk dürfte ursprünglich von der jungoberkarbonischen Serie gebildet worden sein, wieder einem geringeren Faltungstyp zugehörig, wie auch das Oberkarbon der östlichen Karnischen Alpen. Wir wissen natürlich nicht, ob zweites und drittes Stockwerk durch disharmonisches Verhalten gegen gemeinsame spätere Faltung oder durch einen frühoberkarbonischen (sudetischen) Faltungsvorgang getrennt waren, diese Fragen sind ja auch in den östlichen Karnischen Alpen noch nicht entschieden. Jedenfalls wurde unser drittes Stockwerk schon im Unterperm bei starkem Gefälle abgetragen, wie man an den großen Blöcken von Schwagerinenkalk im Perm von Sexten erkennen kann.

Die Abtragung des zweiten Stockwerkes mag zum Teil auch post-variszisch, zum Teil postalpidisch erfolgt sein.

In der mittleren Trias zeigt die Nachbarschaft geringere Mächtigkeiten und mehr Faziesunterschiede als in den meisten alpinen Gebieten, wir dürfen annehmen, daß die Karnischen Alpen damals noch als submarine Schwelle vorhanden waren.

In bezug auf die „dinarische Narbe“ erscheint von besonderer Wichtigkeit die Frage, wieviel die alpidische Faltung in dem heute nur 11 km breiten Streifen zwischen Venezianer Alpen und Lienzer Dolomiten verändert haben mag. Die Trias zeigt nicht viel; südlich einige Verschiebungen und Verbiegungen von Schollen, die den Rand des alten Gebirges nicht einmal sonderlich bevorzugen, und nördlich, bei Obertilliach, einen schmalen Streifen überkippter Schollen zwischen Kristallin und Obertrias. Zwischen beiden Triasgebieten mag die alpidische Faltung einen neuerlichen Zusammenschub bewirkt haben, aber nirgends wurde in größerem Maße der Zusammenhang zerrissen. Da im Gailtal Gesteine von geringerer Beanspruchung vorkommen, ist dort noch weniger eine „Wurzelzone“ zu suchen als im untersuchten Gebiet.<sup>1)</sup>

Kehren wir zu den greifbareren Ergebnissen der Arbeit zurück.

Die Stratigraphie konnte durch Fossilfunde im jüngeren Untersilur, im Obersilur und im Unterdevon gefördert werden, hängt aber doch noch ab von den mittleren Karnischen Alpen. Für die Beurteilung der Schiefermassen zwischen den Kalkzügen und dem Gailtal wissen wir jetzt wenigstens, daß wir komplizierte Gebilde zu erwarten haben und nicht mit einem Machtspruch alles ins Karbon oder Silur stellen dürfen.

Die Hauptfaltungszeit wurde als variszisch bestimmt; genauere Zeitangaben waren nicht möglich. Von älteren Faltungsvorgängen kommen nach unsicheren Anzeichen früh-takonische und bretonische Bewegungen in Betracht. Da das Faltungsbild einheitlich ist, wird angenommen, daß auch die Faltungszeit einheitlich war, daß also die spätere alpidische Faltung in unserm Gebiet keine großen Wirkungen mehr gehabt hat.

<sup>1)</sup> Fr. Heritsch, Die Grundlagen der alpinen Tektonik. Berlin (Borntraeger), 1923, S. 179.

Die Faltungsart ist gekennzeichnet durch starke Spezialfaltung, wenig Überschiebungen und das Fehlen von Brüchen. Disharmonische Faltung ist kaum zu bemerken, alle Gesteine haben sich der Faltung gegenüber plastisch verhalten. Auch die Querfaltung, die sich besonders im Erschbaumer Tal feststellen ließ, ist bruchlos erfolgt. Wir haben es ganz deutlich mit der Faltungsart eines tiefen Stockwerkes zu tun, wie auch der halbkristalline Zustand sämtlicher Gesteine erkennen läßt. In auffallender Weise zeigt unser Gebiet eine Erscheinung, die auch als Wirkung der plastischen Faltungsart anzusehen ist, den Wechsel von Streckung und Stauchung der Schichten. Die Streckung sieht man besonders gut in den Bänderkalken östlich des Purpurriegels, die Anhäufung gleich in der nächsten Kalkfalte, dem Fällkofel; wie in einem Sack sind hier die Spezialfalten aufeinandergepackt.

Als Faltungsmaß läßt sich bei roher Schätzung Einengung auf ein Drittel bis ein Fünftel des ursprünglichen Raumes angeben.

Die Faltungsrichtung ist scheinbar nicht einheitlich; die Fächerfalte der Pfannspitz und das Gleichgewicht zwischen nördlichen und südlichen Nebenfalten, wie das wechselnde Einfallen des Purpurriegels, machen Ausnahmen gegen die Nordbewegung der übrigen Falten. Es dürfte mit der Faltungsart zu erklären sein, daß sich die Faltungsrichtung nicht einheitlich entwickelt hat. Richtig nach N wenden sich die aufgeschobenen Massen der Liköflwand und des Heretkoffs. Eine wichtige Hilfe zur Erkennung der Nordbewegung bietet noch die Schieferung, die vorwiegend wie im Rheinischen Gebirge südlich einfällt. Sie ist in den Zeichnungen der Tafel 1 eingetragen, allerdings nur roh nach Ansichtsskizzen.



## Tafel I.

### Geologisches Modell der Königswandgruppe

(Karnische Alpen)

in zwei Ansichten:

von Westnordwest („Westseiten“)  
und von Ostsüdost („Ostseiten“).

Die Kanten des Modells entsprechen natürlichen Längen von 3 und  $7\frac{1}{2}$  Kilometern.

Die roten Zahlen bezeichnen die unter den gleichen Nummern im Text besprochenen tektonischen Einheiten:

- I. Pfannspitzstreifen,
- II. Königswandstreifen,
- III. Eisenreichstreifen,
- IV. Purpurriegelstreifen,
- V. Hocheckstreifen.



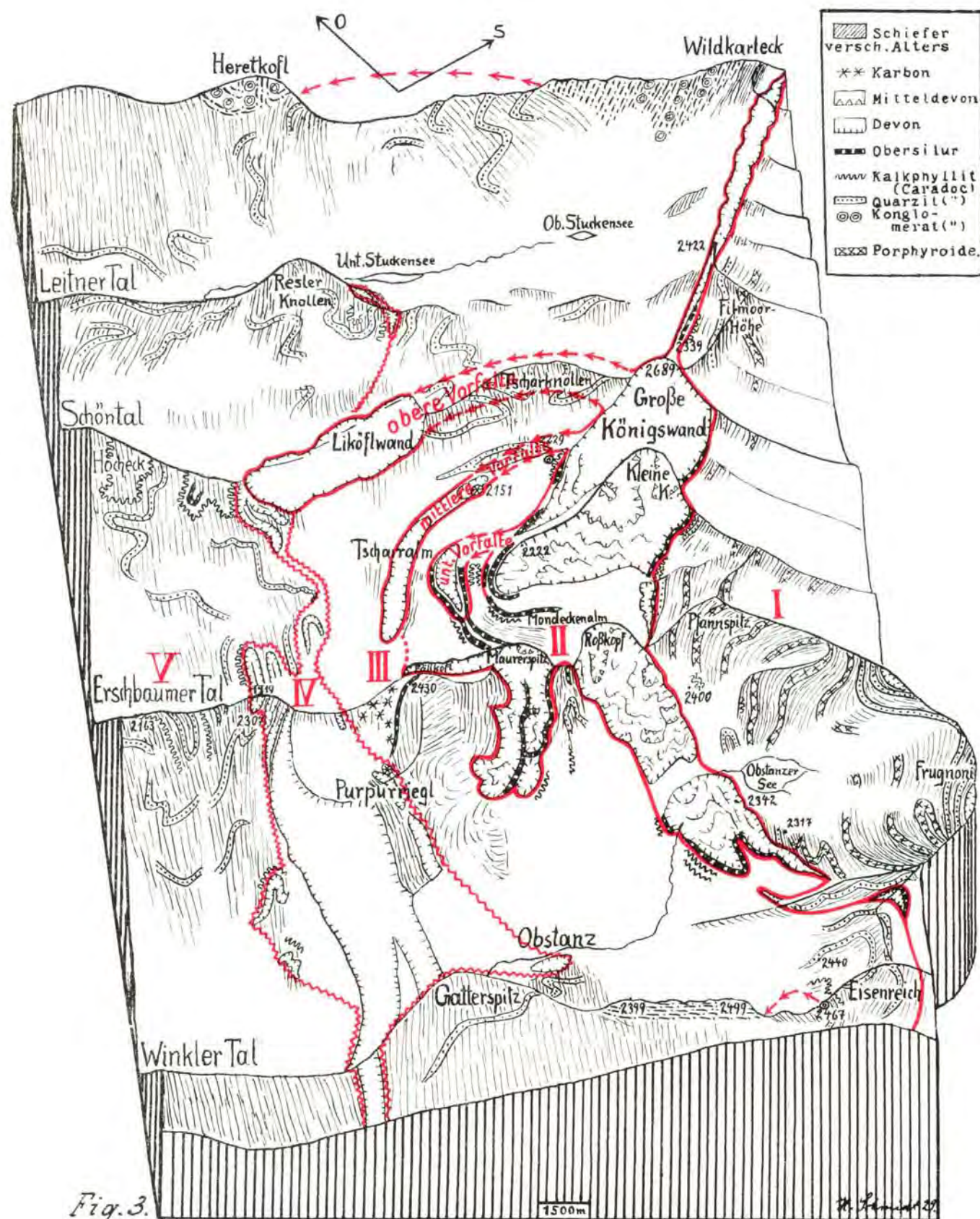


Fig. 3.

Westseiten

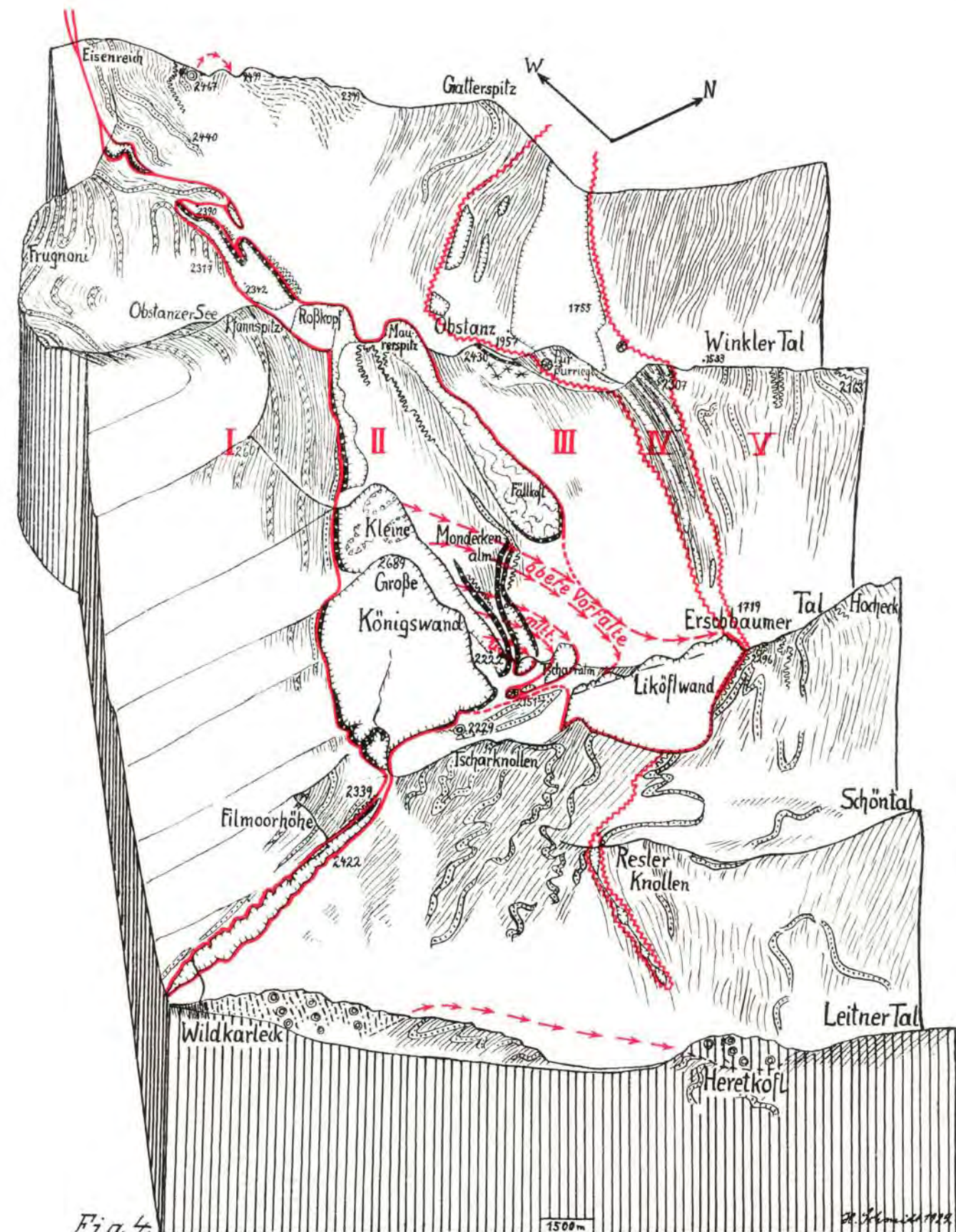


Fig. 4.

Ostseiten

# Neue Beobachtungen im Gelände der Höttinger Breccie.

Von Hans Katschthaler, Innsbruck.

(Mit 12 Figuren und 1 Kartenskizze.)

Nördlich der Landeshauptstadt Innsbruck erhebt sich die in ihrer Geschlossenheit imposante Felsenmauer der Inntal-Nordkette, der südlichsten Hauptkette des Karwendelgebirges. Ihr steiles Gehänge wird talwärts durch eine Terrassen- und Hügellandschaft abgelöst, die in mehreren Absätzen mit weniger steilem Gelände bis zur Inntalsole herabzieht. Deren untere Terrassen sind aus den Sand- und Schotterablagerungen des Inntales herausgeschnitten, was zur Bezeichnung dieser Ablagerungen als „Terrassensedimente“ führte. Diese schon zu prähistorischer Zeit besiedelt gewesenen Terrassen tragen heute die ebenfalls schon sehr alte Siedlung der Gemeinde Hötting. Die oberste, ziemlich ausgedehnte Terrasse erhebt sich teils in den steilen Abbrüchen der geologisch berühmten „Höttinger Breccie“, teils in weniger steilem, hügeligem Gelände über den tiefer gelegenen Terrassen und wird von zwei tiefen, höchst wahrscheinlich aus der Tertiärzeit stammenden Einschnitten begrenzt, deren östlicher, die „Mühlauer Klamm“, vom Mühlauer Bach und der westliche, als sogenannter Höttinger Graben, vom Höttinger Bach durchflossen wird. Außer mehr weniger dichtem Waldbestande trägt diese Terrasse die junge Siedlung des „Hungerburghodens“, eines Plateaus, zu dessen Erschließung inshesondere für den Fremdenverkehr die Erbauung einer Straße seitens der Gemeinden Hötting und Innsbruck vereinbart wurde.

Im Frühjahr 1928 wurde mit dem Bau dieser sogenannten Höttinger Höhenstraße begonnen und dieselbe in der Teilstrecke neue Höttinger Kirche—Schönhöchl Ende des Jahres 1929 fertiggestellt.

Durch den Bau dieser Teilstrecke wurde ein Gebiet angeschnitten, das schon von vornherein wichtige Aufschlüsse für die Diluvialstratigraphie zu geben versprach. Von Baubeginn an war ich daher darauf bedacht, in den dienstfreien Stunden möglichst oft nach neugeschaffenen Aufschlüssen Umschau zu halten und dieselben in Wort und Bild festzuhalten. Eine oftmalige, ja mitunter tagtägliche Begehung der betreffenden Baustellen hielt ich für umso notwendiger, als die jeweils geschaffenen Aufschlüsse meist gleich wieder durch Bretterverschalung und Vermauerung oder weitere Abgrabungen und Abrutschungen dem Auge entzogen wurden. Fleißiger Nachschau bei der Fallhachkehre z. B. verdanke ich es, daß mir die außer allen Zweifel stehende Zwischenlagerung eines Breccienblockes zwischen der dortigen „Sockelmoräne“ und dem unmittelbar Liegenden, dem Dolomitriegel des Fallbaches nicht

entging; drei Wochen hindurch ist die Moräne mit ihrer Felsunterlage bis zu obiger Stelle zurück abgesprengt, bzw. abgegraben worden, ohne daß es mir trotz eifrigen Suchens gelungen wäre, nur ein einziges Brecciengestein in der Moräne oder zwischen derselben und der Felsunterlage anzutreffen. Die Breccienblockstelle war nach zwei Tagen schon weggesprengt. Seither habe ich keine Breccie mehr dortselbst gefunden. Durch diesen einzigen Fund ist der sichere Nachweis erbracht, daß diese westlich des Fallbaches gelegene Moräne keinesfalls die Liegendmoräne, wie sie als solche Sölch<sup>1)</sup> und Wehrli<sup>2)</sup> hinzustellen geneigt waren, sein kann.

Es ergab sich von selbst, daß sich meine Beobachtungen auch auf das östlich gelegene Gebiet bis fast zum Mayr'schen Steinbruch hin ausdehnten, und da dieselben zur laubfreien Zeit im Frühjahr und Spätherbste gemacht wurden, konnten sie mancherlei Neues an den Tag bringen.

In dieser Abhandlung werde ich die verschiedenen Befunde, nach diluvialstratigraphischen Horizonten zergliedert, erbringen und mich in der Namengebung der einzelnen Horizonte an jene von Penck<sup>3)</sup> seit Jahrzehnten eingeführte halten.

Die beigegebenen Skizzen sowie eine Kartenskizze vom engeren Gebiete des Straßenbaues mögen zur besseren Erläuterung der beschriebenen Aufschlüsse dienen.

An dieser Stelle sei vor allem meinem Lehrer, Herrn Prof. Dr. R. Klebelsberg, Innsbruck, und Herrn Oberbergrat Dr. O. Ampferer, Wien, für die jederzeit bereite Unterstützung in Rat und Tat sowie der Bauleitung der Höttinger Höhenstraße, insbesondere Herrn Ing. Zaunmüller für Überlassung von Straßenprojektskizzen und Mitteilung sonstiger wichtiger Daten bestens gedankt.

## I. Die „Liegendmoräne“.

Die von Penck<sup>4)</sup> unbestritten als stratigraphisches Liegendes der Höttinger Breccie nachgewiesene Moräne läßt sich am rechten Ufer des Fallbaches in nahezu ununterbrochener Folge ein Stück unter der Überquerung durch den Steinbruchweg (Johannisbrücklein) bis herab zum Dolomitriegel des Fallbaches in Höhe 658 m über dem Meere verfolgen. Es ist dies das tiefstgelegene Vorkommen von Liegendmoräne, das bisher festgestellt werden konnte.

<sup>1)</sup> J. Sölch, Geographischer Führer durch Nordtirol, 1924, S. 109.

<sup>2)</sup> H. Wehrli, Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereiche der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 78, 1928, S. 472.

<sup>3)</sup> A. Penck, Die Höttinger Breccie und die Inntalerrasse nördlich von Innsbruck. Abhandlungen der Preußischen Akademie der Wissenschaften 1920, physikalisch-mathematische Klasse, Nr. 2, Berlin 1921.

<sup>4)</sup> A. Penck, Die Höttinger Breccie und die Inntalerrasse nördlich Innsbruck. Abhandlungen der Preußischen Akademie der Wissenschaften, 1920, physikalisch-mathematische Klasse, Nr. 2, Berlin 1921.

Sie tritt hier in ihrer typisch blaugrauen Farbe auf und enthält in ziemlich toniger Grundmasse festgebacken schön polierte und geschrammte Geschiebe von durchschnittlich kleinem Korn. Sie bestehen zum Großteil aus zentralalpinem Material.

Der Fallbach fließt unterm Johannesbrücklein zuerst eine kurze Strecke von höchstens 200 m Länge über dort anstehende rote Breccie, schneidet diese schließlich durch und fließt bis zum erwähnten Dolomitriegel in der Liegendmoräne weiter, dieselbe bachabwärts immer tiefer durchschneidend. Der vom Fallbach geschaffene Einschnitt in der Liegendmoräne erreicht nach einer Strecke von ungefähr 1200 m Länge, während welcher der Bach die Moräne durchfließt, beim Dolomitriegel eine Tiefe von mindestens 6 m. Die Hangendgrenze der Liegendmoräne jedoch zieht nicht in gleichem Gefälle wie der Fallbach, sondern in sanfterer Neigung talaus und verschwindet 40 m nördlich des Dolomitriegels unter der Vegetationsdecke. Sie befindet sich hier in gleicher Höhe mit den unmittelbar zu beiden Seiten des Fallbaches befindlichen Felsböden des Dolomitriegels und korrespondiert mit diesen Flächenstücken in auffälliger Weise. Der Dolomitriegel selbst wird vom Bach in einem 15 bis 20 m tiefen, engen Einschnitt, dem sogenannten Klamml, durchschnitten.

Aus dem Umstand, daß die Hangendgrenze der Liegendmoräne mit den erwähnten Felsböden korrespondiert, während hingegen der Bach mit größerem Gefälle durch die Liegendmoräne und schließlich durch den Dolomitriegel schneidet, dürfte sich folgern lassen, daß das sogenannte Klamml zur Zeit vor Ablagerung der Höttinger Breccie noch nicht bestanden hat.

## II. Die Höttinger Breccie.

Bisher war im Arbeitsgebiete anstehende Breccie nur an folgenden Stellen bekannt: beim sogenannten Mall ober der alten Höttinger Kirche in Höhe 660 m, beim sogenannten Rappenschrofen westlich des Fallbaches knapp oberhalb des Johannesbrückleins in Höhe 712 bis 724 m, dann an einigen Stellen entlang den großen und kleinen Fallbach sowie am Ölberg in Höhe 715 bis 717 m.

Zu diesen Vorkommnissen treten nun fünf neue hinzu, von denen ein Vorkommnis von Prof. R. Klebelsberg<sup>1)</sup> am 5. Mai 1929 bei der Grieserhofkehre angetroffen und in zwei Befundaufnahmen festgehalten wurde. Ich selbst traf Höttinger Breccie anstehend am Osthang des sogenannten Pfitschentales (zwischen Mayrschen Steinbruch und Sprengerkreuzbühel) in Höhe 720 m, am Sprengerkreuzbühel in Höhe 715 bis 717 m, am Fallbach in der Strecke zwischen Johannesbrücklein und Dolomitriegel in Höhe 695 bis 658 m, beim Pelzeder zwischen Schönbichl und Johannesbrücklein in Höhe 695 bis 697 m, am Schönbichl-Westhang in Höhe 695 m und schließlich an der Grieserhofkehre im Quergraben in Höhe 683 m.

Wie die Liegendmoräne am Dolomitriegel des Fallbaches, so ist auch die dortselbst anstehende Breccie das bis heute bekannte, tiefstgelegene Breccievorkommnis.

An den obangeführten Stellen tritt die Höttinger Breccie in ihrer durch Vermengung mit dem an der Nordkette anstehenden roten Werfener Sandsteinen und Tonen bedingten roten Fazies auf.

<sup>1)</sup> R. Klebelsberg, Neue Aufschlüsse im Gelände der Höttinger Breccie. Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. XVII, Heft 4/5, 1929.

Die Höttinger Breccie muß spätestens schon vor Ablagerung der „Sockelmoräne“ Pencks fast bis zu ihren heutigen Bestandsgrenzen der Erosion zum Opfer gefallen sein. Dies erweist die Tatsache, daß die Sockelmoräne nicht nur über der Breccie als ihrem stratigraphischen Liegenden, sondern auch unmittelbar über dem Grundfels des Inntales wie bei der Fallbachkehre und deren Umgebung westlich und östlich des Fallbaches aufrucht. Denkt man sich die Breccienvorkommnisse der Umgebung entsprechend ihrer Lagerung zu einer einstmals geschlossenen Decke verbunden, so muß eine entsprechend lange Erosionsdauer angenommen werden, um die Zerschneidung und Wegschaffung der schon verfestigten Breccie bis auf den Grundfels erklären zu können. Daß die Breccie zur Zeit der auf sie einwirkenden Erosion schon verfestigt war, erweisen die zahlreichen Breccienblöcke zwischen Breccie und der ihr aufruhenden Sockelmoräne.

Die Breccie streicht ungefähr 30 m nördlich des Fallbach-Dolomitriegels in gleicher Höhe mit demselben aus und zieht in offensichtlich diskordanter Hangendgrenze am Westhang des Fallbachtals bis zum Neubau Pelzeder empor. Wie im nächsten Abschnitt dargelegt wird, lagert darüber neben den Terrassensedimenten auch Sockelmoräne. Ob letztere Moräne auch an der Sohle des genannten Tales über der dort anstehenden Breccie aufliegt, bleibt noch zu erforschen. Zutreffendenfalls wäre daraus auf eine weit fortgeschrittene Erosion der Breccie im Fallbachtale noch vor Ablagerung der Sockelmoräne zu schließen, was wiederum eine tiefergehende Erosion des Haupttales voraussetzt. Da die Erosion des Fallbachtals nicht auf die schürfende Tätigkeit des Eises, sondern auf die einschneidende Tätigkeit des alten Fallbaches zurückzuführen sein dürfte, wäre daraus zu schließen, daß auch im Inntale der glazialen Erosion eine fluviatile von beträchtlichem Ausmaße vorgegangen ist.

Die von Penck<sup>1)</sup> hervorgehobene Bedeutung des dem Inntale entlangstreichenden Dolomitzuges als älteren Prallhang wird hier deutlich sichtbar; an diesem Dolomitzug prallte die vom Inntal aus wirkende Flußerosion nach vorheriger Entfernung der denselben talwärts überdeckenden Breccienpartien ab und verschonte den zwischen Dolomitzug und Inntal-Nordkette gelegenen Breccienbestand.

#### Aufschlüsse am Fallbach:

Die rote Breccie findet sich unter dem Steinbruchweg (Johannisbrücklein) eine kurze Strecke zu beiden Seiten des Fallbaches. Ob sie dort tatsächlich auch ansteht, ist nicht gut feststellbar, deren horizontale Lagerung scheint jedoch dafür zu sprechen. In dieser Strecke fließt der Bach über Breccie. Von der Stelle an, wo am linken Bachufer die Wiese des Ölberges dem Fallbach am nächsten tritt, fließt derselbe zunächst durch ein Blockwerk von Breccie, um nach einer ganz kurzen Strecke auf die Liegendmoräne überzutreten. Hier erhebt sich am rechten Ufer ein steiler Hangbruch, der in seinem oberen Teil aus Kies und Schotter, im unteren Teil aus Fragmenten weißer und roter Breccie besteht. 20 bis 25 Schritte bachabwärts folgt am Westhang des Fallbaches ein zweiter Gehängebruch, an welchem die Liegendmoräne bis zu 250 m über dem Bachbett hinaufreicht. Während hier die unmittelbare Hangendschicht durch Humus und Abrutschmaterial verdeckt ist, kommt ein bis

1) A. Penck, Die Höttinger Breccie und die Inntal Terrasse nördlich Innsbrucks, Abhandlungen der Preussischen Akademie der Wissenschaften, 1920, physikalisch-mathematische Klasse, Nr. 2, Berlin 1921, S. 102.

zwei Schritte bachabwärts über der Liegendmoräne die rote Breccie in horizontaler Lagerung zum Vorschein. Ihr gegenüber befindet sich am linken Bachufer ein größerer Gneisblock mit intensiver Fältelung. Einige Schritte bachabwärts folgt ein dritter Gebängebruch, von Kies und Schotter überdeckt, an welchem 3 m über dem Bachbett mehrere kleine Quellen austreten. Weitere sieben bis acht Schritte bachabwärts läßt sich von der Stelle an, wo im Bach ein kleiner Teich angelegt ist, die rote Breccie in horizontaler Lagerung über der Liegendmoräne fast ununterbrochen bis 40 m nördlich des Dolomitriegels des Fallbaches am rechten Bachufer verfolgen. Die Liegendgrenze der Breccie befindet sich hier 6 m über dem Bachbett und ungefähr 656 bis 658 m über dem Meere. Im Bachbett selbst und dessen Rand liegen eine Menge teils eckiger, teils durch den Bach abgerollter Breccienbruchstücke bis zum Dolomitriegel hinab.

Der Westhang des Fallbachtals in der besprochenen Strecke geht vom unteren Steilhang des Fallbaches nach oben in einen mehr weniger schmalen Bodenstreifen über, um dann wieder in steiler Neigung bis zu dem von SO nach NW streichenden Grat jenes Bühels fortzusetzen, auf dessen Gipfel der Neubau Pelzeder steht. Der inmitten des Fallbachwesthangs durchziehende Bodenstreifen korrespondiert mit dem am linken Ufer des Fallbaches am Fuß des Sprengbühels befindlichen alten Talbodenrest und endet wie dieser nach unten hin am Dolomitriegel in gleicher Höhe mit demselben. Der Steig, welcher diesen Bodenstreifen entlang anwärts führt, schneidet ungefähr in Höhe 682 bis 685 anstehende rote Breccie an. Nicht weit davon traf ich an dem im Niveau des Steinbruchweges befindlichen Gipfel jenes Bühels, auf dem jetzt der Neubau Pelzeder steht, anlässlich der Grundahebung anstehende rote Breccie, deren Oberfläche mehr uneben, jedoch abgerundet und geglättet war. Die Breccie war in einem Geviert von 64 m<sup>2</sup> und in einer Tiefe von 1 bis 1,5 m bloßgelegt. Unter derselben kam blaugrauer, sehr zäher Ton mit rötlichen Zwischenlagen von ganz gleichem Aussehen wie die Ölbergtone zum Vorschein. Ein 2 bis 2½ m hohes Hügeln zwischen Baustelle und dem Steinbruchweg bestand ebenfalls aus roter Breccie; es wurde abgegraben. Dieses Hügeln scheint früher mit dem Grat, welcher sich jenseits des genannten Weges bergwärts am sogenannten Scheibenbühel hinaufzieht, in Verbindung gestanden zu sein und wurde nur durch den immer tiefer ausgefahrenen Steinbruchweg von letzterem abgetrennt. Es dürfte demnach nicht weit unter der Oberfläche dieses Grates Breccie zu finden sein. Der besprochene Aufschluß von Breccie beim Neubau Pelzeder befindet sich in Höhe 695 bis 698 m über dem Meer, ungefähr 120 m südwestlich der in gestörter Lagerung befindlichen Breccienpfeiler am Johannisbrücklein und gegenüber dem um 20 m höher gelegenen, durch das Fallbachtal getrennten Breccienvorkommnis am Ölberg (Sprengbühel).

#### Aufschluß am Schönbichl:

Anstehende rote Breccie mit unregelmäßiger, jedoch teilweise abgerundeter Oberfläche traf ich am 8. Oktober 1929 am Westhang des Schönbichls westlich des Schotterbruches an (Fig. 2). Sie stand in der Strecke von Straßenkilometer 1,400 bis 1,410 der Höttinger Höhenstraße im Niveau derselben (Höhe 695 m über dem Meer) in einer Breite von 3 bis 4 m an und trug an ihrer Oberfläche mehrere größere Breccien- und Triaskalkblöcke mit gerundeter und geglätteter Oberfläche. Der ganze Aufschluß ist heute durch den Grundbau der Straße überdeckt. Er befindet sich 150 m westlich vom Neubau Pelzeder entfernt.

Ein weiterer kleiner Aufschluß findet sich nicht weit oberhalb des Schönbichls ungefähr in Höhe 740 m über dem Meer an dem vom Schönbichl nach Gramart hinaufführenden sogenannten Hasentalweg.

#### Aufschlüsse an der Grieserhofkehre:

250 m straßenabwärts vom Schönbichlaufschluß und 12 m tiefer als derselbe (683 m über dem Meer) befindet sich (bei Straßenkilometer 1,150 bis 1,165) jener Aufschluß, welcher über Veranlassung und unter der Leitung Klebelsbergs<sup>1)</sup> durch

1) R. Klebelsberg, Neue Aufschlüsse im Gelände der Höttinger Breccie. Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. XVII, Heft 4/5, 1929.

kommissionelle Befundaufnahme am 7. und 24. Mai 1929 festgehalten wurde. Dieselbe lautet bezüglich der Breccie wie folgt: Protokoll vom 7. Mai 1929.

„In den östlichen 4 bis 5 m des Liegendenschuttes kommt unmittelbar unter diesem (zweifelsfrei im stratigraphischen Liegenden) eine in sich zusammenhängende Partie roter Höttinger Breccie zum Vorschein mit drei bis 1 m großen (längster Durchmesser) höchstens kantenstumpfen Blöcken dunkelgrauen Kalkes (zum Breccienbestand gehörend, fest mit dem roten Breccienmaterial verkittet). Der Zusammenhang der erschlossenen roten Breccie in horizontaler Richtung zu einer einheitlichen, zirka 4 m sich erstreckenden Breccienpartie wurde von uns durch mehrere Schürfe festgestellt. Die rote Farbe der Breccie hat sich an ein paar Stellen spurenweise dem darüberliegenden „Liegendenschutt“ mitgeteilt.“

Protokoll vom 24. Mai 1929: „Die Aufschlüsse durch den Straßenbau sind seither um zirka 10 m weiter nach NO und nm 1 bis 2 m nach der Tiefe zu fortgeschritten. Dabei zeigt sich, zusammenhängend erschlossen, daß die Vorrangung der roten Breccie, die bei der ersten Protokollaufnahme sichtbar war, nach unten, nach NO, SO und SW hin im Zusammenhang mit einer in sich geschlossenen Partie gleicher roter Breccie steht, deren längster Durchmesser (SW—NO) 9 bis 10 m beträgt, deren sichtbare NW-SO-Breite 2 bis 3 m und deren erschlossene Tiefenmächtigkeit maximal 1·5 bis 2 m beträgt. Die Oberfläche dieser Breccienpartie dacht im ganzen sanft bis mäßig von dem etwas nordöstlich der Mitte gelegenen Punkte stärkster Vorrangung nach NO, SO und am sanftesten nach SW ab. Im einzelnen ist die Oberfläche der Breccienpartie unregelmäßig, an der Stelle stärkster Vorrangung ist ein bis zu 1 m Durchmesser messendes Segment der Breccienoberfläche deutlich, rundbuckelartig, gerundet . . .“.

An diese Protokollstelle straßenabwärts beinahe anschließend, wurde im Herbst 1929 ein neuer Aufschluß dadurch geschaffen, daß in fast rechtem Winkel zum Aufschluß der Protokollstelle ein Quergraben in den Hang des Plattenbühels hineingeschnitten wurde (Fig. 1).

Zur Zeit, als ich diesen Quergraben untersuchte, hatte derselbe eine Breite von 3 m und eine Länge von 10 m. Die an die Protokollstelle in rechtem Winkel angrenzende nördliche Seitenwand des Grabens hatte eine Höhe von 4·60 m (straßen-seits) bis 4·80 m (rückseits des Grabens), die südliche Seitenwand war durchschnittlich um 0·80 m niedriger als die nördliche. Die Bodenfläche des Grabens stieg vom Niveau der Straße nur ganz schwach gegen die Rückseite des in der Richtung OSO—WNW verlaufenden Grabens hin auf eine Strecke von 7 m an und wurde dort durch die stufenförmig nach rückwärts abgegrabene Westnordwest-Wand begrenzt. An letzterer wie an der nördlichen Seitenwand war nun rote Breccie zusammenhängend in der Weise angeschlossen, daß die Hangendgrenze derselben an der Rückwand von ungefähr der Mitte derselben bis zur nördlichen Seitenwand hin anstieg, an dortiger Ecke eine Höhe von fast 0·30 m erreichte und sodann an der nördlichen Seitenwand auf eine Strecke von 4 m in schwächerer Neigung straßenwärts abstieg. Der weitere Verlauf der Hangendgrenze war infolge Vermauerung des straßenwärts gelegenen Teiles der Seitenwand nicht mehr sichtbar. Auf der nördlichen Hälfte der Bodenfläche lugte die Breccie zum Großteil hervor. In den übrigen Teilen des Grabens war keine Breccie zu sehen. Daraus ist zu schließen, daß die ursprüngliche Oberfläche der Breccie hier stärker gegen SSW als gegen SO abdacht.

#### Aufschlüsse am Sprengerkreuz und im sogenannten Pfitschentäl:

An dem vom Sprengerkreuz gekrönten und vom Sprengerbühel (Ölberg) durch ein tieferes Tälchen getrennten Bühel befinden sich einige Meter unterhalb des Sprengerkreuzes zwei Aufschlüsse von roter Breccie rechts des Steiges, welcher von Büchsenhausen, bzw. dem unteren Fallbachtal hier heraufführt und in seiner weiteren Fortsetzung in den Steinbruchweg einmündet. An einem derselben scheint die Breccie sicher anzustehen. Diese beiden Breccienvorkommnisse befinden sich in gleicher Höhe wie jenes am Sprengbühel (Ölberg) und das von mir östlich vom Sprengerkreuz am Osthang des sogenannten Pfitschentales angetroffene Vorkommnis. Hier steht in der Höhe des Sprengerkreuzes (720 m über dem Meer) rote Breccie in mehr horizontaler Lagerung in einem 1·50 m mächtigen Schichtbände an. Die Länge desselben beträgt 4 bis 5 m.

### III. Die „Sockelmoräne“.

Dank der durch den Bau der Höttinger Höhenstraße geschaffenen Aufschlüsse ist nunmehr die Existenz der „Sockelmoräne“, welche Blaas<sup>1)</sup> und Penck<sup>2)</sup> in diesem Gebiet unter viel schwierigeren Verhältnissen nachzuweisen vermochten, wohl einwandfrei erwiesen. Es ist dies jene Moräne, die zwischen der Höttinger Breccie als dem stratigraphischen Liegenden und den Terrassensedimenten als dem stratigraphischen Hangenden zu liegen kommt.

Da nach unten hin die Höttinger Breccie von der „Liegendmoräne“ unmittelbar unterlagert, nach oben hin die Terrassensedimente unmittelbar von der „Hangendmoräne“ überlagert werden, gibt die Sockelmoräne im Sinne des von Penck aufgestellten Schemas Zeugnis von einer im Alpinnern vor sich gegangenen mittleren Vergletscherung zwischen der ihr vorangegangenen, durch die „Liegendmoräne“ erwiesenen und der ihr nachgefolgten, durch die „Hangendmoräne“ erwiesenen Großvergletscherung der Alpen.

Bisher waren nur vier Vorkommnisse der „Sockelmoräne“ Pencks bekannt, von denen nur bei dem von Blaas<sup>3)</sup> beschriebenen, beim sogenannten Mall ober der alten Höttinger Kirche gelegenen die Breccie, bei den übrigen das Grundgebirge des Inntales das unmittelbar Liegende bildet. All diese Vorkommnisse wurden, wohl mangels deutlicherer Aufschlüsse, besonders in letzterer Zeit hinsichtlich der stratigraphischen Stellung der Sockelmoräne angezweifelt und dieselbe z. T. der „Liegendmoräne“, z. T. der „Hangendmoräne“ zugesprochen. So wurde die westlich des Fallbaches zwischen dem unteren Buttererhof und dem Schönbühl gelegene Sockelmoräne von Sölch<sup>4)</sup> wegen ihres Aussehens der „Liegendmoräne“ und von Wehrli<sup>5)</sup> teils der „Liegendmoräne“, teils der „Hangendmoräne“ gleichgestellt. Gerade in diesem Gebiete wurden zwecks Anlegung der interessanten Fallbachkehre der genannten Straße umfangreiche Absprengungen und Grabungen vorgenommen, durch deren Aufschlüsse die stratigraphische Stellung der Sockelmoräne im Sinne Pencks in hinreichendem Maße nachgewiesen erscheint. In noch eindeutigerer und über alle Zweifel erhabenen Weise wurde diese stratigraphische Stellung der Sockelmoräne durch den Anschnitt des Plattenbühels im oberen Aste der Grießerhofkehre und den Anschnitt des Westhanges des Schönbühels klargelegt.

1) J. Blaas, Über die Glazialformation im Inntale. Zeitschrift des Ferdinandeums Innsbruck, 4. Folge, XXIX, 1885, S. 32 und 114. — Erläuterungen zur geologischen Karte der diluvialen Ablagerungen in der Umgebung von Innsbruck. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, XL, 1890, S. 21 (43—48).

2) A. Penck, Die Höttinger Breccie und die Inntalterrasse nördlich von Innsbruck. Abhandlungen der Preussischen Akademie der Wissenschaften, 1920, physikalisch-mathematische Klasse, Nr. 2, S. 70—71.

3) J. Blaas, Über sogenannte interglaziale Profile. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, XXXIX, 1889, S. 477 und 478.

4) J. Sölch, Geographischer Führer durch Nordtirol, 1924, S. 109.

5) H. Wehrli, Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereiche der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 78, 1928, S. 472.



Durch die Aufschlüsse der Höttinger Höhenstraße ist nun nicht nur die stratigraphische Stellung der Sockelmoräne im Sinne Pencks gefestigt, sondern auch die bisherigen Kenntnisse von der Beschaffenheit und Zusammensetzung derselben ziemlich vermehrt worden.

Die Sockelmoräne an der Höttinger Höhenstraße lagert unmittelbar bald über der Höttinger Breccie (Grießerhofkehre), bald über dem Grundgebirge des Inntales (Fallbachkehre), bald über, den Terrassensedimenten an Beschaffenheit gleichzustellende, unbedeutend mächtige Schotter und Sande, welche ihrerseits wieder durch eine unbedeutende Moränenlage von der Höttinger Breccie als ihrem Liegenden getrennt sind (Schönbichl-Westhang).

Die Sockelmoräne läßt nun, je nachdem, ob dieselbe unmittelbar auf roter Höttinger Breccie oder auf Grundfels, bzw. Sand und Schotter zu liegen kommt, eine verschieden fazielle Ausbildung in der Farbe und, wenigstens in den unteren Lagen, auch in der Zusammensetzung erkennen.

Liegt die Moräne unmittelbar über der roten Höttinger Breccie, so besteht dieselbe aus ungeschichtetem, regellosem, teils lehmigem, teils sandigem Schutt, der nach oben hin sandiger wird. In den unteren Lagen dieses Schuttcs, u. zw. in den lehmigen Lagen weitaus mehr als in den sandigen, sind polierte und geschrammte Glazialgeschiebe enthalten, welche in den oberen Lagen seltener werden und dann ohne Politur auftreten. Die Mehrzahl derselben besteht aus zentralalpinem Material. Die Geschiebe haben meist Keilform mit schwacher seitlicher Drehung. Im übrigen halten sich Geschiebe und Gerölle die Waage und gehen selten über Faustgröße hinaus.

Die Farbe des Schuttcs ist im allgemeinen schmutzig rötlichgrau oder rötlichbraun, die lehmigen Lagen desselben rot oder gelblichrot. Diese Farbe scheint darauf hinzuweisen, daß ein Teil des Schuttcs der Breccienunterlage entnommen wurde.

Zuunterst des Moränenschuttcs, unmittelbar über der roten Breccienunterlage, befindet sich eine förmliche Blocklage, bestehend aus einer Menge größerer (bis zu 1 m<sup>3</sup>) Blöcke, die häufig in intensiv rotem oder gelblichem Lehm, von der Breccienunterlage stammend, eingebacken liegen. Zum Großteil sind es Blöcke aus Triaskalken, zum kleineren Teil solche aus Höttinger Breccie oder zentralalpinem Material. Die Triaskalkblöcke bestehen teils aus dunkelgrauem, von zahlreichen weißen Kalzitadern durchzogenem Kalk (Guttensteiner Kalk oder Raibler Dolomit der Höttinger Scholle), teils aus homogen dunkelgrauem Kalk (Muschelkalk), teils aus typischen Partnachkalken und dichten, durchaus hell- oder rötlichgrauen Kalken (Wettersteinkalk). Unter den zentralalpinen Blöcken herrschen Gneise und Amphibolite vor. Die Breccienblöcke entstammen der roten Höttinger Breccie. Vermutlich entstammt auch ein Teil der Triaskalkblöcke der Breccienunterlage, worauf der rote Lehm, in welchem sie eingebettet liegen, hinzudeuten scheint.

Sämtliche Blöcke sind kanten- bis wohlgerundet mit deutlich geschliffener und geglätteter Oberfläche, welche seltener deutlich geschrammt ist. Die zentralalpiner Blöcke sind im allgemeinen mehr gerundet als die übrigen Blöcke, erreichen jedoch nicht die Größe der Kalk- und Breccienblöcke.

Von dieser Moräne verschiedenes Aussehen und teilweise andere Zusammensetzung hat jene, welche nicht unmittelbar auf Höttinger Breccie aufruht.

Sie unterscheidet sich von ersterer durch die grünlich- bis gelblich-graue Farbe in frischem Anbruche, durch die lehmigweiße Farbe in angewittertem Zustande; sie ist weiters von durchaus lehmigem Charakter mit durchschnittlich kleineren bis faustgroßen Glazialgeschieben, die zum Großteil sehr schön poliert und geschrammt sind und fast zu gleichen Teilen aus kalk- und zentralalpinen Geschieben, mitunter auch Geröllen bestehen. Brecciengeschiebe fand ich trotz eifrigen Suchens in derselben keine. Sie enthält auch keine Blocklage und ist daher mehr weniger von homogenem Aussehen. Deren Mächtigkeit (4 bis 6 m) ist bedeutender als die der erstbeschriebenen Moräne.

Schmitzen aus Mehlsand, Kies und Schottern durchziehen nicht selten diese Moräne und erreichen hiebei eine größte Länge von 5 bis 6 m und Breite von 30 bis 40 cm.

Während nun die letztbeschriebene Moräne bei der Grießerhofkehre (Fig. 1) unmittelbar und teilweise in allmählichem Übergang über der erstbeschriebenen Moräne, bei der Fallbachkehre (Fig. 6 bis 8) über dem Grundfels des Inntales zu liegen kommt, lagert sie beim Schönbichl-Westhang (Fig. 2) über einer 2 bis 4 m mächtigen Lage von Mehlsand, Kiesen und Schottern. Da die Moräne an letzterer Stelle von Terrassensedimenten überlagert wird, tritt sie hier scheinbar in Wechselagerung mit denselben. Die von der Moräne überlagerte Schotter- und Kieslage ruht ihrerseits auf einer nur einige Dezimeter mächtigen Schuttschicht, bestehend größtenteils aus dem rotgelblichen Breccienlehm mit zahlreichen mittelgroßen Geschieben und Geröllen, die fast zu gleichen Teilen zentral- und kalkalpiner Herkunft sind. An den Geschieben sind Schrammen nur selten, Politur gar keine zu sehen. In diesem Schutt liegen wieder eine Menge größerer Blöcke aus Triaskalken, Höttinger Breccie und zentralalpinem Material von gleicher Beschaffenheit und Aussehen wie bei der Grießerhofkehre (Blocklage) eingebacken.

Unter dieser Schuttschicht steht auch hier am Schönbichl-Westhang rote Höttinger Breccie an. Letztere Schuttschicht dürfte daher ein z. T. durch ihre Unterlage in Farbe und Zusammensetzung bedingte fazielle Ausbildung der Sockelmoräne sein, welche letztere sich hier in zwei, durch die oberwähnte Schotter-Kiesel-Lage getrennte Lagen verschiedener Fazien gabelt. Leider ist durch den Grundbau der Straße sowohl der Aufschluß der Breccie als auch jener des unteren Astes der Moräne verdeckt worden. Nur mehr die 2 bis 4 m mächtige Kies- und Schotterlage, unten mit einer 40 bis 60 cm mächtigen Mehlsandlage beginnend, ist ab dem heutigen Fahrabnivea der Höhenstraße sichtbar. Diese Lage ist schön horizontal geschichtet und besteht fast aus dem gleichen Materiale wie die unmittelbar über der Höttinger Breccie befindliche Sockelmoräne; das Material jedoch ist mehr geröllartig und gewaschen, an den Geschieben keine Politur und Schrammung mehr wahrzunehmen. Dieser Schichtenkomplex wird teils in scharfer, ja sogar diskordanter Grenze, teils in allmählichem Übergang von der oberen Lage der Sockel-

moräne überlagert. Dort, wo dieser Komplex in die hangende Sockelmoräne höher hinauf eindringt, verzahnt sich derselbe seitlich mehr weniger scharf mit derselben. Daß diese Ablagerung auf wässerigem Wege entstanden, zeigt ihre horizontale Schichtung und die Beschaffenheit des Materials. Die Frage, ob dieselbe subglazialer oder fluvioglazialer Entstehung ist, möchte ich eher zugunsten der fluvioglazialen Natur beantworten, da die z. T. scharfe und diskordante Hangendgrenze dieser Ablagerung, der Mangel an polierten und geschrammten Geschieben, die starke Abrollung des Materials und die ziemliche Ausdehnung dieser Schichtung mehr auf letztere Art der Entstehung hinzuweisen scheint.

Demnach könnte man sich diese Ablagerung in der Weise entstanden denken, daß die Vergletscherung sich vom Talgehänge etwas zurückzog, um sich dann über die inzwischen (durch Schmelzwässer) umgelagerte Moräne und die sonst abgesetzten Sedimente wieder auszubreiten.

Die Sockelmoräne kommt nicht nur an den obangeführten, im Zuge der Höttinger Höhenstraße befindlichen Stellen vor, sie läßt sich auch östlich des Fallbaches gegenüber der Fallbachkehre der Höhenstraße bis hinauf zum Sprengtale stellenweise als unmittelbare Hangendschicht des vom Fallbach bis zu den Weiherburggräben streichenden Dolomit-zuges verfolgen. Sie wird hier, u. z. an dem inntalwärts geneigten Hang des Sprengbühels, von südwestfallenden, konglomerierten Schottern und grobem Kalkschutt überlagert, die mit den an der Fallbachkehre über der Sockelmoräne liegenden und ebenfalls südwestfallenden Schottern korrespondieren.

Die Mächtigkeit der Sockelmoräne variiert von 0.50 bis 6 m. Sie erreicht an der Fallbachkehre und in der oberen Moränenlage am Schönbühel 5 bis 6 m, an der Griesserhofkehre 0.75 bis 4 m, in der unteren Moränenlage des Schönbichls und an einigen Stellen östlich des Fallbaches bis höchstens 0.50 m, am Dolomitriegel östlich des Fallbaches (am Fuße des Sprengbühels) sowie an dem vom Sprengweg zum Ölweg abzweigenden Steige bis zu 2 m. An den zwei letzteren Stellen ist allerdings die Sockelmoräne nicht in ihrer ganzen Mächtigkeit erschlossen. Auffallend ist die verschiedene Mächtigkeit der Moräne an den zwei nebeneinander befindlichen Aufschlüssen bei der Griesserhofkehre; von  $\frac{1}{2}$  bis  $\frac{3}{4}$  m am Protokollaufschluß steigt sie bis zu 4 m Mächtigkeit im Quergraben (Fig. 1) an! Letztere Mächtigkeit verdankt sie dem Umstande, daß im Quergraben auch die grünlichgraue Moräne, die dem Protokollaufschlusse fehlt, zur schmutzgrünlichbraunen Moräne als unmittelbarer Hangendschicht der letzteren hinzutritt.

Diese verschiedene Mächtigkeit der Sockelmoräne läßt sich wohl nicht gut als eine primäre hinstellen; sie dürfte auf eine noch vor Ablagerung der Terrassensedimente eingetretene teilweise Erosion der Sockelmoräne zurückzuführen sein. Mit dieser Annahme scheint im ersten Moment die Tatsache in Widerspruch zu stehen, daß die Sockelmoräne am oberen Buttererhof (Fig. 4) gegen oben hin von einer Kies-Schotter-Lage überlagert wird, deren Material stellenweise bis zu einem halben Meter tief in die Moräne eindringt und zahlreiche gut ge-

schrammte Glazialgeschiebe führt. Sie ist sehr wahrscheinlich in der Nähe des sich zurückziehenden Gletschers durch dessen Schmelzwasser zum Absatz gekommen und wäre demnach fluvio-spätglazial. Über dieser nur einige Dezimeter mächtigen Kieslage kommt nun mittelgrober Schotter zu liegen, der keinerlei geschrammte Glazialgeschiebe mehr enthält. Dieser Schotter lagerte knapp hinter dem Buttererhof (Fig. 4 und 5) ohne Kieszwischenlage unmittelbar über der Moräne und enthielt auch hier keinerlei gekritzte Geschiebe. Diese Tatsache macht es sehr wahrscheinlich, daß die mittelgroben Schotter nicht gleichzeitig mit der besprochenen Kieslage in Eisnähe entstanden sind, sondern erst geraume Zeit später, nachdem der Gletscher sich zurückgezogen und die Erosion schon den Bestand der fluvioglazialen und eiszeitlichen Gebilde angegriffen hatte.

Eine weitere Bestätigung findet diese Annahme durch die Tatsache, daß an mehreren Stellen die Terrassensedimente unter Ausfall ihres stratigraphischen Liegenden, der Sockelmoräne, unmittelbar über der Höttinger Breccie oder über dem Grundfels des Inntales lagern.

Die Dauer dieser Erosionsperiode ist bedeutend kürzer anzusetzen als jene, in welcher ein Großteil der Breccie noch vor Ablagerung der Sockelmoräne der Erosion zum Opfer fiel. Dies ergibt sich aus einer Gegenüberstellung der Mächtigkeit und des Materials der Sockelmoräne und der Breccie.

Anschließend an obige Ausführung lasse ich die Beschreibung der einzelnen vorangeführten Aufschlüsse an Sockelmoräne folgen und stelle die von Klebelsberg<sup>1)</sup> an einem Aufschluß der Grieserhofkehre veranlaßte Befundaufnahme im Wortlaute der Protokolle vom 7. und 24. Mai 1929 voran:

Protokoll vom 7. Mai 1929: „An der Biegung nordwestlich des Hauses Steinbruchweg Nr. 10 (Grieserhof), u. zw. an der Bergseite des oberen Astes der Biegung, ist an einer bis 6 m hohen und durchschnittlich 70 bis 80° geneigten frischen Anschnittfläche folgendes erschlossen. In den oberen bis 5 m Bänderton . . . Darunter an im allgemeinen scharfer, unregelmäßig leicht auf- und absteigender Grenzfläche ungeschichteter, wirr gelagerter, sandig-lehmiger Schutt mit Geschieben verschiedenster Form und Größe, sowohl Geröllen als auch nur kantengerundeten Blöcken (größte bis zu 1 m längsten Durchmesser). Unter den kleineren Geschieben sehr viel zentralalpines Material, unter den größeren Blöcken kalkalpines vorherrschend, besonders guttensteinartiger Muschelkalk. Von den durch die Bauarbeiten freigelegten großen Kalkblöcken zeigen manche ein- oder mehrseitig dendliche Schliffflächen, z. T. mit sicheren Schrammen; ein größerer Block und mehrere kleine Geschiebe mit einwandfrei geschrammten Schliffflächen wurden von uns aus dem unversehrten Schuttverband an der Anschnittfläche frisch ausgegraben, bzw. freigelegt . . . Grenzfläche und Liegendschutt sind für zirka 15 m Erstreckung aufgeschlossen . . . Der Liegendschutt ist für eine Mächtigkeit von 0.50 bis 1 m erschlossen.“

Protokoll vom 24. Mai 1929: „Auf der Breccienoberfläche liegt zunächst in durchaus nur ganz geringer, maximal wenig über  $\frac{1}{2}$  m Mächtigkeit lehmiger, ungeschichteter, mäßig grober Schutt mit meist gerundeten, nur vereinzelt über kopf- bis maximal 1 m großen Blöcken, die kleineren Geschiebe teils zentral-, teils kalkalpin, die größeren zur Mehrzahl kalkalpin, besonders Guttensteiner Kalk. An der Untergrenze des lehmigen Schutttes färbt stellenweise deutlich die unterliegende rote Breccie ab. Aus dem unver-

<sup>1)</sup> R. Klebelsberg, Neue Aufschlüsse im Gelände der Höttinger Breccie. Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. XVII, Heft 4/5, 1929.

schrten Verbande des lehmigen Schuttes graben die Unterzeichneten an mehreren Stellen polierte, geschliffene und deutlich geschrammte Kalkgeschiebe heraus (ganz kleine bis mittelgroße). Oberflächlich liegen einzelne größere, schön geschliffene und geschrammte Geschiebe, welche durch die Straßenbauarbeiten aus dem lehmigen Schutt heraus freigelegt worden sind. Nach oben läßt der lehmige Schutt meist sehr bald schon Auswaschung erkennen, aber noch ohne deutliche Schichtung anzunehmen. An einer großenteils scharfen Grenzfläche (im kleinen unregelmäßig auf- und absteigend, im ganzen gleichsinnig mit der Breccienoberfläche verlaufend), wird dann der etwas sandig gewordene lehmige Schutt teils von vorwiegend kleinerörligen, teils unmittelbar von gleichsinnig geschichtetem Bänderton überlagert.“

Aufschluß im Quergraben der Grießerhofkehre nächst obiger Protokollstelle (Fig. 1):

Über der an der nördlichen Seitenwand des Grabens aufgeschlossenen Breccie steht eine z. T. sandige, z. T. aus rötlichgelbem Breccienlehm bestehende, bis zu 40 cm mächtige Schicht mittelgroben Schuttes voll großer, abgeschliffener Blöcke an, die größtenteils aus dichten, hellgrauen oder rötlichgrauen, ferner dunkelgrauen, von zahlreichen weißen Kalkspatadern durchzogenen Kalken, zum geringeren Teil aus zentralalpiner Material oder der Höttinger Breccie bestehen. Die größten Kalkblöcke haben einen Durchmesser von 0.70 bis 1 m. Die zentralalpiner Blöcke sind durchaus kleiner als die Kalkblöcke. Die Oberfläche sämtlicher Blöcke ist glatt geschliffen, zeigt jedoch selten deutliche Schrammung. Die zentralalpiner Blöcke sind meist wohlgerundet, die Kalk- und Breccienblöcke mehr kantengerundet.

An der Südwand ist diese Blockschicht nur in einer Länge von 2.50 m aufgeschlossen und verschwindet dieselbe 4 m vor dem Straßenrand in den Boden hinein. An der nordwestlichen Ecke des Grabens sind mehrere Blöcke in festgepreßtem, roten und rötlichgrauen Lehm eingekellt. Vereinzelt finden sich darin kleinere, polierte und geschrammte Geschiebe. Über dieser Blockschicht folgt allseits in allmählichem Übergang mehr sandiger, wie gewaschen aussiehender Schutt, der eine Menge von Geschieben und Geröllen bis zu Faustgröße in unregelmäßiger Lagerung enthält. Zum überwiegenden Teil sind dieselben zentralalpiner Herkunft (Amphibolite, Gneise, Diorite etc.). Die Oberfläche der selteneren Kalkgeschiebe und Gerölle ist mehr rau und zeigt nur ganz selten Spuren von Schrammen. Die Geschiebe haben meist Keilform mit schwacher Drehung ihrer Achse. Geschiebe und Gerölle kommen hier fast zu gleichen Teilen vor. Schmale Bänder aus rötlichem Ton durchziehen stellenweise den sandigen Schutt. An der Nordwand ist diese sandige Schuttlage von einem 20 cm mächtigen Band grünlichgrauen, gepreßten Lehmes diagonal durchzogen, das sich gegen die Rückseite des Grabens mit der grünlichgrauen Moräne vereinigt. Diese grünlichgraue Moräne überlagert allseits in mehr oder weniger scharfer Grenze den sandigen, schmutzig-rötlichbraunen Schutt. Sie ist sehr lehmig, betonartig fest und enthält fest eingebackene zahlreiche schön polierte und geschrammte Geschiebe, die zu fast gleichen Teilen aus zentral- und kalkalpinem Material bestehen. Auch Gerölle in geringerer Anzahl kommen darin vor. Die Kalkgeschiebe bestehen aus homogenem, hell- bis rötlichgrauem oder dunkelgrauem, von vielen weißen Kalkspatadern durchzogenem Kalk und bräunlichem Dolomit. Trotz der unregelmäßigen Lagerung der Geschiebe in der Moräne läßt dieselbe eine 20—30° SO fallende Schichtung erkennen. Die Liegendgrenze der Moräne steigt an beiden Seiten des Grabens von O nach W an; sie liegt an der Südwand um 0.50 m tiefer als an der Nordwand. Dementsprechend steigt die Liegendgrenze an der Rückseite des Grabens bei einer Länge derselben von 3 m um 0.50 m von S nach N an. Die Moräne beginnt an der Südwand in einer Mächtigkeit von 1/2 m, steigt zuerst in einer Strecke von 2.50 bis 3 m schwach, dann stärker, zugleich über den Boden des Grabens und den sandigen Schutt sich emporhebend, grabeneinwärts an. An der Rückwand steigt die Moräne in einer Mächtigkeit von 1 m von S nach N an. An der Nordwand setzt sie, allmählich sich verschmälernd, in einem Gefälle von 20° grabenauswärts fort. Bei fortschreitendem Durchstich des Grabens nach W hin konnte man beobachten, daß die grünlichgraue Moräne grabeneinwärts von ungeschichteten, sandigen Kiesen und Schottern abgelöst wurde, die vereinzelt gekritzte Geschiebe und schmale Bänder feinen, glimmerigen Sandes enthielten. Die Grenze derselben gegen die Terrassensedimente verlief nur mehr schwach ansteigend gegen W.

Darüber folgen allseits die Terrassensedimente, deren Beschreibung im nächsten Abschnitte gegeben wird.

Aufschluß zwischen Grieblerhofkehre und Schönbiel bei Straßenkilometer 1,266 bis 1,292 in Höhe 692 bis 697 im Oktober 1928:

Hier traf ich an dem in der Richtung SSO—NNW angeschnittenen Hang des Plattenbühels im stratigraphischen Liegenden eines  $26-28^{\circ}$  SSO fallenden Komplexes von Terrassensedimenten gelblichgraue, lehmige, betonartig feste Moräne mit durch-

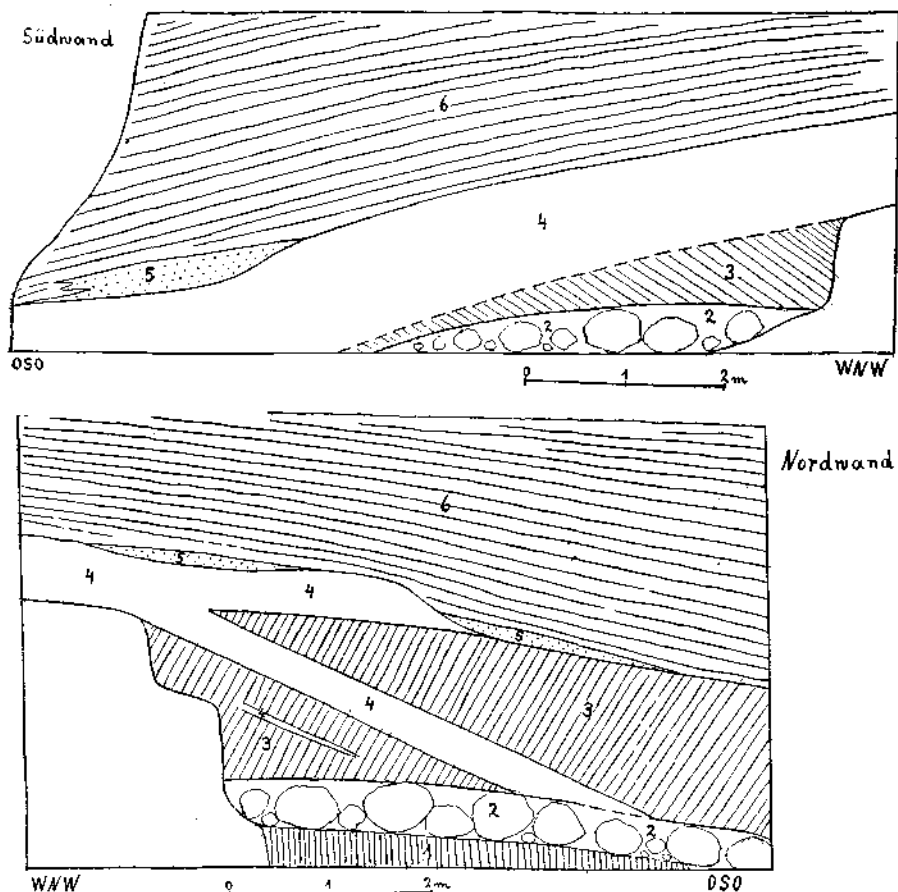


Fig. 1. Profile (13. Oktober 1929) der Süd- und Nordwand des bei der Grieblerhofkehre in den Plattenbiel eingeschnittenen Quergrabens.

1 = Rote Höttinger Breccie. 2 = Lehmig-sandige Lage mit zahlreichen großen, abgeschliffenen Blöcken vorwiegend aus Triaskalken. 3 = Lehmlose, sandige Moräne mit überwiegend zentralalpinen Geschieben und Geröllen. 4 = Grünlichgraue, zähfeste, lehmige Moräne mit schön polierten und geschrammten kalk- und zentralalpinen Geschieben. 5 = Sandarme Kieslage. 6 = SO fallende Lage von braunem, feinem, sehr tonigem Sand mit Blätterschichtung.

schnittlich kleinen bis faustgroßen, polierten und geschrammten Glazialgeschieben aus zentral- und kalkalpinem Material. Deren Hangendgrenze fiel  $40^{\circ}$  gegen SSO. Zweifellos ist diese Moräne der Sockelmoräne zuzuweisen.

Aufschluß am Schönbiel (Fig. 2 und 3):

Die neue Straße schneidet diesen Bühel in der Anfangsstrecke von 50 m in der Richtung W—O, biegt dann im Bereich des eigentlichen Schotterbruches dieses Bühels in die Richtung WSW—ONO, um nach kurzer Strecke in die Richtung SW—NO überzugehen. Der W—O verlaufende Abschnitt des Schönbiel-Westhangs reicht vom

Straßenniveau in Höhe 695 bis ungefähr 710 *m* über dem Meere, der Schotterbruch selbst von Höhe 700 bis ungefähr 720 *m* über dem Meere.

Über der anstehenden roten Breccie lagert eine Schicht roten und gelblichroten Lehmes mit einer Mächtigkeit von nur 20 bis 30 *cm*, die größtenteils zentralalpine, kantengrundete Blöcke mit abgeschliffener Oberfläche enthält, die z. T. in die hangende Mehlsandschicht hineinragen. Die Blöcke bestehen aus hellen und dunklen Triaskalken (besonders Guttensteiner Kalk oder Raibler Dolomit der Höttinger Scholle), aus Höttinger Breccie und zum geringeren Teil aus zentralalpinem Material. Von den kleineren Geschieben sind nur die zentralalpinen poliert und undeutlich geschrammt, während die kalkalpinen eine raue Oberfläche mit seltenen, undeutlichen Schrammen zeigen. Zwischen dieser Moränenschicht und der darüber befindlichen Mehlsandlage tritt an einigen Stellen Wasser aus. Letztere Lage ist bis zu 20 bis 30 *cm* aufwärts reichlich mit Wasser angesogen. Sie besteht aus glimmerreichem, staubartig feinem, bräunlich-grauem Sand und reicht in einer Mächtigkeit von 0.50 bis 0.80 *m*, die vorherbeschriebene Moräne überlagernd, von Straßenkilometer 1,400 bis 1,425. Straßenaufwärts taucht diese Sandlage unter das Fahrbahnniveau unter und tritt erst wieder bei Straßenkilometer 1,438 über das Straßenniveau hervor. Auf einer Strecke von 4 *m* steigt sie hier bis zu einer Mächtigkeit von 1.50 *m* an und wird dann samt den darüber befindlichen Schottern und Kiesschmitzen in scharfer, diskordanter Grenze von der oberen Lage der grünlichgrauen Moräne schief abgeschnitten. Über der Mehlsandlage, bzw. über dem Fahrbahnniveau der Straße folgt ein schön horizontal geschichteter Komplex von Kiesen und Geröll in Wechsellagerung, der in der Strecke von Straßenkilometer 1,400 bis 1,425 eine Mächtigkeit von 5 bis 6 *m*, in der folgenden Strecke eine solche von 2.50 *m* erreicht. Das Material dieser Schichtenlage besteht größtenteils aus zentralalpinen Geröll von Nuß- bis Faustgröße sowie einzelnen, über kopfgroßen Blöcken aus Triaskalken und Höttinger Breccie, deren Oberfläche zumindest kantengerundet und glattgeschert ist. Mehrere Mehlsandschmitzen durchziehen diese Kies- und Schotterlage in einer Länge von 7 bis 8 *m* und Breite von 30 bis 50 *cm*. Über dieser Schichtenlage folgt teils in scharfer, diskordanter Grenze, teils ohne scharfe Abhebung grünlich-graue bis lehmigweiße, betonartig feste Moräne durchaus lehmigen Charakters, welche zahlreiche, ausgezeichnet polierte und geschrammte Geschiebe bis zu Faustgröße, u. zw. zu fast gleichen Teilen zentral- und kalkalpiner Herkunft fest eingebackten enthält. Auch größere Geschiebe kommen vereinzelt darin vor. Trotz der regellosen Verteilung der Geschiebe ist eine gewisse Schichtung der Moräne wahrzunehmen, die noch dadurch erhellt wird, daß parallel zur Schichtung die Schotter- und Mehlsandschmitzen verlaufen, welche in der Moräne enthalten sind. An diesen eine Höchstlänge von 7 *m* und Breite von 40 *cm* erreichenden Schmitzen sieht man dort, wo Schotter, bzw. Kies sich in Wechsellagerung mit Mehlsand befindet, deutlich eine horizontale Lagerung dieses Materials. Die Mehrzahl dieser Schmitzen keilt spitz gegen O, bzw. SO aus. Während in der Strecke von Straßenkilometer 1400 bis 1425 die Lagerung der Moräne und die ihrer Schmitzen undeutlich ist und horizontal zu sein scheint, ist dieselbe in der folgenden Strecke bis Straßenkilometer 1470 sehr deutlich ausgeprägt; sie weist hier eine Neigung von 12° SO auf und taucht mit ihrer Hangendgrenze schließlich unter das Niveau der Straße bei Straßenkilometer 1460 unter. Ihre Liegendgrenze verschwindet schon bei Straßenkilometer 1442 nach auffallender schräger Abschneidung des obbeschriebenen Komplexes von Mehlsand, Kies und Schottern unter das Straßenniveau. Auffallend ist auch ein etwa 20 *cm* dickes Band von gelblichgrauem, gepreßtem Lehm, das knapp vor dieser schrägen Abschneidung ziemlich steil denselben Komplex durchzieht. Dasselbe setzt sich jedoch nach oben hin in die Moräne nicht fort. Es scheint dies darauf hinzudeuten, daß dieses Band zu gleicher Zeit mit der schrägen Abschneidung des beschriebenen Komplexes entstand, ein Umstand, der mehr für die fluvioglaziale als die subglaziale Entstehung des Komplexes sprechen dürfte.

Über der Moräne lagern diskordant und mit einer Neigung von 12 bis 16° SSO die Terrassensedimente, bestehend aus Kiesen und Schottern, deren Gesamtmächtigkeit bis zu 20 *m* beträgt. In der oberen Hälfte dieses Schichtenkomplexes befindet sich eine Schmitze lehmigen, ungeschichteten Schuttes, die 4 *m* lang und in der Mitte ungefähr 0.50 *m* breit ist. Durch ihre lehmigweiße Farbe hebt sie sich deutlich von den umgebenden grauen Kiesen und Schottern des Schönbühels ab. Wahrscheinlich ist dies ein Moränenbruchstück, das während der Einschotterung des Tales von darüber befindlichen Berghang an diese Stelle abgerutscht ist.

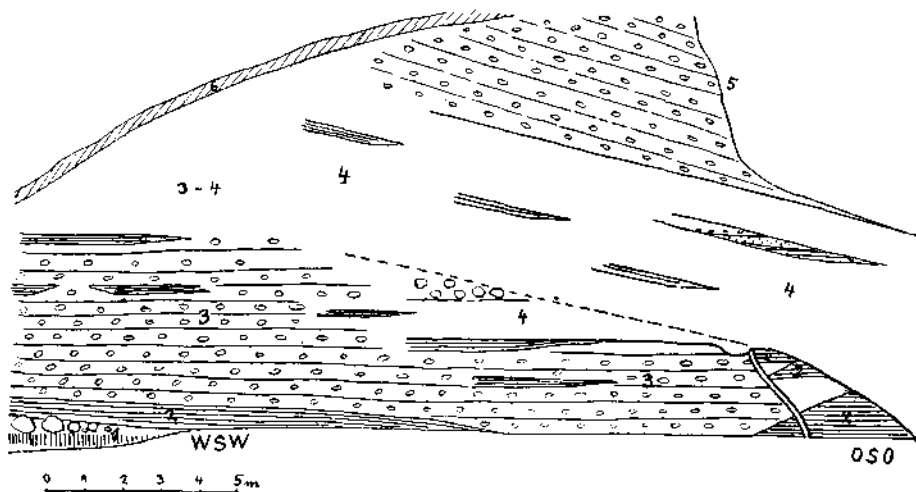


Fig. 2. Profil vom Anschnitt des Schönbühl-Westhanges.

1 = Ansehende, rote Breccie mit darüber liegender, lehmig-sandiger Blocklage. 2 = Feiner, graubrauner, glimmeriger Sand. 3 = Kiese und Schotter aus kalk- und zentralalpines Material in Wechsellagerung, mit vereinzelt, größeren Blöcken aus Triaskalken, Breccie und zentralalpines Material und mehreren Sandschmitzen. 4 = Grünlichgraue, zähfeste Moräne mit prächtig polierten und geschrämmten Glazialgeschieben und vereinzelt Sand-, Kies- und Schotterfragmenten. 5 = Kiese und bis mittelgrobe Schotter in Wechsellagerung, mit einem Moränenfragmenten. 6 = Gelblichbrauner, poröser, löstiger Sand.

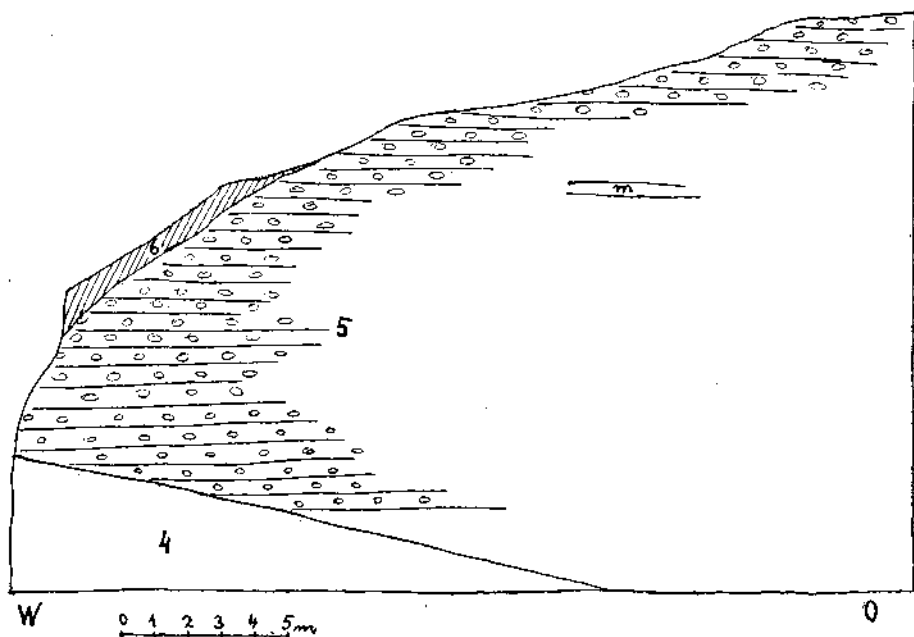


Fig. 3. Profil entlang dem eigentlichen Schotterbruch am Schönbühl.

Beschreibung siehe Fig. 2.



Die Aufschlüsse beim oberen Buttererhof (Fig. 4 und 5) und an der Fallbachkehre. (Fig. 6 bis 9.)

Ungefähr 130 m östlich des Nageletales führt die Höttinger Höhenstraße beim oberen Buttererhof in Höhe 646 m ü. M. vorbei und biegt nach weiteren 50 m vor dem sogenannten Klammf, einem durch den Fallbach in den dortselbst zutage tretenden Dolomittfels geschaffenen Einschnitt, in scharfer Kehre nach SW um. Ungefähr 70 m weiter straßenaufwärts (beim Stiegenaufgang zum Ansitz Marr) führt die Straße wieder nahe dem genannten Hofe, jedoch in Höhe 654-50 m ü. M. vorbei.

Vom oberen Buttererhof bis hinauf zum oberwähnten Stiegenaufgang wurde entlang eines nun aufgelassenen Weges, der vom unteren Fallbachtal am genannten Hofe vorbei zum Schönbühl hinauführte und an dem Penck<sup>1)</sup> in Höhe 660 m, Brecciengeschiebe in der Moräne fand, ein Wasserführungskanal in einer Länge von 36 m eingebaut. In dem zu diesem Zwecke aufgerissenen Graben von 1-30 bis 3-20 m Tiefe wurde grünlichgrane, betonartig feste Moräne von ganz gleichem Ansehen und gleicher Beschaffenheit wie die vorbeschriebene, obere Moräne des Schönbichls angeschnitten (Fig. 4). Auch in dieser Moräne fand ich keinerlei Brecciengeschiebe. Die Hangengrenze der Moräne fällt 15 bis 17° gegen O. Die Moräne wird im allgemeinen von einer 30 bis 60 cm mächtigen, sandigen Kieslage mit zahl-

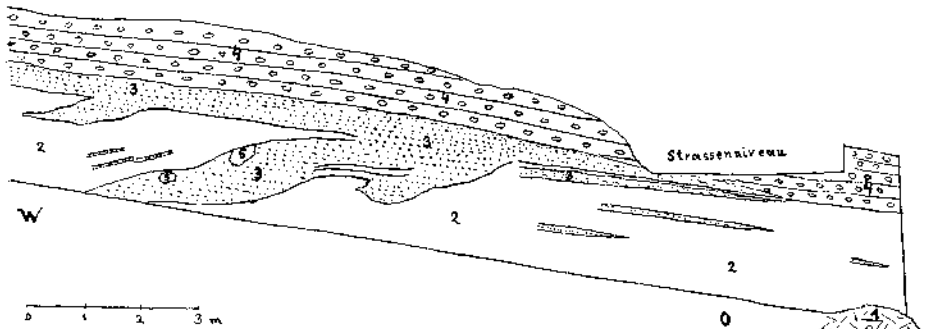


Fig. 4. Profil (Oktober 1928) der unteren Hälfte des Entwässerungsgrabens oberer Buttererhof-Stiegenaufgang zum Ansitz Marr.

1 = Dolomittfels. 2 = grünlich- bis gelblichgraue, zähfeste Moräne mit Kiesschnitzen. 3 = Kies mit zahlreichen, gut geschrämnten und polierten Glazialgeschieben. 4 = Mittelgrober Schotter ohne Glazialgeschiebe. 5 = Triaskalkblöcke.

reichen geschrämnten und teilweise noch polierten Glazialgeschieben überlagert, die nach unten ziemlich tief in die Moräne eingreift und nach oben von mittelgrobem Schotter ohne irgendwelche Glazialgeschiebe abgelöst wird. Dieser Schotter lagert beim oberen Buttererhof unmittelbar über der Moräne (Fig. 5). Trotz unregelmäßiger Lagerung der Geschiebe in der Moräne ist der letzteren eine gewisse Schichtung eigen, die parallel zur Hangengrenze verläuft und durch die parallel zu derselben verlaufenden Kies- und Sandschnitzen der Moräne noch mehr verdeutlicht wird.

Dieselbe Moräne wurde in dem Graben angeschnitten, der in einem Winkel von 60° zum vorbeschriebenen Graben der Straße entlang zwischen dieser und dem oberen Buttererhof aufgeworfen wurde (Fig. 5). Die Länge desselben betrug bei 20 m und dessen Tiefe 2 bis 3 m. Wie schon von vornherein zu erwarten war, stieß man hier auf den in unmittelbarer Nähe zutage tretenden Dolomittfels als unmittelbaren Sockel der Moräne. Über diesem Felssockel lagert die Moräne in einer Mächtigkeit von 2 m. Sie enthält hier ebenfalls Kiesschnitzen mit zahlreichen polierten und geschrämnten Geschieben. Über der Moräne kommt dann unvermittelt reiner, mittelgrober Schotter in einer Mächtigkeit von 1-20 m zu liegen. Die Liegendgrenze der

<sup>1)</sup> A. Penck. Die Höttinger Breccie und die Inntalterrasse nördlich von Innsbruck. Abhandlung der Preußischen Akademie der Wissenschaften, 1920, physikalisch-mathematische Klasse, Nr. 2, Berlin 1921, S. 70-71.

Schotterlage zeigt ein Gefälle von  $10^\circ$  und die Schotter selbst ein solches von  $15$  bis  $17^\circ$  gegen SO. In dieser Lage sind keine geschrammte oder polierte Glazialgeschiebe enthalten.

Weiter straßenaufwärts schneidet die Straße bei der Fallbachkehre in den Fels des früher erwähnten Dolomitzuges. Hier und in allernächster Umgebung habe ich

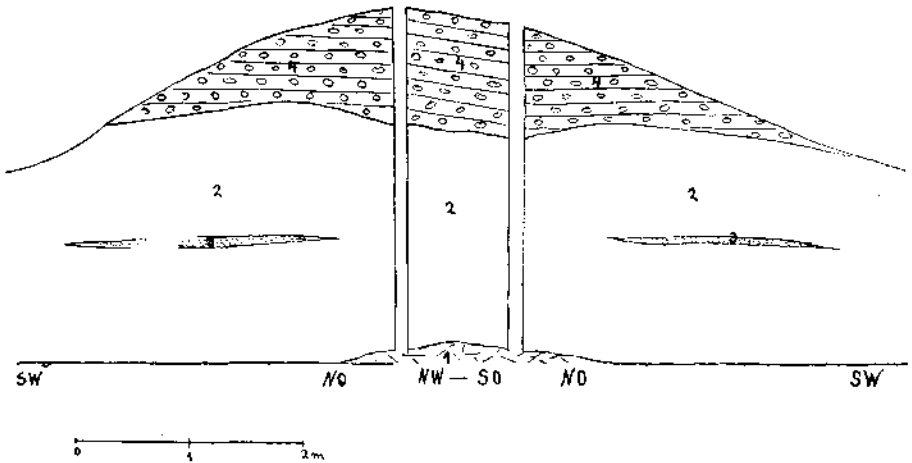


Fig. 5. Profile von dem rückwärts des oberen Buttererhofes entlang der Straße in der SW-NO-Richtung gezogenen Graben.

Beschreibung siehe Fig. 4.

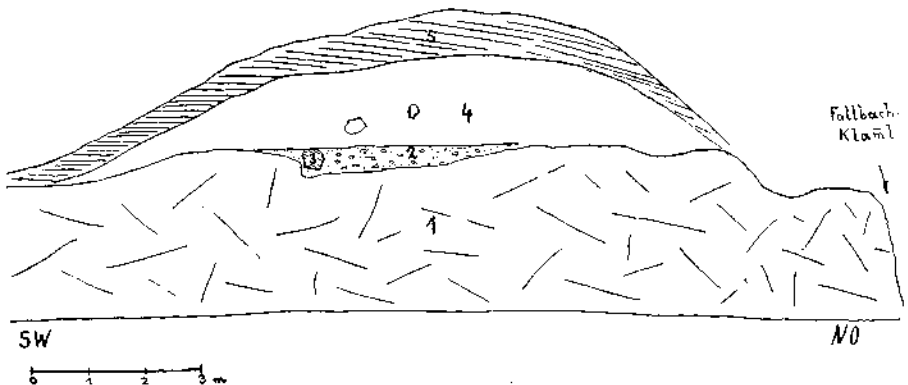


Fig. 6. Profil (7. April 1929) vom oberen Ast der Fallbachkehre bei Straßenkilometer 705 (Anschnitt des durch den Neubau Pelzeder gekrönten Büfels).

1 = Zermürbter, von unzähligen Sprüngen und weißen Kalzitadern durchsetzter, dunkelgrauer Dolomittkalk mit rötlichen und gelblichen Lehmlagen. 2 = Dunkelgraue Kiestage mit Glazialgeschieben und einem Breccienblock (3). 4 = Grünlich- bis gelblichgrüne, zähfeste Moräne mit durchschnittlich kleinen bis höchstens faustgroßen Geschieben von schöner Politur und Schrammung. Vereinzelt größere Geschiebe. 5 = Humus.

bald Moräne, bald wieder Kies und Schotter als unmittelbare Auflagerung des Felssockels angetroffen.

Zur Anlegung der Fallbachkehre mußten ziemlich umfangreiche Absprengungen und Abgrabungen des daselbst anstehenden Dolomittfelsens und seiner Hangendschichten vorgenommen werden. Schon gleich in Anfang dieser Arbeiten wurde über

dem Dolomittfels eine Moräne von derselben Beschaffenheit und Zusammensetzung wie die vom oberen Buttererhof und vom Schönbiel (obere Moränenlage) bloßgelegt.

Am 1. April 1929, als der Aufschluß noch nicht so weit rückgegraben war, hatte diese Moräne eine Mächtigkeit von 0.75 m und deren Felssockel eine solche von 3.50 bis 4 m. Mit zunehmendem Rückwärtsgraben dieses Aufschlusses nahm die Mächtigkeit der Moräne z. T. auf Kosten ihrer Felsunterlage immer mehr zu bis zu einer schließlichen Mächtigkeit von ungefähr 5 m (Fig. 6 bis 8). Am 8. April 1929 traf ich an diesem bei Straßenkilometer 750 in Höhe 630 bis 655 befindlichen Aufschluß folgende durch Zeichnung (Fig. 6) und Photographie festgehaltene geologische Situation vor:

An dem SW 30° NO gerichteten Aufschluß war der Fels in einer Mächtigkeit von 3 m und die darüber befindliche Moräne in einer solchen von maximal 1.30 m angeschnitten. Über der Moräne lagerte Humus. Zwischen Fels und Moräne war eine dunkelgraue Kies- und Schotterschicht angeschnitten, in welcher ein 20 cm hoher Breccienblock aus roter Höttinger Breccie sich befand. Das Kies-Schotter-Band lag in einer Vertiefung der Felsoberfläche, welche sich gegen NO hin allmählich zu der 10 cm südwestlich des Breccienblockes innegehabten Höhe erhob. Das Kiesband war 6 m lang und maximal 30 cm mächtig und wurde von der darüber befindlichen Moräne deutlich in gerader, fast horizontaler Linie abgegrenzt. Es enthielt Kies und

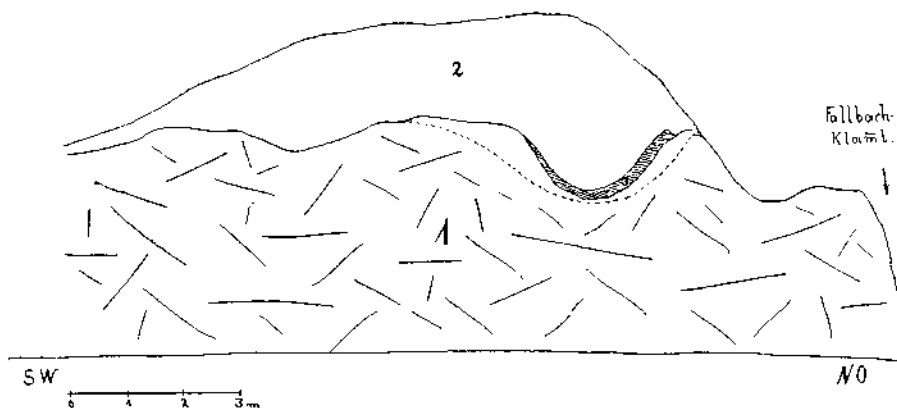


Fig. 7. Profil gleichen Orts wie Fig. 6, jedoch vom 30. April 1929. Gestrichelte Linie = Felsmoränengrenze am 5. Mai 1929.

1 = Dolomittkalk. 2 = Grünlich- bis gelblichgraue Moräne. 3 = Gelblichgraues, von dünnen, rostbraunen Fäden durchzogenes Lehmband mit schön polierten und geschrammten Geschieben. Mächtigkeit des Bandes 1–2 dm.

mittelgroben Schotter aus kalk- und zentralalpinem Material, darunter auch nur eckenrundete, leicht geschrammte Geschiebe. Der Breccienblock stak mit seiner 40 cm langen Längsseite ungefähr NW 80° SO in diesem Bande und grenzte mit seiner Oberfläche unmittelbar an die darüber befindliche Moräne. Die Oberfläche desselben war geglättet und mit einigen Schrammen versehen, die in primären Verbänden NW 70° SO Richtung aufwiesen. Die Unterseite des Blockes war eine glatte, lehmige Schichtfläche, die übrigen Seitenflächen mehr rauh. Am 30. April 1929 war im Fels ein 2.5 m breiter und maximal 1.30 m tiefer, von Moräne ausgefüllter Graben zu sehen, dessen Boden ein schmales Moränenband anlagerte, das sich durch seine gelbliche Farbe und durch die dasselbe durchziehenden rostbraunen Fäden von der darüber befindlichen grünlichgrauen Moräne deutlich abhob. (Fig. 7.) Der Unterschied dürfte daher rühren, daß diese, unmittelbar dem Felssockel aufruhende Moränenlage ihr Material zum Großteil der dortselbst mit gelben und roten Lehnlagen durchsetzten Felsunterlage entnommen hat. Mit zunehmender Absperrung dieses Aufschlusses verbreiterte sich der bisherige Graben um 2.50 m, nahm aber gleichzeitig an Tiefe ab. Derselbe verlief in nahezu gleicher Richtung wie der östlich gelegene Einschnitt des Fallbaches. Wahrscheinlich stellt dieser Graben ein altes Rinnsal des Fallbaches dar, welches spätestens vor Ablagerung der Sockelmoräne schon gebildet war und dank der Ausfüllung mit Moräne bis auf den heutigen Tag erhalten blieb.

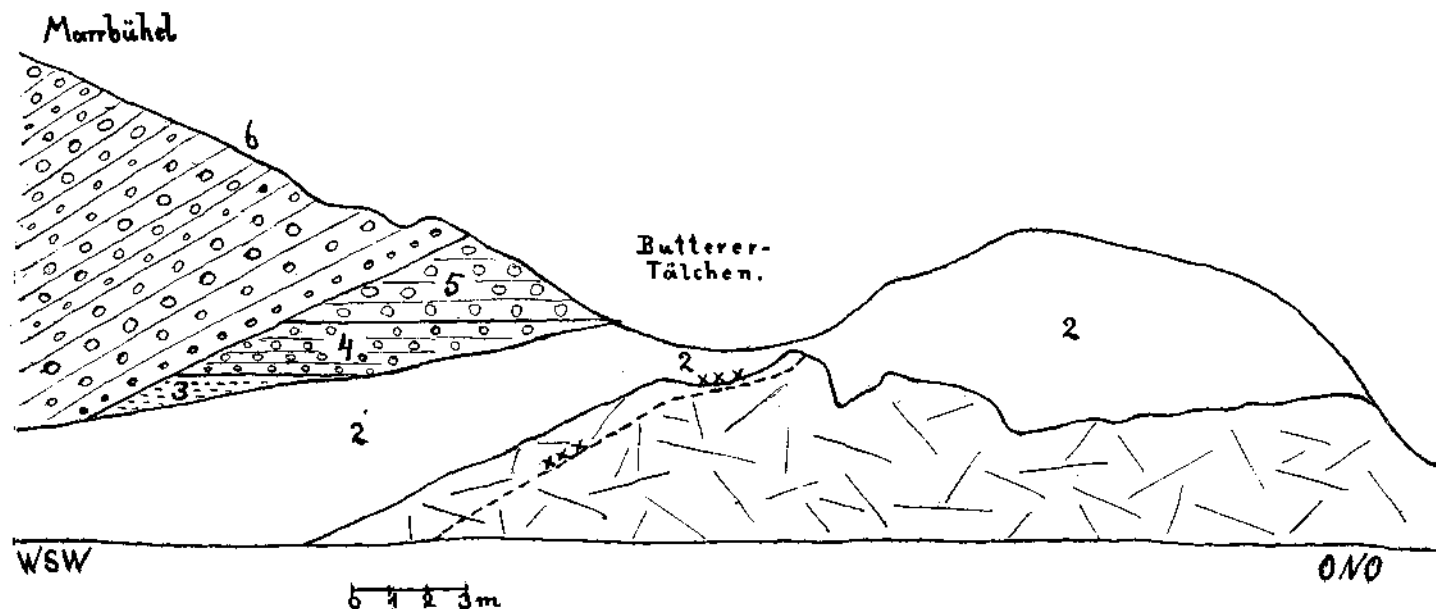


Fig. 8. Profil vom 25. August 1929 (gestrichelte Linie = Felsmoränengrenze am 1. September 1929), u. zw. von rechts nach links: Anschnitt des durch den Neubau Pelzeder gekrönten Bühels, des sogenannten Butterertälchens und der Osthälfte des Marrbühels, alles am oberen Ast der Fallbachkehre bei Straßenkilometer 750-790.

1 = Dolomithfels. 2 = Grünlich- bis gelblichgrane, zäufeste Moräne mit vereinzelt, größeren Geschieben aus Triaskalken und zentralalpinem Material. 3-5 = Horizontal zur Anschutzebene liegender, jedoch etwas gegen OSO geneigter Kies- und Schotterkomplex, u. zw.: 3 = 1 m mächtiger, sandiger Kies; 4 = 1-1.50 m mächtiger, sandarmer, mittelgrober Schotter aus kalk- und zentralalpinem Gerölle; 5 = mittelgrober und grober, vorwiegend aus kalkalpinem Material bestehender Schotter, mit eckigen, grobem und nur lose, ohne Sandzwischenlage aneinandergereihtem Bachschutt aus kalkalpinem Material wechsellagernd, Mächtigkeit 3 m, 6 = 25-30° SSW fallende, sandige Kies- und Schotterlagen mit zahlreichen Zwischenlagen und Linsen aus sandlosem, lose aneinandergereihtem und teilweise kalzinierem, grobem Bachschutt aus kalkalpinem Material und grobem, kalk- und zentralalpinem Gerölle. XXX = Wasserantrittstellen.

Fig. 8 zeigt die Situation obigen Aufschlusses einschließlich des Anschnittes des Marrbühels nach dem Stande vom 25. August 1929. Vom früher erwähnten Graben ist nichts mehr zu sehen. Die Hangendgrenze des Felssockels zieht mehr unregelmäßig von NO gegen SW und steigt in zwei Stufen bis fast zur heutigen Talsohle des sogenannten Butterertälchens empor, um dann gegen SW hin zu fallen. Mit einem Gefälle von 30° verschwindet schließlich diese Grenze unter das Straßenniveau. Unmittelbar über dem Felssockel lagert die schon früher beschriebene Moräne, die infolge der Zwischenlagerung eines Breccienblockes zwischen ihr und dem Felssockel jünger als die Breccie und zufolge der Überlagerung der Moräne durch die sanft südosfallenden Terrassensedimente älter als diese letztere Ablagerung sein muß. Größere Wandflächen des östlichen Anschnittes der Moräne zeigten deutliche Abdrücke des einst dort anliegenden Felssockels, was hier auf senkrechten Abfall dieses Felsens gegen Norden hin schließen läßt. Die Moräne erreicht an diesem Aufschlusse eine maximale Mächtigkeit von 5-30 m. Fig. 9 zeigt den diesem Aufschlusse gegenüberliegenden Hanganschnitt mit demselben Lagerungsverhältnis; unten Fels, darüber Moräne. Über dieser und der Moräne des vorherbeschriebenen Aufschlusses liegen die Terrassensedimente, deren Beschreibung im folgenden Abschnitte gegeben wird. Die Moräne der Fallbachkehre setzt gegen SW mit einem Gefälle von 10 bis 12° in die unter dem Straßenniveau befindliche Moräne des Entwässerungsgrabens oberer Buttererhof—Stiegenaufgang Marr (Fig. 4) fort. Es ist daher auch die letztere Moräne der Sockelmoräne zuzurechnen.

Durch mehrere eigenhändige Grabungen an dem die Fallbachkehre überragenden und durch den Neubau Pelzeder gekrönten Bühel gelang es mir, am Grate desselben



Fig. 9. Profil (3. November 1929) vom inntalwärts gelegenen und dem Profil, Fig. 8, gegenüber befindlichen Anschnitt am oberen Ast der Fallbachkehre.

1 = Dolomitfels mit zahlreichen, von gelbem und rotem Lehm ausgefüllten Klüften und weißen Kalzitadern. 2 = Grünlichgraue Moräne mit Sandströmte. 3 = Sandige und sandarme Kiese und Schotter mit Blocklage im Liegenden und zwei Zwischenlagen feinen, graulichen Glimmersandes.

und stellenweise an dessen Osthang bis zur Höhe 670 m über dem Meere (15 m ober dem Dolomitsockel der Fallbachkehre) Moräne in direkter Fortsetzung an jene der Fallbachkehre festzustellen. Diese Moräne taucht an dem Osthang des Bühels unter die aus Schotter und Kiesen bestehenden Terrassensedimente unter und ist ohne Zweifel zur Sockelmoräne zu rechnen. Sie ist an der Oberfläche mehr sandig, hebt sich jedoch schon oberflächlich durch die grünlichgraue Farbe von den grauen Schottern und Kiesen der Umgebung ab. Nach unten hin wird sie bald lehmig und betonartig fest. Sie ist von gleicher Zusammensetzung wie die Moräne der Fallbachkehre, enthält jedoch unter den zahlreichen schönen polierten und geschrammten Glazialgeschleichen auch solche mit Druckspuren. Es ist anzunehmen, daß diese Moräne zum Großteil auf Breccie aufruht, da die Oberfläche des Dolomitsockels der Fallbachkehre mehr weniger steil gegen N einfällt und 30 bis 40 m nördlich desselben schon Breccie ansteht, die in mehreren Ausbissen bis zum Neubau Pelzeder hinauf verfolgt werden kann.

Sockelmoräne glaube ich auch östlich des Fallbaches als Fortsetzung der an der Fallbachkehre vorkommenden Moräne im Zuge des ostwärts ansteigenden Dolomitfelsens bis zum Sprengtale nachweisen zu können.

Der der Fallbachkehre zunächst gelegene Aufschluß befindet sich ihr gegenüber um einige Meter höher am Fuße des inntalwärts geneigten Abhanges des Sprengbühels. An diesem 10 m langen und 2 bis 3-50 m hohen Aufschlusse ist lehmig-sandiger Schutt von weißer Farbe im trockenem Zustande und von grünlichgrauer Farbe bei frischem Anschnitt erschlossen, welcher unmittelbar von konglomeriertem, z. T. sehr grobem Kalk-Bachsutt und konglomeriertem Schottern überlagert wird, die 25 bis 27° gegen SW fallen. Im Moränenschutt finden sich zahlreiche polierte

und geschrammte, kalk- und zentralalpine Geschiebe sowie vereinzelt größere Blöcke, unter welchen die Kalkblöcke vorherrschen. Durch den neu angelegten Steig, welcher zur Spreng hinauf führt, ist an zwei Stellen des bergwärts gelegenen Hanges grünlich-graue Moräne angeschnitten worden, die unmittelbar über dem Dolomittfels zu liegen kommt. Denkt man sich die westlich in allernächster Nähe befindlichen, schräg fallenden und gegen O und W in die Luft austreichenden Konglomeratdecken gegen O hin fortgesetzt, so überlagern dieselben die an letzteren Stellen erschlossene Moräne. Im weiteren Verlauf des Dolomituges traf ich an dem zum Sprengerkreuz hinaufführenden Steige, u. zw. noch in der gegen das Inntal austreichenden Sohle des Sprengtales, Moräne, in deren Verbands Breccienstücke enthalten waren. Sie lagert unmittelbar über dem Dolomittfels, dessen Oberfläche auch hier gegen N einfällt. Sehr wahrscheinlich ist sie ebenfalls der Sockelmoräne zuzurechnen. Zur Sockelmoräne möchte ich auch jene Moränenaufschlüsse zählen, die eingangs des Sprengtales (westlich desselben) und auf eine kurze Strecke an jenem Steige aufgeschlossen sind, welcher vom Sprengsteig abzweigend zum Ölbürgerhof hinaufführt. Farbe und Zusammensetzung sowie die Lage derselben scheint für diese Annahme zu sprechen.

Im unteren, besiedelten Fallbachtale wurde an zwei Stellen anlässlich des Neubaus Huber und des Brunneneinbaues beim sogenannten Schmanker betonartig feste Moräne unmittelbar über dem Grundgebirge erschlossen, über welcher die Schotter des Höttinger Ried in horizontaler Lagerung liegen. Welcher Moräne diese Vorkommnisse zuzurechnen sind, ist ohne weitere Aufschlüsse schwer zu beurteilen.

#### IV. Die „Terrassensedimente“.

Ein Großteil des von der Höhenstraße in der fertiggestellten Strecke durchzogenen Gebietes und dessen nächster Umgebung wird von den aus Sand, Kies und Schottern bestehenden „Terrassensedimenten“ überdeckt. Aus den Lagerungsverhältnissen bei der Grieserhofkehre und beim Schönbichl geht ohne Zweifel hervor, daß die Sockelmoräne das stratigraphische Liegende der eigentlichen Terrassensedimente bildet. Letztere können erst nach Rückzug desjenigen Gletschers, von dessen einstigem Dasein die Sockelmoräne Zeugnis gibt, zum Absatz gekommen sein. Der Umstand jedoch, daß die Terrassensedimente nicht überall auf ihrem stratigraphischen Liegenden, der Sockelmoräne, aufliegen, sondern an einigen Stellen unmittelbar über dem Dolomittfels (beim Dolomitug Fallbachkehre—Sprengtal) oder über Breccie (am Westhang des Fallbachtals ober dem Dolomitriegel), zeugt von einer noch vor Ablagerung der eigentlichen Terrassensedimente eingetretenen Erosionszeit, während welcher ein Teil der Sockelmoräne bis zu ihrer aus Dolomittfels oder Breccie bestehenden Unterlage hinab wegerodiert worden ist.

Zumeist lagern Kiese und Schotter über der Sockelmoräne wie beim oberen Buttererhof (Fig. 4 bis 5), Fallbachkehre (Fig. 8), stellenweise am Westhang des ober dem Dolomitriegel gelegenen Fallbachtals, westlich vom Marrbühl (Fig. 11), am Plattenbühl bei Straßenkilometer 1265 bis 1292 (Fig. 12), am Schönbichl (Fig. 2 und 3) und z. T. bei der Grieserhofkehre am Protokollaufschluß. An den wenigen Stellen, wo die Terrassensedimente unmittelbar über Grundfels oder Breccie lagern, bestehen dieselben nur aus Kiesen und Schottern.

Bändertone und tonige Sande lagern z. T. über der Moräne bei der Grieserhofkehre im Quergraben (Fig. 1) und bei der Protokollstelle, z. T. über (und neben) den Kiesen und Schottern bei letzterem Auf-

schluß, beim Gutleben im Nageletal (Straßenkilometer 560), beim oberen Buttererhof (Fig. 4 und 5), im oberen Nageletal bei Straßenkilometer 950 bis 980 und am Plattenbühl bei Straßenkilometer 1265 bis 1292 (Fig. 12). Nur an einem Aufschluß des Nageletales, bei Straßenkilometer 900, werden die tonigen Sande von Kiesen und Schottern überlagert. Es ist aber nicht ersichtlich, ob es sich hier um eine Sand-schmitze oder -lage handelt.

Die Kiese und Schotter sind des öfteren von schmalen bis zu 0·50 m breiten Lagen und Linsen feinen, bräunlichen oder grauen Mehlsandes durchzogen (Fig. 2, 9 bis 11). Auch die Bändertone und Sande enthalten nicht selten Schotter- und Kiesschmitzen bzw. Lagen zwischengeschaltet. Ein in diesem Komplex hineingebautes Schotterdelta habe ich am Plattenbühl bei Straßenkilometer 1265 angetroffen und durch Zeichnung (Fig. 12) festgehalten.

Im allgemeinen fallen die Terrassensedimente im besprochenen Gebiet mit 10 bis 18° gegen SO oder SSO, ein größeres Gefälle von 26 bis 30° SSO weisen die Deltaschotter am Plattenbühl bei Straßenkilometer 1265 auf.

Hievon abweichend sowohl hinsichtlich der Neigungsrichtung als auch des Neigungsgrades verhalten sich die schräg geneigten Schotter des Marrbühels bei der Fallbachkehre, der konglomerierte Schutt und Schotter am inntalwärts geneigten Hang des Sprengbichls und die Konglomeratdecken am Osthang des Sprengtales. Sämtliche fallen mit 20 bis 33° gegen SW oder SSW. Die 25 bis 27° SW geneigten, konglomerierten Schutt- und Schotterlagen des Sprengbichlhanges streichen gegen O und W in die Luft aus und lassen sich in Fortsetzung gegen W mit den nicht konglomerierten 20 bis 25° SSW fallenden Schutt- und Schotterlagen des Marrbühels verbinden. Das darin enthaltene sehr grobe Material, besonders am Sprengbühl, sowie die Lage derselben im Bereich des Fallbaches dürfte eher dafür sprechen, daß wir in den zwei letzterwähnten Gehilden einen alten Schuttkegel des Fallbaches vor uns haben. Hingegen möchte ich die 27 bis 33° gegen SW fallenden und aus gleichmäßigem bis höchstens faustgroßem Gerölle bestehenden Konglomeratdecken am Osthang des Sprengtales unfern des Sprengerkreuzes für eine Deltabildung halten. Sie reichen von der Höhe des Sprengerkreuzes 720 m über dem Meere bis 10 m über der heutigen Talsohle des Sprengtales herab und lagern unmittelbar über Moräne.

Wie aus Fig. 8 zu entnehmen ist, überlagern die schräg fallenden Schotter des Marrbühels in scharfer, diskordanter Grenze einen mehr horizontal liegenden Komplex von Schottern und Kiesen, der seinerseits auf Sockelmoräne aufruht. Auch westlich des Marrbühels werden erstere Schotter durch 15 bis 16° gegen SO geneigte Schotter- und Kiesschichten unvermittelt abgelöst. Daraus folgt, daß die gegen SSW fallenden Schotter- und Schuttlagen im Bereich des Fallbaches jüngere Einschnitte in die sanft SO geneigten Terrassensedimente darstellen, die nach vorangegangener Erosion der letzteren Sedimente wahrscheinlich durch dieselben Kräfte hieher verfrachtet wurden. Wann die Zerschneidung der SO fallenden Terrassensedimente und die Ablagerung der SW

fallenden Schotter- und Schuttlagen stattgefunden hat, ist mangels diesbezüglicher Aufschlüsse zweifelhaft. Vielleicht fällt sie in jene Erosionsperiode, die durch die diskordante Überlagerung der Schotter am Spitzbühel ober dem Sprengerkreuz durch die „Hangendmoräne“ nachgewiesen erscheint. Sie kann aber auch erst nach Rückzug der letzten Großvergletscherung stattgefunden haben.

In der Anfangsstrecke der Höttinger Höhenstraße bis zum Nageletal wurden Mehlsande und Tone mit vereinzelt Schotterlagen und vereinzelt größeren, abgeschleuchten Blöcken aus Triaskalken und Breccie sowie kleineren, mehr gerundeten Blöcken aus zentralalpinem Materiale angeschnitten. 30 m nach Überquerung des Nageletalweges wurde am bergseitig gelegenen Hang unter dem Haus des Gutlebens zu unterst 40 cm mächtiger, grober Schotter angeschnitten, der nach oben über feineren Schotter in bräunlichgelben, feinen Sand von 1-50 m Mächtigkeit überging. Die Sandlage enthielt vereinzelt größere Geröllstücke aus kalk- und zentralalpinem Material. Der Ausschnitt hatte eine Streckenlänge von 20 m. Weitere 80 m straßenaufwärts liegt rechts der Straße und um 2 bis 3 m tiefer der obere Buttererhof. Ungefähr 30 m vor diesem Hof wurde an dem bergwärts gelegenen Hanganschnitt der Straße in einer Strecke von 10 m brauner Mehlsand in einer Mächtigkeit von 3 bis 4 m und als Liegendes mittelgrober Schotter in einer Mächtigkeit von 2-40 m erschlossen. Die Grenze zwischen Mehlsand- und Schotterlage neigte im Anschnitt 18° SW. Der nun aufgelassene Hohlweg Fallbachtal—Schönbühl trennt diese Schotter von den straßenaufwärts folgenden, mehr sandarmen Kiesen und Schottern, die dort in einer Mächtigkeit von 2 bis 250 m und mit einem Gefälle von 18° SO angeschnitten wurden. Diese Lage enthielt teilweise eckigen, mittelgroben Schutt. Weiter straßenaufwärts kam die Felssohle des Dolomitriegels teils unter den Schottern und Kiesen, teils an der Sockelmoräne zum Vorschein und trat schließlich vor dem sogenannten Klamm mit ihrer Oberfläche an den Tag.

In dem Entwässerungsgraben oberer Buttererhof—Stiegenaufgang Marr wurde über der Sockelmoräne eine bis 60 cm mächtige Kieslage angeschnitten, die zahlreiche gut geschrammte Glazialgeschiebe enthielt und nach unten in mehr weniger breiten Buchten in die Moräne eingriff (Fig. 4). Sie dürfte wahrscheinlich gleich nach Rückzug des Gletschers, jedoch noch in Eisnähe, und durch Schmelzwasser desselben zum Absatz gekommen sein. Über dieser Kieslage und beim oberen Buttererhof über der Sockelmoräne lagen mittelgrobe, sandarme Schotter ohne irgendwelche Glazialgeschiebe. Sie fallen 16—18° SO.

In einem vor der Fallbachkehre am talwärts gelegenen Hang aufgeschlossenen Graben lagen unmittelbar über dem Dolomittels wechsellagernd sandige Schotter und sandarme Kiese in Südostneigung, letztere mit einzelnen geschrammten, jedoch nicht polierten Glazialgeschieben. Die Gerölle in den Schottern wiesen häufig Schlag- und Druckspuren auf. Nicht selten waren in diesem Komplex bis zu 1 m<sup>3</sup> große, kantengerundete Kalkblöcke und kleinere, mehr gerundete Blöcke aus zentralalpinem Material. Schmale Mehlsandlagen durchzogen den Komplex.

Der Marrbühel westlich der Fallbachkehre wurde bergwärts ungefähr bis zu 15 m zurückgeschnitten, so daß der gegenwärtige Anschnitt desselben zirka 10 m hoch und 30 m breit ist (Fig. 8). Es wurden hier durchschnittlich 20—25° SWS fallende, sandige Kies- und Schotterlagen angeschnitten, die mehr eckige Kalkstücke und gerundete zentralalpine Gerölle bis Faustgröße, vereinzelt auch über kopfgroße Geröllstücke enthalten. Zahlreiche Schnitthänder mit lose und ohne Sandzwischenfüllung aneinandergereihten, teilweise durch Calcifizierung schon festverklitteten, eckigen Kalkstücken bis über Faustgröße und selteneren zentralalpinen Geröllen durchziehen z. T. als Linsen, z. T. in Wechsellagerung obigen Kies- und Schotterkomplex. Die größten dieser Schutthänder erreichen eine Länge von über 10 m und eine maximale Mächtigkeit von 50 cm.

Gewöhnlich folgt auf eine sandige feinere Kieslage eine Lage sandosen Kiesel, der nach oben in größeren Kies und schließlich in groben Schotter und Schutt aus meist eckigem Kalkschutt übergeht. Weiter aufwärts kehrt sich diese Reihenfolge um. Und so wiederholt sich dieser Zyklus des öfteren durch den gesamten Schichtenkomplex hindurch. In der westlichen Hälfte des Marrbühelanschnittes bei Straßenkilometer 802 lagerte in den Kiesen und Schottern eine 2 bis 250 m mächtige



Schicht von feinem, glimmerigem, bräunlichem Mehlsand, welche nach beiden Seiten hin spitz auskeilte. Diese Mehlsandlage war ihrerseits wieder von sandigen Kies- und Schotterschmitzen mit zum Teil eckigen, groben Kalkkrümmern durchzogen. (Fig. 10.)

Im untersten Teile des obbeschriebenen Schichtkomplexes knapp über der Sockelmoräne war eine förmliche Blocklage von sehr großen Breccienblöcken (einer mit 5·2 m Oberfläche und 0·50 bis 0·75 m Mächtigkeit) und bis zu 1 m Durchmesser großen Blöcken aus Triaskalken und zentralalpinem Material. Sämtliche Blöcke waren an ihrer Oberfläche glatt geschleudert, die Breccien und Kalkblöcke kantengerundet, die zentralalpinen mehr aliseits gerundet. Der größte Breccienblock, eine förmliche Felsplatte, stak mit einer Neigung von 40° S in dem SSW fallenden Schutt- und Schotterkomplex und machte die Anordnung des Materials, auf welchem die Platte in obiger Neigung anlagerte, ganz den Eindruck, als ob dieser Schutt und Schotter erst nachträglich zwischen Breccienplatte und den bergseitig gelegenen Hang hineingeschwemmt

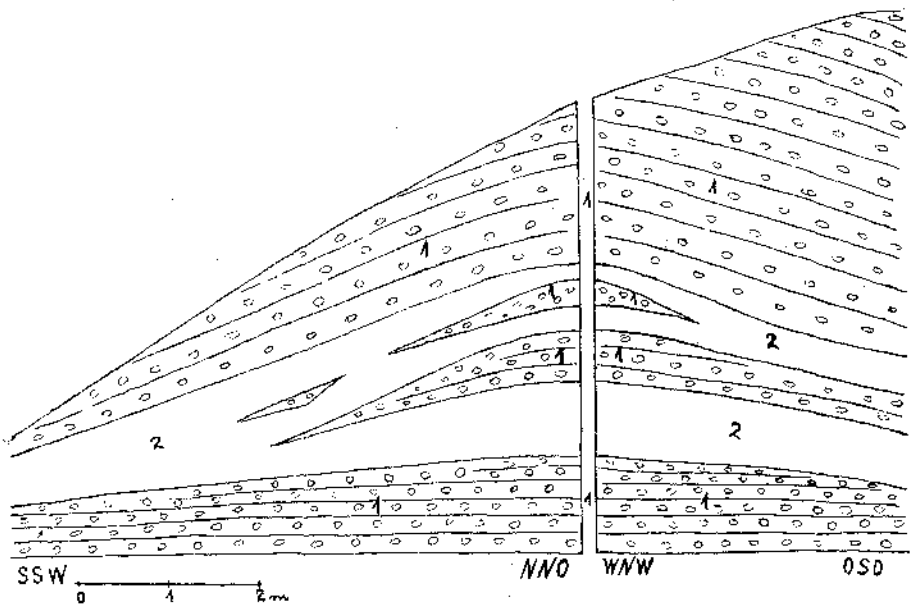


Fig. 10. Profil (12. April 1929) des westlichen Marbühel-Anschnittes bei Straßenkilometer 802.

1 = Sandiger, mittelfroher Schotter mit Schuttzwischenlagen. 2 = Feiner, graubrauner, glimmeriger Sand.

worden wäre. In dieser untersten Lage waren auch da und dort Nester von rötlich-braunem, größeren Sand mit eingebakenen, größeren Triasblöcken; bei näherem Zusehen erkannte ich diese Nester als der Zersetzung anheimgefallene Breccienblöcke.

Die beim Marbühel angeschnittene Sockelmoräne wird z. T. von einem ungefähr horizontal liegenden, z. T. von dem vorherbeschriebenen 20 bis 25° SSW geneigten Schichtkomplex überlagert (Fig. 8). Der in horizontaler Lagerung befindliche Komplex besteht zu unterst aus feinkörnigem Kies, welcher nach oben über mittelgroben Schotter in groben Schotter und Schutt, vornehmlich aus kalkalpinem Material übergeht. Derselbe erreicht eine Mächtigkeit von 5 m und wird in einer scharfen, 25° südwestgeneigten Grenze diskordant vom schräg geneigten Schichtenkomplex überlagert.

An dem östern Abschnitt der Fallbachkehre sich erhebenden und vom Neuhau Felzeder gekrönten Bühel treten außer den früher beschriebenen Aufschlüssen an Breccie und Sockelmoräne größtenteils Terrassensedimente zulage, die ganz derselben Beschaffenheit und Zusammensetzung sind wie die schräg geneigten Schotter- und Schuttlagen des Marbühels. Sie sind zeitlich zu den letzteren zu rechnen.

Vom Marrbühelanschnitt straßenaufwärts bis Straßenkilometer 850 wurden sandige und zugleich feuchte Kies- und Schotterebenen, bestehend aus kleineren, nur kantengerundeten Kalk- und gerundeten zentralalpineren Geschieben und Geröllen, angeschnitten. Diese Lagen enthielten nicht selten mehr weniger polierte und deutlich geschrammte Glazialgeschiebe. Es dürfte daher in deren Liegendem die Sockelmoräne zu finden sein.

Weiter straßenaufwärts bis Straßenkilometer 900 wurden Kiese und feinerer Schotter in Wechsellagerung und in einer Mächtigkeit von 4 bis 5 m angeschnitten. (Fig. 11). Sie neigen 15 bis 16° SO. Nicht selten waren dieselben von Schmitzen aus feinem, bräunlichem und mehr tonigem Sand durchzogen. In der Strecke vom Straßenkilometer 880 bis 900 trat unter den Kiesen und Schottern eine bis 1.30 m mächtige Lage bräunlichen, tonigen Sandes zutage.

Am Westhange des Nageletales bis zum Grießerhof wurden sanft südostfallende Kiese mit Sandlagen und darüber die braunen, feinen Tonsande des Plattenbühl angeschnitten.

Es folgen nun die zwei Aufschlüsse der Grießerhofkehre, zuerst der durch den ostwestziehenden Quergraben geschaffene (Fig. 1), sodann nahe daran anschließend der Protokollaufschluß.

An der Südwand des Quergrabens ist über der Sockelmoräne eine 30 cm mächtige und ungefähr 2 m lange Kiesschmitze in sanfter Südostneigung angeschnitten, die nach oben von großem in feineren Kies übergeht. Der Kies ist fast sandlos und besteht aus eckigem kalk- und mehr rundlichem zentralalpineren Material. Diese Schmitze lagert

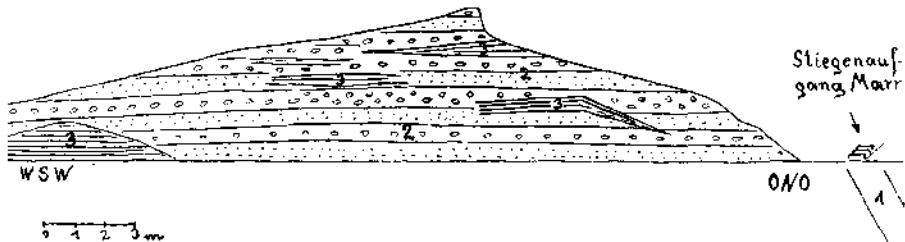


Fig. 11. Profil des bergseits gelegenen Hanganschnittes westlich des Stiegenaufganges Marr.

1 = Grünlichgraue Moräne des Entwässerungsgrabens Oberer Butterhof-Stiegenaufgang Marr. 2 = Deutlich geschichtete, 15–16° SO fallende Kiese und Schotter in Wechsellagerung, die unteren Kieslagen mit vereinzelt Glazialgeschieben. 3 = Brauner, toniger Sand mit Blätterschichtung.

gegen W an die aufsteigende Hangendgrenze der Sockelmoräne an und keilt gegen O in den gleichfalls über der Moräne lagernden tonigen Sanden aus. Letztere enthalten hier vereinzelt polierte und geschrammte Kalkgeschiebe. Auch an der Nordwand des Quergrabens lagern über der Moräne zwei schmale Bänder von gleichem Kies wie bei der Südwand. Über diesen Kiesschmitzen und dem übrigen Teil der Sockelmoräne lagert der sogenannte Seeton, das sind feine, glimmerige, sehr tonige Sande von bräunlicher Farbe, die hier ausgezeichnete Blätterschichtung aufweisen. Sie fallen gegen SSO ein.

Am Protokollaufschlusse zwischen Straßenkilometer 1145 bis 1160 habe ich am 23. April 1929, da dieser Aufschluß noch nicht so tief erschlossen war, zu unterst desselben die im Protokolle vom 7. Mai 1929 angeführte Kiesschmitze angetroffen, über welcher grünlichgrauer, 2.50 m mächtiger Bänder mit ausgezeichnete Blätterschichtung und 15° Südostsüdneigung und über demselben staubfeiner, gelblichbrauner, nicht so deutlich geschichteter Sand mit gegen SSO auskeilenden Kies- und Schotterebenen lagerte.

Am 7. und 24. Mai 1929 wurde unter Leitung Klebelsbergs<sup>1)</sup> bezüglich der Terrassensedimente folgender Befund zu Protokoll gebracht:

Protokoll vom 7. Mai 1929: „An der Biegung nordwestlich des Hanses Steinbruchweg Nr. 10 (Grießerhof), u. zw. an der Bergseite des oberen Astes der

<sup>1)</sup> R. Klebelsberg, Neue Aufschlüsse im Gelände der Höttinger Breccie Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. XVII, Heft 4/5, 1929.

Biegung, ist an einer bis 6 m hohen und durchschnittlich 70 bis 80° geneigten frischen Anchnittfläche folgendes erschlossen. In den oberen bis 5 m Bänderton (Bandflächen 20° südostfallend) mit vereinzelt bis ein paar Meter mächtigen Schotter-schmitzen und einzeln eingestreuten bis kopfgroßen Geschieben. — Im östlichen Teile des Aufschlusses findet sich unmittelbar an der Grenze zwischen Bänderton und dem eben beschriebenen Liegenschutt eine für 4 bis 5 m austreichende kleingeröllige, bis 3 dm mächtige Kiesschmitze, welche konkordant mit den Bändertonen nach SO einfällt. — Protokoll vom 24. Mai 1929: „An einer größtenteils scharfen Grenzfläche . . . wird dann der etwas sandig gewordene lehmige Schutt teils von vorwiegend kleingerölligen, im großen ganzen parallel der Breccienoberfläche geschichteten Schottern und Sanden, teils unmittelbar von gleichsinnig geschichtetem Bänderton überlagert. Gleicher Bänderton folgt nach maximal 1 m Schottermächtigkeit auch über den Schottern und Sanden. Das Nordostende des Aufschlusses liegt, entsprechend dem Nordostabsteigen der Breccienoberfläche, des lehmigen Schuttes und der Schotter und Sande, schon ganz, auch an der Sohle, in den Bändertonen. Deren Schichtung wurde hier gemessen mit N 55° O (korr.) 12° SO. Im Bänderton schöne Fältelungen.“

Weiter straßenaufwärts wurde zwischen Straßenkilometer 1265—1292 und in Höhe 692 bis 697 am Plattenbühl ein Schichtenkomplex in SSO-NNW Richtung angeschnitten, bei welchem von oben nach unten die tonigen Sande durch Deltaschotter und diese durch die früher beschriebene Moräne abgelöst werden (Fig. 12). Über der Moräne lagert zuerst eine 3 m mächtige und 30° SSO geneigte Schotterschicht mittelgroben Kornes, die in ein 3 dm mächtiges Band sandreichen Schotters übergeht. Auf

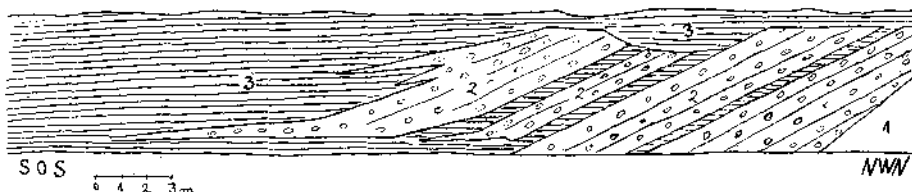


Fig. 12. Profil (Oktober 1928) vom Anchnitt des Plattenbühl, Straßenkilometer 1265 bis 1290.

1 = Gelblichgraue, zäbteste, lehmige Moräne mit Glazialgeschieben. 2 = Sandige Schotterlagen von 26–28° SO Neigung im Anchnitt. 3 = Feiner, brauner, toniger Sand.

dieses Band folgt wieder sandloser Schotter von fast 2 m Mächtigkeit, darüber eine 3 dm mächtige Lage bräunlichen, feinen und tonigen Sandes mit Blätterschichtung, welche wieder von einer 1 m mächtigen Lage mittelgroben Schotters überlagert ist. Letztere Lage keilt nach unten in spitzer Zunge und abweichend vom bisherigen Gefälle in horizontaler Richtung gegen SSO aus. Nach Zwischenlagerung eines 3 bis 4 dm mächtigen Tonsandbandes von gleicher Beschaffenheit wie das vorletzte Band folgt wiederum eine 2-50 m mächtige Schotterlage, die nach unten in zwei spitzen Zungen und abweichend vom bisherigen Gefälle von 26 bis 30° in horizontaler Richtung gegen SSO ansteilt. Darüber folgt endgültig der tonige Sand des Plattenbühl, welcher 26° SO-Neigung aufweist. Ohne Zweifel liegt hier eine ausgesprochene Dellabiegung der Schotter vor. Auffallend ist, daß die Schotterlagen nicht ganz bis zum Oberrand des Anchnittes hinaufreichen, sondern mehr weniger von demselben entfernt sind.

Aufschluß am Schönbühl (Fig. 2 und 3):

Über der dort anstehenden, grünlichgrauen Moräne lagern diskordant und mit 10 bis 16° SSO Neigung Schotter und Kiese, die insgesamt eine maximale Mächtigkeit von 20 m erreichen. Ihr Material besteht zu fast gleichen Teilen aus zentral- und kalkalpinen bis faustgroßen Geröllen. In diesem Komplex wechseln sandige Lagen mit sandarmen, Gerölllagen mit Kieslagen häufig ab. Seltener finden sich darin konglomerierte Lagen. Ungefähr 10 m unter dem heutigen Oberrande des Komplexes hebt sich durch lehmig weiße Farbe und Mangel irgendeiner Schichtung ein 0-50 m mächtiges und 4 bis 5 m langes Schuttband aus den deutlich geschichteten und graufarbenen Schottern heraus. Es ist wahrscheinlich ein Moränenfragment, das während der Ein-

schotterung des Innates von seinem vielleicht höhergelegenen Bestande losgelöst, hierher abgerutscht ist.

Über diesen Komplex von Schottern und Kiesen sowie im W über der Moräne lagert in diskordanter, die vorherbeschriebenen Schichten schief abschneidender Grenze eine 0,50 m mächtige Lage eines staubfeinen, mehr porösen und braungelben Sandes, welcher dem Löß sehr ähnlich sieht.

**Aufschlüsse östlich des Fallhaches:**

Östlich vom Fallbach erhebt sich der Sprengbühl, der das obere Fallbachtal vom östlich und un ungefähr 30 m höher gelegenen Sprengtale trennt. Dessen Spitze enthält den vielbeschriebenen Aufschluß der Öbergtone und Breccie (Höhe 720 m über dem Meere). Der gegen das Innatal abfallende Hang dieses Bühels wird fast inmitten desselben beiläufig in Höhe 700 von einem in den Hang eingeschnittenen ebenen Flächenstück unterbrochen. Der ganzen Lage nach dürfte dasselbe in die Terrassensedimente eingeschnitten sein. Von diesem, einen alten Talbodenrest darstellenden Flächenstück abwärts bis fast zur Höhe 660 (10 m über dem Schwitzerhof) zieht sich ein Grat in einer Neigung von ungefähr 30° herab, welcher 25 bis 27° südwestfallende, stellenweise bis zu 3 m mächtige Konglomeratdecken aus grobem Bachschutt, Schotter und Kiesen trägt. Der grobe, aus größeren, eckigen Triaskalk- oder Breccientrümern und kleineren, mehr gerundeten Gneis- und Amphibolitblöcken bestehende Bachschutt überwiegt in den oberen Partien des Konglomerates. Nach unten häuft sich das mittelgrobe Geröllmaterial und werden die Blöcke seltener. Unter dem konglomerierten Material folgt lockerer Schotter und Kies. Die Konglomeratdecken streichen nach O und W in die Luft aus. Denkt man sich dieselben in den angegebenen Richtungen fortgesetzt, so müßte im W das ganze obere Fallbachtal bis zu einer ziemlichen Höhe, im O der Felsbang des Dolomituzes bis zum Sprengtal hin zugeschottert gewesen sein. Unter diesen konglomerierten Schutt- und Schotterlagen steht 10 m ober dem Schwitzerhof gegenüber der Fallbachkehre lehmigweiße Moräne an, die im vorigen Abschnitt beschrieben wurde. Einige Meter östlich der Konglomeratdecken kann man beiderseits des neu angelegten Steiges zur Spreng auf der Felsoberfläche des Dolomituzes nußgroße Gerölle aus mehr zentralalpiner Material fest anzementiert sehen.

Am Osthang des Sprengtales in Höhe 690 bis 720 liegen konglomerierte, 0,50 bis 0,75 m mächtige Schotterdecken von je 11 bis 12 m Länge unmittelbar über Moräne. Deren Neigung beträgt im Durchschnitt 30° SW, entsprechend der Neigung des Osthanges selbst. Sie enden 10 m oberhalb des Hofes zur Spreng. Sie bestehen aus Kies und durchschnittlich nußgroßen, zentral- und kalkalpinen Geröllen und enthalten vereinzelt bis faustgroße Gerölle z. T. aus der Breccie stammend. Sowohl oberhalb dieses Vorkommnisses wie unterhalb desselben in der Talsohle des Sprengtales kommen Schotter und Kiese in mehr horizontaler Lagerung vor. Nach oben setzen diese Schotter bis zum Spitzbühl fort, wo sie von der „Hangendmoräne“ in diskordanter Grenze überlagert werden.

## V. Zusammenfassung.

Kurz zusammengefaßt ergibt sich aus den vorherbeschriebenen Funden vor allem anderen das sichere Vorkommen von „Sockelmoräne“ als inneralpinen Zeugen einer Großvergletscherung der Alpen, die erst nach Bildung und Verfestigung der Höttinger Breccie begonnen und noch vor oder spätestens während der beginnenden Einschotterung des Innates mit den „Terrassensedimenten“ ihr Ende gefunden hat. Da einerseits die Höttinger Breccie von der „Liegendmoräne“ als ihrem stratigraphischen Liegenden unterlagert, andererseits die „Terrassensedimente“ von der „Hangendmoräne“ als ihrem stratigraphischen Hangenden überlagert werden, ist für die Diluvialstratigraphie der Alpen das Vorhandensein von mindestens drei Großvergletscherungen und zwei Zwischeneiszeiten und somit das Zutreffen des Penckschen Schemas erwiesen.

Weiters erscheint nachgewiesen, daß in der Zeit nach Verfestigung der Breccie bis zur Ablagerung der „Hangendmoräne“ mehrere Erosionsperioden sich abwickelten.

Eine erste nachweisbare Erosionsperiode folgte nach Verfestigung der Breccie und endete spätestens mit der Ablagerung der Sockelmoräne.

Eine zweite Erosionsperiode ist in die Zeit nach Ablagerung der Sockelmoräne und vor oder spätestens zu Beginn der Einschotterung des Inntales mit den Terrassensedimenten zu setzen. Es wurde während derselben die Sockelmoräne und die ihr zugehörigen fluvioglazialen Gebilde angegriffen. Die Dauer dieser Erosionsperiode ist bedeutend kürzer anzusetzen als jene der ersten Erosionsperiode.

Eine dritte, rein fluviale Erosion ist vermutlich während der Einschotterung des Inntales mit Terrassensedimenten eingetreten und hat Einschnitte in letztere geschaffen, die wieder mit Terrassensedimenten ausgefüllt wurden. Das Anstehen von Sanden neben Schotter und Kiesen dürfte z. T. auf diese Ursache zurückzuführen sein.

Eine weitere Erosionsperiode wird durch die SW fallenden Schotter- und Schuttlagen angezeigt, welche in die SO geneigten Schotter und Kiese der Fallbachkehre eingeschnitten sind. Sie dürfte mit Eintritt der letzten Großvergletscherung geendigt haben; es wäre aber auch nicht ausgeschlossen, daß die betreffende Erosion erst nach Ablagerung der „Hangendmoräne“ erfolgte.

Was schließlich den Ablauf der mittleren, durch die Sockelmoräne nachgewiesenen Großvergletscherung anbelangt, so wurde in Abschnitt III die Möglichkeit einer mehr untergeordneten Gletscherschwankung zur Deutung der zwischen der rötlichen und grünlichgrauen Fazies der Sockelmoräne gelagerten Sedimente des Schönbichl-Westhanges offengelassen.

Es ergibt sich somit aus dem Obangeführten folgende Reihenfolge des Ablaufes der Diluvialzeit im Alpinnern:

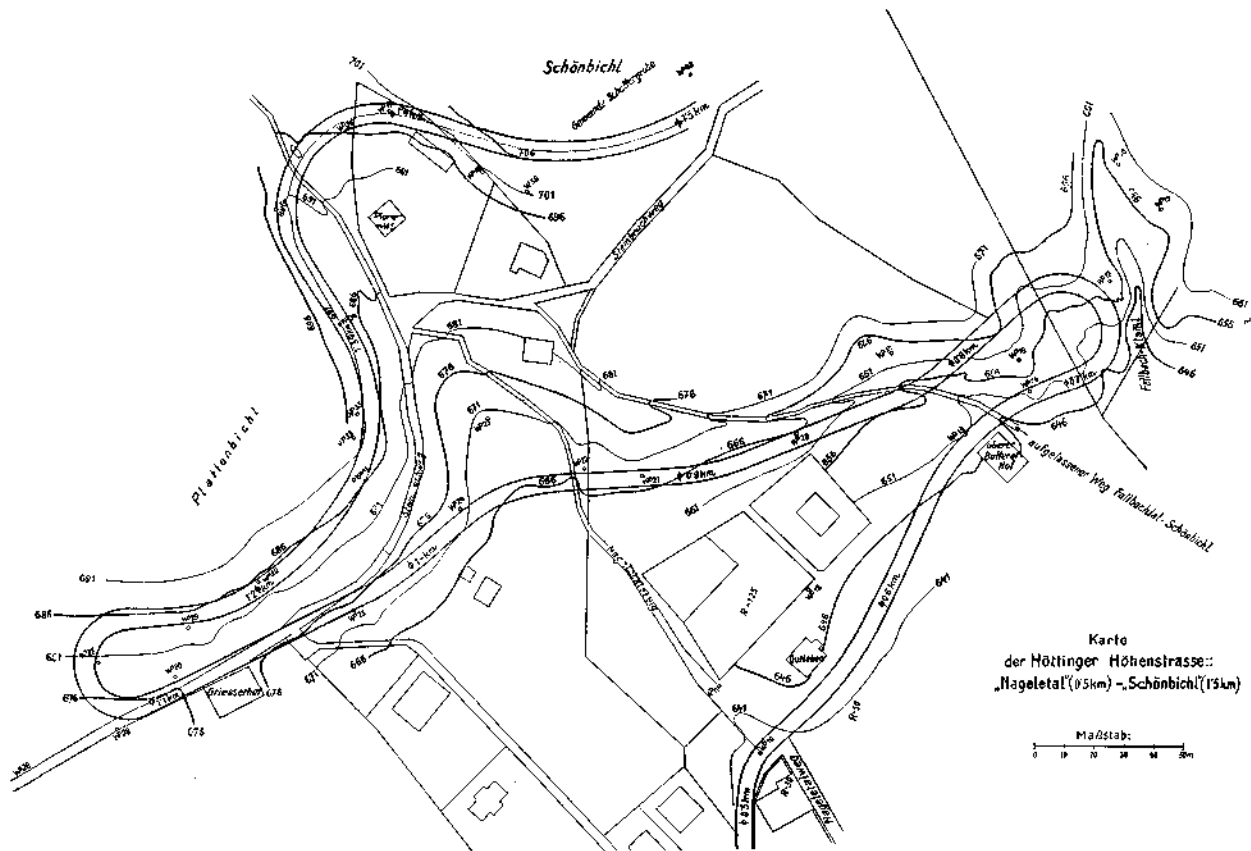
1. Eintritt einer nachweisbar ersten, bzw. ältesten Großvergletscherung. Ablagerung der „Liegendmoräne“ mit nachfolgender Vegetationsbedeckung.

2. Ablagerung und Verfestigung der Höttinger Breccie, Erosion derselben.

3. Eintritt einer zweiten, bzw. mittleren, nachweisbaren Großvergletscherung, untergeordnete Gletscherschwankungen, Ablagerung der „Sockelmoräne“, nachfolgende Erosion derselben.

4. Ablagerung der Terrassensedimente, Erosionsvorgänge.

5. Eintritt einer dritten, bzw. letzten Großvergletscherung. Ablagerung der „Hangendmoräne“, nachfolgende Erosionsvorgänge.



# Geologische Erfahrungen in der Umgebung und beim Bau des Ybbstal-Kraftwerkes.

Von Otto Ampferer.

(Mit 1 Tafel und 40 Zeichnungen.)

Das Material zu der hier folgenden Arbeit ist in einer längeren Reihe von Jahren bei mehreren Aufgaben und sehr verschiedenen Fragestellungen zusammengetragen worden.

Hauptsächlich kommen dabei die eingehenden Studien für den Ausbau der Wasserkräfte der Enns und der Ybbs in Betracht.

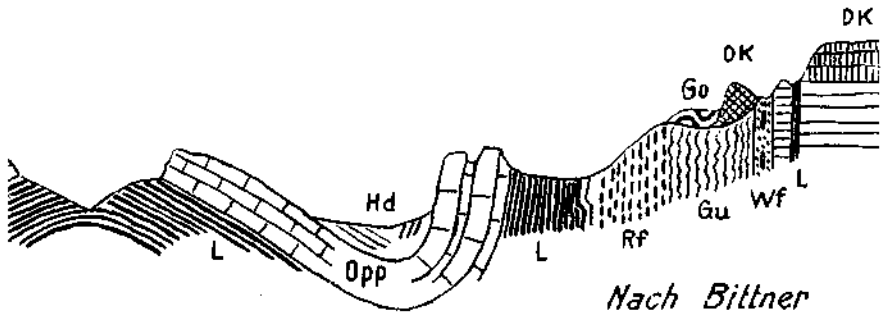


Fig. 1. Go = Gosauschichten. Hd = Hauptdolomit. DK = Dachsteinkalk. Opp = Opponitzer Kalk. L = Raibler Schichten. — Lunzer Schichten. Rf = Reiflinger Kalk. Gu = Gutensteiner Kalk. Wf = Werfener Schichten mit Gips.

Bei den geologischen Aufnahmen im Gebiete des Gesäuses hatte ich mich in den Jahren 1919—1920 der Mitarbeit meines Freundes Professor Ing. Dr. J. Stiny zu erfreuen.

Weiter eröffneten die gemeinsam mit Freund Professor Dr. E. Spengler betriebenen Untersuchungen der Tektonik der Lunzer Schichten in den Jahren 1921—1922 gar manche Einblicke.

Interessante Anschlüsse und Weiterverfolgungen einzelner tektonischer Grundzüge gewährte dann auch die Detailkartierung von Blatt „Admont-Hieflau“, welche voraussichtlich noch in diesem Jahre zum Abschluß gelangen wird.

Endlich hatte der Verfasser während des Baues des Ybbstal-Kraftwerkes als geologischer Berater vielfache Gelegenheit, die meist nur recht kurzfristigen Aufschließungen der Stollen aus eigener Anschauung kennenzulernen.

Bei dieser Gelegenheit gedenke ich auch mit herzlicher Dankbarkeit der vielfachen Unterstützung meiner Arbeiten durch die Herren der

Bauleitung und der Bauausführung. Ich nenne hier Herrn Ministerialrat Dr. Ing. M. Pernt, Oberbaurat Ing. Bodenseher, Hofrat Ing. Wichert,

Oberbaurat Ing. Pollack, Baurat Ing. J. Böhm, Baurat Dr. Ing. Jenikowsky, Ing. Walter, Ing. Kastner, Ing. Faltus, Ing. Frei, Ing. Pichler.

Bevor ich nun auf die Beschreibung der neuen und vielfach überraschenden Aufschlüsse der Stollenbauten eingehe, will ich hier einen kurzen Überblick über die Tektonik dieses Gebietes entwerfen, nachdem ja über seine Stratigraphie wenig Neues zu berichten bleibt.

Aus Sympathie für Alexander Bittner wähle ich zum Ausgang meiner Untersuchung jenes schöne Profil (Fig. 1), das er im Jahre 1888 in unseren Verhandlungen als typisch für den Bau der Lunzer Gegend veröffentlicht hat.

Ich stelle diesem Profil dasjenige (Fig. 2) gegenüber, welches ich im Spätherbst 1921 teilweise in Begleitung von Professor Spengler aufgenommen habe.

Es deckt sich in vielen Aussagen und doch sind einige unscheinbare kleine Änderungen da, welche zu einer wesentlich anderen Deutung dieses Profils gegenüber der Meinung von Bittner zwingen.

Es ist dies einmal die Stellung der Raibler Schichten, welche hier genau so wie im ganzen Bereich der Ötscherdecke außerordentlich verarmt auftreten und ein Grenzniveau zwischen

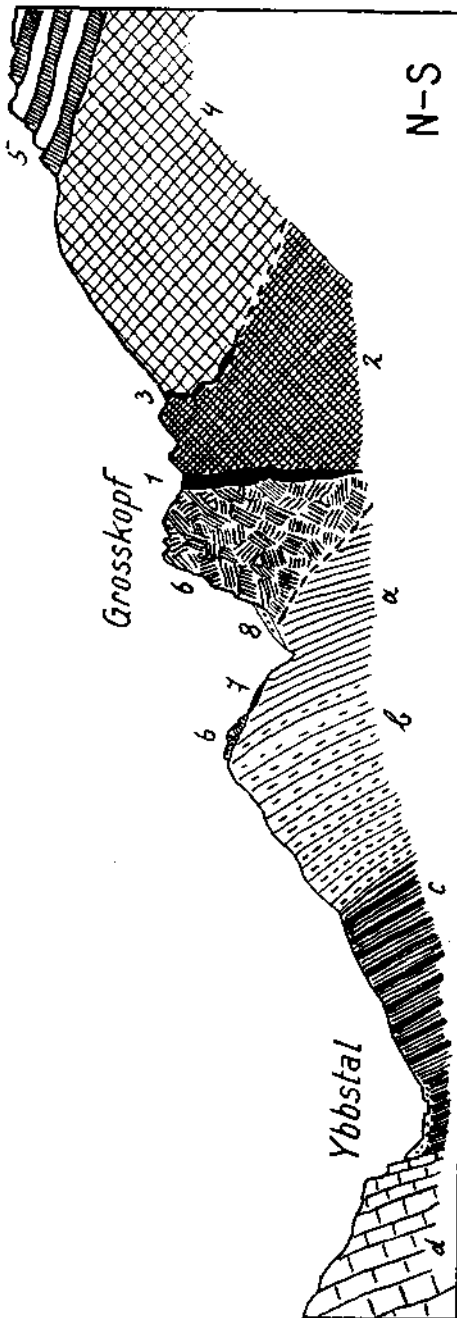


Fig. 1. 1 = Wertener Schichten, 2 = lichter, weißlicher Dolomit, 3 = Sandsteine und Tonsehiefer der Raibler Schichten, 4 = Dachsteinobolit, 5 = Grottschiefer Dachsteinkalk, 6 = Ungeschichteter Dachsteinkalk (Lias?), 7 = Grottschichten (Sandsteine mit Akcomellen, feingeschichtete, dünngeschichtete bituminöse Kalk), 8 = Schutthalde, a = Guttensteiner Kalk, b = Reifinger kalke-Muschelkalk, c = Opponitzer Kalk.



einem liegenden und einem hangenden lichten Dolomit bilden. Beide Dolomite können so ähnlich werden, daß eine Scheidung im Handstück zur Unmöglichkeit wird, eine solche bei großen Massen noch viele Sorgfalt erfordert.

In den Ennstaler Alpen habe ich von diesen Dolomiten den tieferen einfach als „unteren Dolomit“ bezeichnet, den höheren als Dachsteindolomit vom Dachsteinkalk getrennt.

Von einem geradezu gangförmig schmalen Durchbruch von Lunzer Sandstein durch schwebend gelagerten Hauptdolomit kann keine Rede sein.

Es lassen sich diese Sandsteine, wenn auch sehr lückenhaft, doch bis in den Hintergrund des tiefen Lechnergrabens hinein verfolgen. Es folgt ihrem Gesimse dabei ein leider mehrfach unterbrochener und deshalb nur schwer zu begehender alter Jagdsteig.

Auch gegen W ziehen sich die Raibler Schichten anschließend in einzelnen Fetzen und Streifen in den großen Steinbachkessel hinein.

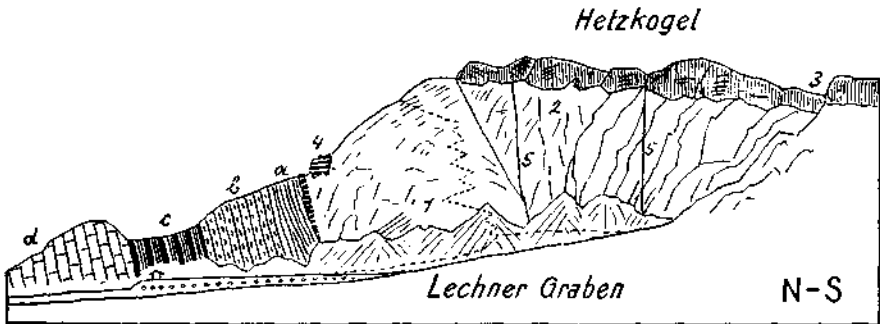


Fig. 3. 1 = Lichter, unterer Dolomit. 2 = Dachsteindolomit. 3 = Dachsteinkalk. 4 = Schollen von ungeschichtetem Dachsteinkalk (Lias?). 5 = Steile Schußflächen. a = Gutensteiner Kalk. b = Reifinger Kalk. c = Raibler Schichten. d = Opponitzer Kalk.

Die hier auf Blatt „Gaming-Mariazell“ nach Angaben von Kittl eingetragenen Opponitzer Kalke sind nach Befunden von Spengler und mir hier nicht entwickelt.

Schmale Zonen von Raibler Schichten trennen auch da wieder den unteren Dolomit vom Dachsteindolomit ab.

Da auf dem eben genannten Blatt diese zwei altersverschiedenen Dolomite mit der Farbe vom Hauptdolomit bezeichnet sind, ist dieses ganze Gebiet geologisch unverständlich gemacht worden.

Der zweite Unterschied des Ausgangsprofils betrifft die Darstellung des Großkopfes, dessen Masse Bittner für eine verbrochene und verstärkte Partie der höheren Gebirgsabstürze gehalten hat.

Dies ist bestimmt nicht zutreffend, denn es läßt sich zeigen, daß dieser lichte, ungeschichtete Kalk genau in derselben tektonischen Stellung sich weithin gegen O und gegen W verfolgen läßt.

Außerdem hat er gar nicht das Gefüge einer Sturzmasse.

Der lichte, ungeschichtete Kalk zieht sich gegen O ganz in den Lechnergraben hinab und erscheint auch gleich wieder auf dem gegen-

überliegenden Bergkamm, wie Fig. 3 klar zu erkennen gibt. Hier tritt der helle ungeschichtete Kalk in zwei Schollen auf, einerseits eingeklemmt zwischen Gutensteiner Kalk und unterem Dolomit, anderseits als freiliegende Scholle auf dem unteren Dolomit.

Südlich vom Lunzer See erreichen Schollen desselben Kalkes eine ziemliche Ausdehnung.

Fig. 4 zeigt die hier zwischen Maiszinken und Scheiblingstein vorhandene Einschaltung nahe an dem Sattel des Durchlaß.

Auch noch weiter östlich begegnen wir an der Westseite des Schwarzen Ötschers (Fig. 5) einer interessanten, hiehergehörigen tektonischen Einschaltung, die auch schon Bittner bekanntgewesen ist.

Bei dieser Scholle handelt es sich um deutliche Liaskrinoidenkalke, welche durch die Aussprengung der Straße recht gut aufgeschlossen sind.

Heute ist diese Liaskalkwand leider durch den Staub des starken Autoverkehrs so verdreckt, daß man nur nach längerer Regenzeit noch die prachtvollen Sterne von mächtigen Kalkspatsäulen erkennen kann, welche hier entlang von großen sich kreuzenden Klüften auskristallisiert wurden.

Nach der Größe dieser Kalkspatsäulen kann man wohl auf eine längere ungestörte Kristallbildung schließen, welche die offenbar tektonisch ganz zerrissene Liasscholle wieder verheilt hat. Auch westlich von unserem Ausgangsprofil finden sich noch einige in dieselbe tektonische Reihe hineingehörige Schollen.

Ich führe hier nur noch ein Beispiel vom Eingang des Steinbachtals (Fig. 6) an, wo eine solche Scholle in sehr mächtigen und kühngetürmten Felswänden hervortritt.

An ihrer Nordseite entspringt da eine schöne Quelle.

Eine Ableitung der Kalkscholle des Großsteins aus Bergsturzlümmern vom Dachsteinkalkrand des Dürrensteinplateaus ist also wohl ganz ausgeschlossen. Übrigens könnte man diese wenig oder gar nicht geschichteten Kalke ohnedies nicht unmittelbar von den schön gebankten, benachbarten Dachsteinkalklagen ableiten. Wahrscheinlich handelt es sich bei diesen Schollen um höhere Dachsteinkalklagen, welche schon mit Liaskalken eng verbunden sind.

Die von Bittner auf seinem Profil (Fig. 1) eingezeichnete Mulde von Gosauschichten ist nicht zu sehen. Man hat Mühe, auf dem Waldboden Fundstücke von Gosauschichten aufzulesen. Sandsteine mit Nerineen und Aktäonellen sowie gefaltete bituminöse Kalke haben auch wir hier gefunden.

Diese Reste von Gosauschichten liegen auf den Schichtköpfen von Gutensteiner Kalken. Daneben liegen aber auch Schollen von lichten Kalken, die wohl ehemals zur Masse des Großkopfes gehört haben dürften.

Die Zone der Werfener Schichten ist hinter dem Großkopf zwar nicht deutlich, aber immerhin genügend erschlossen.

Auf den ersten Blick ist durch diese Angaben unser Profil auch nicht viel verständlicher geworden. Immerhin kann man sich aber doch um einige Schritte vorwärts tasten. Wir befinden uns mit allen bisher vorgelegten Profilen unmittelbar am Nordrand der mächtigen Dürrenstein-Ötscher Masse, also am Nordrand der sogenannten „Ötscherdecke“ Kobers.

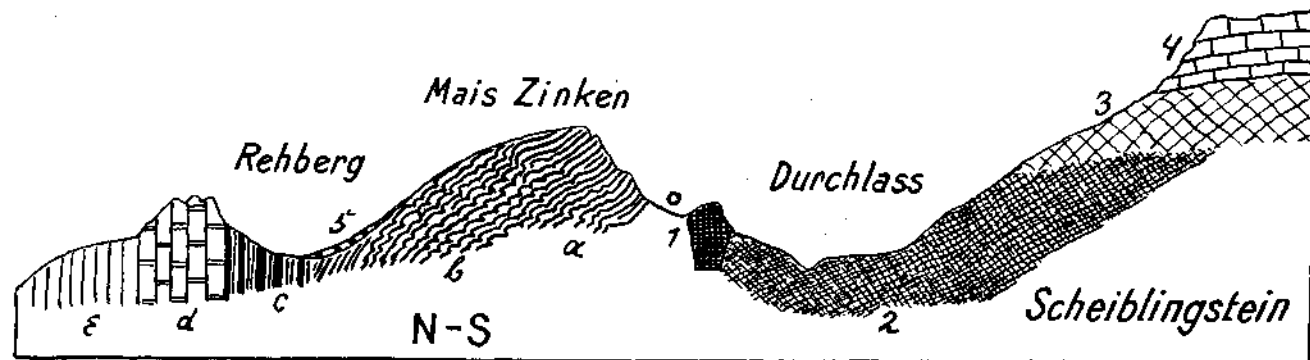


Fig. 4.  $\epsilon$  = Werfener Schichten?  $1$  = Liaskalkscholle.  $2$  = Grauer Dolomit.  $3$  = Dachsteindolomit.  $4$  = Dachsteinkalk.  $5$  = Grundmoräne mit gekrümmten Liasgeschichten.  $\alpha$  = Dünnschichtige, bituminöse (Gutensteiner Kalke (intensiv liegend, überfaltet wie das untenstehende Muster angibt).  $b$  = Muschelkalk.  $c$  = Raibler Schichten.  $d$  = Opponitzer Kalke.  $\epsilon$  = Hauptdolomit.

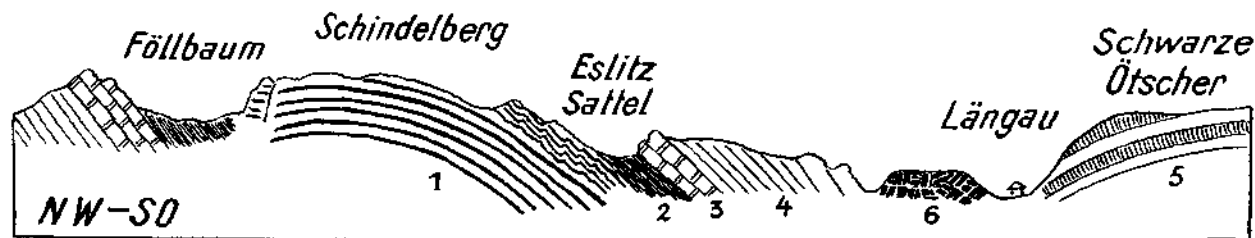


Fig. 5. 1 = Muschelkalk. 2 = Lunzer Schichten. 3 = Opponitzer Kalke. 4 = Hauptdolomit mit auffallend rot gefärbten Mergellagen. 5 = Dachsteinkalk. 6 = Liaskrinoidekalk, ausgezeichnet durch ausgedehnte Mineralbildungen an Spalten (bis  $1\frac{1}{2}$  m lange Kalkspatsäulen in radialer Anordnung).

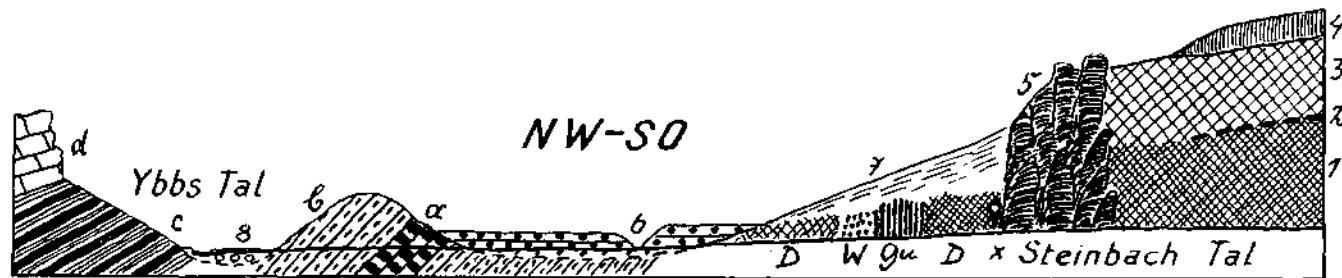


Fig. 6. 1 = Lichter, unterer Dolomit. 2 = Schmale Zone von Raibler Schichten. 3 = Dachsteindolomit. 4 = Dachsteinkalk. 5 = Scholle von ungeschichtetem Dachsteinkalk. 6 = Konglomerat. 7 = Gehängeschutt. 8 = Ybbschotter. W = Werfener Schichten. Gu = Gutensteiner Kalke. D = Dolomit. a = Rote und grüne Knollenkalke. b = Muschelkalk. c = Lunzer Schichten. d = Opponitzer Kalke. x = Quelle.

Diese gewaltige Schichtmasse breitet sich vor allem im Bereiche der Kartenblätter „Gaming-Mariazell und Eisenerz-Wildalpe“ aus.

Sie findet aber auch noch im westlich anschließenden Kartenblatt „Admont—Hieflau“ in den Ennstaler Alpen eine unmittelbare Fortsetzung.

Der Nordrand der Ötscherdecke ist hier hin und hin rein tektonisch bestimmt und nicht etwa eine zufällige Erosionsgrenze.

Gegenüber dem nördlich angrenzenden niedrigen Vorland handelt es sich offenbar doch um eine Aufschiebung, wenn auch viele Kontaktstellen eine steile Grenzführung verraten.

Es ist aber recht wahrscheinlich, daß die schwere Masse der Ötscherdecke gegenüber ihrem Nachbarland ziemlich stark eingesunken ist oder dieses ihr gegenüber gehoben erscheint. Wir werden später an der Ostseite der Ötscherdecke Beweise für ein solches Einsinken derselben in ihre Umgebung noch genauer kennenlernen.

Im Bereiche unseres Ausgangsprofils liegt die Dürrensteinmasse jedenfalls ganz flach und stößt schroff gegen die steil in die Tiefe setzende Zone der Werfener Schichten.

Die Scholle des Großkopfes dagegen erscheint ganz deutlich über die Schichtköpfe der saiger aufgestellten Gutensteiner Kalke vorgeschoben.

Diese Vorschiebung erfolgte unter ganz eigentümlichen Verhältnissen.

Zunächst sind einmal die Schichtköpfe der Gutensteiner und Reiflinger Kalke unter einem ziemlich spitzen Winkel abgeschnitten.

Eine mechanische Abscherung infolge der Vorschiebung ist höchst unwahrscheinlich. Weit natürlicher ist die Annahme, daß wir in dieser schrägen Schnittfläche ein Stück von einer alten Erosionsoberfläche vor uns haben, welche sich hier unter dem Deckmantel der Überschiebung noch erhalten hat.

Für diese Annahme spricht auch das Vorkommen von Gosauschichten, wenn es auch nicht gelingt, ihre unmittelbare Auflagerung auf dem Relief der Gutensteiner Kalke nachzuweisen.

Wenn wir diesem Gedanken folgen, so hätten wir also hier Reste eines vorgosauischen Reliefs, überlagert von Gosauschichten und überschoben von dem Stirnrand der Ötscherdecke.

Die Überschiebung braucht nach den hier vorhandenen Aufschlüssen keine größere Förderlänge zu besitzen, obwohl dies nach ihrer großen Längerstreckung immerhin wahrscheinlich ist.

Merkwürdig bleibt für den Nordrand der Ötscherdecke die Vorschaltung eines Streifens von Werfener Schichten und einer Perlenkette von Schollen von Dachsteinkalk und Liaskalk.

Auch hier schließt die große Längerstreckung eine reine zufällige Gruppierung dieser Gesteinszonen aus.

Es ist nun zu fragen, stammt diese weithin an dem Nordrand der Ötscherdecke vorhandene tektonische Vorschaltung aus dem Liegenden oder aus dem Hangenden derselben ab. Das heißt mit anderen Worten, ist dieser heute der Ötscherdecke unmittelbar vorgelagerte Schichtenstreifen eine Abscherung aus dem Bestand des überfahrenen Untergrundes oder liegt hier ein Rest einer höheren Schubmasse vor, die einst über die Ötscherdecke vorgedrungen ist.

Ich habe mich im Jahre 1922 gelegentlich eines Vortrages in der Geologischen Bundesanstalt für die letztere Deutung ausgesprochen. Maßgebend war mir dafür das Profil der Looskögel an der Nordseite des Kleinen Buchsteins in den Ennstaler Alpen.

Ich habe dieses Profil bei der Beschreibung der Ennstaler Alpen im Jahrbuch unserer Anstalt — 1921 — auf Seite 128—129 abgebildet und besprochen. Dieses Profil läßt nun kaum eine andere Deutung zu, als daß die Schollen der beiden Looskögel tatsächlich Reste einer höheren Schubdecke vorstellen, welche einst über der Ötscherdecke lag, und deren Reste heute nur noch in einzelnen meist recht versteckten Winkeln zu entdecken sind.

Ich habe aber immerhin doch schon so viele zu dieser höheren Schubmasse gehörige Schubreste im Laufe der letzten Jahre aufgefunden,

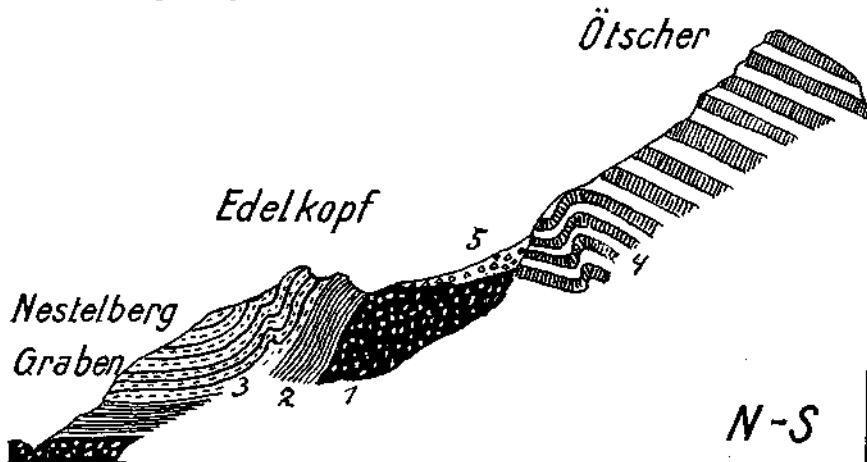


Fig. 7. 1 = Werfener Schichten, Rauhwacken, Gips, Mergel, bunt gemischt. 2 = Dünn-schichtige Gullenstein-Kalke. 3 = Dickbankigere Kalke, Reifinger Kalke. 4 = Dachsteinkalk. 5 = Hangschutt.

daß an ihrer Existenz kein Zweifel mehr möglich ist. Die meisten derselben sind am Nordrand der Ötscherdecke zwischen Ötscher und Paß Pyhrn erhalten geblieben.

Die wichtigsten dieser Stellen habe ich mit Profilen in den Arbeiten: „Beiträge zur Geologie der Ennstaler Alpen“, Jahrbuch 1921, und „Fortschritte der geologischen Neuaufnahme von Blatt Admont-Hieselau“, Jahrbuch 1926, zur Darstellung gebracht.

Eine Entscheidung, ob die Schollen vor dem Nordrand der Ötscherdecke aus ihrem Hangenden oder aus ihrem Liegenden stammen, kann man am ehesten an der Ostseite des Ötschermassivs erwarten.

Hier weicht die Ötscherdecke stark gegen S zurück und stößt so an ein Gebiet, das sie wahrscheinlich nie überlagert hat. Hier ist nun aber auffallenderweise von einem Randsaum solcher Schollen nichts mehr zu bemerken. Wohl aber treffen wir in den tiefeingeschnittenen Klammern der Erlauf recht interessante Aufschlüsse, welche auf dem Kartenblatt „Gaming-Mariazell“ keine richtige Darstellung gefunden haben.

Zugleich müssen wir hier an der Ostseite des Ötschermassivs den Anschluß an die neue Arbeit von Freund Spengler: „Der geologische Bau der Kalkalpen des Traisentalles und des oberen Pielachgebietes — Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1928“, gewinnen. Spengler ist bei der Neuaufnahme von Blatt „Schneeberg-St. Ägid“ zu einer feineren Gliederung der hier vorhandenen Schubkörper gelangt. Insbesondere hat er in der östlichen Fortsetzung der Ötscherdecke drei Teildecken derselben, die „Annaberger, Reisalpen- und Unterbergdecke“, unterschieden.

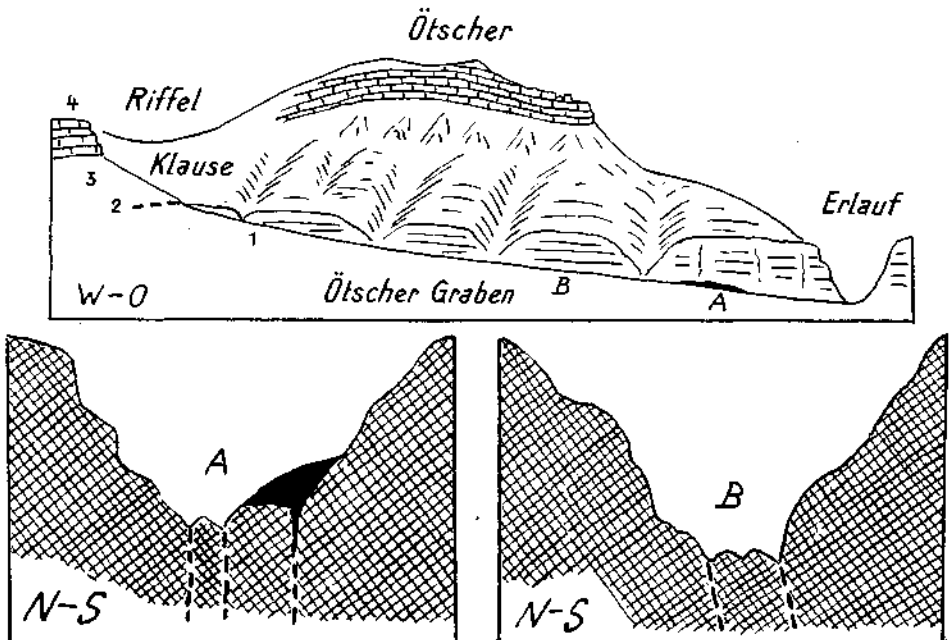


Fig. 8. 1 = Lichter, weißlicher Dolomit, vielfach mylonitisch. 2 = Raibler Schichten. 3 = Dachsteindolomit. 4 = Dachsteinkalk. Schwarz = Grüne Werfener Schichten. Gegittert = Weißlicher Dolomit. Die Profile A und B sind vergrößerte Querschnitte durch den Ötscher Graben.

Westlich von der Erlaufschlucht ist von dieser Teilung der Ötscherdecke nichts mehr zu beobachten. Die Abgliederung muß sich daher östlich von der Erlaufschlucht vollziehen.

Ich wende also zunächst der Nord- und Ostbegrenzung des Ötschermassivs die Aufmerksamkeit zu.

An der Nordseite des Ötschergipfels (Fig. 7) verhindert leider eine mächtige Hangschuttbildung einen genaueren Einblick in die Kontaktverhältnisse am Nordrande der Ötscherdecke. Immerhin läßt die heftige Verbiegung der wohlgeschichteten Dachsteinkalke unschwer die Gewalt des hier erfolgten Vorstoßes ablesen. Sehr gute Aufschlüsse bieten sich dann an der Süd- und Ostseite des Ötschers.

Wenn man an der Südseite des Ötschers den Ötschergraben hinaufwandert (Fig. 8), so befindet man sich im ganzen unteren und mittleren Teil im Bereiche des lichten, weißlichen, unteren Dolomits (Ramsau-

dolomit) mit seiner reichgegliederten, feingeschnitzten Formenwelt. Alle Steige sind hier mit feinem, weißem Dolomittkies überstreut.

Die Furche des unteren Ötschergrabens folgt mehreren untereinander ziemlich parallelen Schubflächen, welche ostwestlich streichen und steiles Einfallen zeigen. Offenbar an diese Schubflächen gebunden, treten hier in Haufen ganz zerarbeitete, grüne Werfener Schiefer auf.

Sie bilden dabei durchaus nicht etwa das normale Liegende des lichten Dolomits, sondern sie sind dem Dolomit offenkundig aufgelagert.

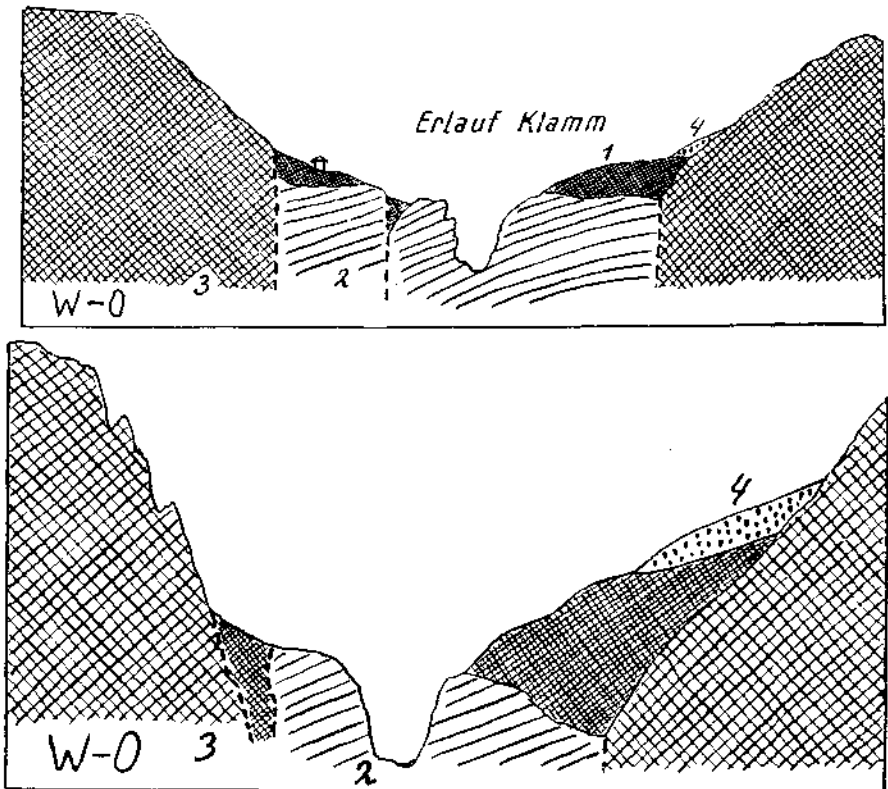


Fig. 9. 1 = Grüne und rote Werfener Tonschiefer. 2 = Dunkler, grauer Dolomit. 3 = Weißlichgrauer Dolomit. 4 = Grundmoräne.

Die Auflagerung ist dann merkwürdigerweise seitlich genau von den Rändern der ganz jungen Erosionsschlucht begrenzt.

So hat man zunächst den Eindruck, daß diese teigartigen Werfener Schichten von oben her in die jungen, tiefen Schluchten hineingefüllt wurden.

Dieser Befund ist aber angesichts der großen Jugendlichkeit der Schluchten doch allzu unwahrscheinlich.

Die Werfener Schichten würden ja hier eine Lagerung einnehmen, wie man eine solche sonst nur etwa von Grundmoränen der Diluvialzeit gewohnt ist.



Die Aufschlüsse von Werfener Schichten inmitten einer reinen Dolomitlandschaft sind nicht auf den unteren Ötschergraben beschränkt, sondern wiederholen sich sogar in noch größeren Verhältnissen in der benachbarten mächtigen Klamm der Erlauf.

Hier begegnen wir auf der Strecke zwischen den Einmündungen von Angertal und Lassingfall Aufschlüssen, wie sie in Fig. 9 schematisch abgebildet erscheinen. Während aber im Ötschergraben derselbe weißliche Dolomit an den Seiten und im Untergrund der Werfener Schichten ansteht, besteht hier der Untergrund der Werfener Schichten aus einem wesentlich dunkleren Dolomit.

Im allgemeinen gehört der dunkelgraue Dolomit ins Liegende des weißlichgrauen Dolomits.

Es gibt aber auch Stellen, wo diese beiden Dolomite seitlich ineinander übergehen. Eine solche Stelle ist gerade auch an der Ostwand der Erlaufklamm zwischen Angertal und Langseit (Fig. 10) vorhanden.

Hier nimmt der dunklere Dolomit eine höhere Lage gegenüber dem lichten ein. Jedenfalls aber zeigen die Profile der Erlaufschlucht doch eine Vertikalverschiebung der Sohle der Werfener Schichten an.

Sowohl diese Strecke der Erlaufklamm als auch der untere Ötschergraben sind ganz deutlich von Verwerfungen vorgezeichnet.

Nachdem es sich hier um eine Vorzeichnung handelt, welche offenbar für die ganze Anlage und den Verlauf der so tief eingeschnittenen Klammern entscheidend war, so müssen wohl schmale Einbrüche und nicht Aufpressungen von unten her hier vorliegen. Das letztere ist auch deshalb unwahrscheinlich, weil die Verwerfungsklüfte, auf denen hier die Werfener Schichten zumeist lagern, gegen unten streng geschlossen sind.

Man wäre also bei der Annahme eines Aufsteigens der Werfener Schichten aus dem Untergrund der Ötscherdecke zu der recht unwahrscheinlichen Hypothese gezwungen, daß die Werfener Schichten an offenen Klüften emporgedrückt wurden, worauf sich diese Klüfte später wieder schlossen.

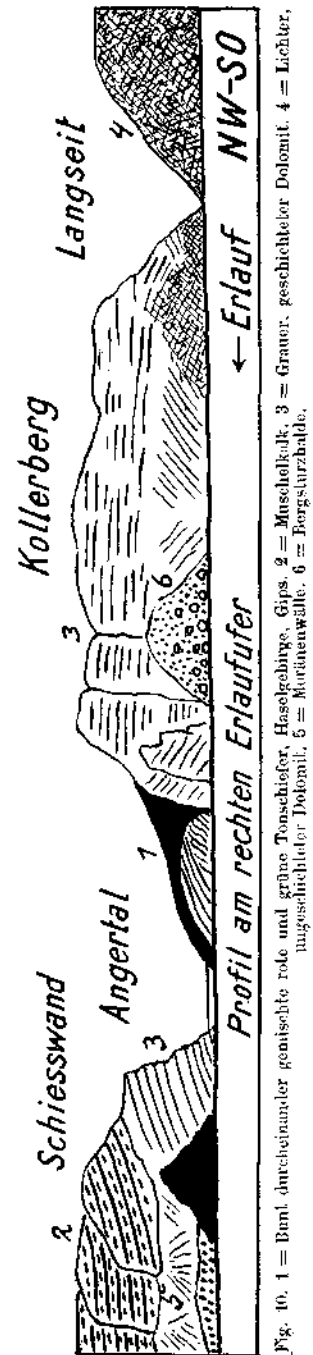


Fig. 10. 1 = Bunt durcheinander gemischte rote und grüne Tonschiefer, Haselgebirge, Gips. 2 = Muschelkalk. 3 = Grauer, geschichteter Dolomit. 4 = Lichter, aufgeschichteter Dolomit. 5 = Korallenwalle. 6 = Bergsturzwälle.

Diese Annahme kann man also wohl von der Hand weisen und nur mit der Hypothese von Einsenkungen weiterarbeiten.

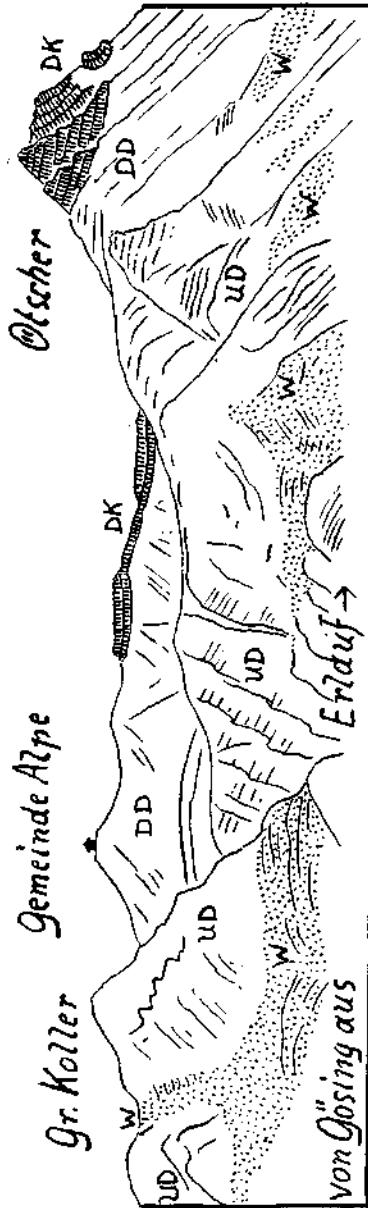


Fig. 11. W = Werfener Schichten. UD = Lichter, unterer Dolomit. DD = Dachsteindolomit. DK = Dachsteinkalk.

Wenn man dieser Hypothese folgt, so kommt man etwa zu folgender Reihe von tektonischen Ereignissen.

Zunächst muß dieser Teil der Ötscherdecke einmal schon bis auf den lichten unteren Dolomit hinab abgetragen gewesen sein. Dann muß über dieses relativ schon ziemlich tief eingeschnittene Relief eine Schubmasse vorgedrungen sein, welche dieses alte Relief vielfach mit Massen von Werfener Schichten überdeckte.

Nun können erst die schmalen und ziemlich tiefen Einbrüche entstanden sein, welchen heute teilweise die Erlauf und der Ötscherbach folgen. Die hier beschriebenen Einbrüche an der Ost- und Südostseite des Ötschers verlaufen in nord-südlicher und ostwestlicher Richtung. Diese Ableitung vermag zugleich eine Reihe von Erscheinungen aufzuklären.

Da ist zunächst die außerordentliche Zerarbeitung und Vermischung der grünen und roten Werfener Schiefer im Bereiche der Klammern, welche mit einem Ferntransport unter schwerer Belastung gut zu vereinigen ist.

Dann kommt die Form der Einlagerung der Werfener Schichten in das Relief der Dolomitlandschaft, welche auch heute, wie Fig. 11 zeigt, noch ganz deutlich zu erkennen ist.

Die Werfener Schichten ziehen sich dabei von der Nordseite des Ötschers fast zusammenhängend in die tiefe Erlaufschlucht hinein und jenseits wieder bis nahe zum Gipfel des Großen Kollerberges hinauf.

Dabei zeigen diese Schichten hier überall dieselbe starke Durchmischung und teigartige Zerdrückung gleichartig durch die ganzen Massen hindurch ausgebildet.

Die Form der Einlagerung der Werfener Schichten in die Sohle der schmalen und tiefen Klammern ist nur als Ausdruck von Grabenbrüchen, nicht aber als ein solcher von schmalen Hebungszonen verständlich.

Es liegt in der Mechanik der Erdrinde begründet, daß es leichter ist, schmale Einbrüche zu erzeugen, als etwa ebenso schmale Hebungen

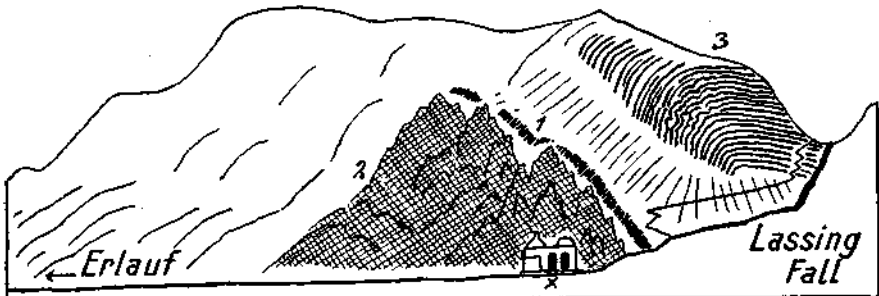


Fig. 12. 1 = Grüne Tonschiefer, Werfener Schichten. 2 = Weißlichgrauer Dolomit. 3 = Wohlgeschichteter Muschelkalk. x = Elektrizitätswerk Wienerbruck.

hervorzubringen. Bei einer Auflockerung des Gefüges und gleichzeitiger Abströmung von Massen im Untergrund steht der Aushildung auch von relativ schmalen Einbruchszonen nichts im Wege.

Diese hier beschriebenen schmalen Einbruchszonen sind an der Ostseite des Ötscher Massivs streng lokal entwickelt und schneiden schroff

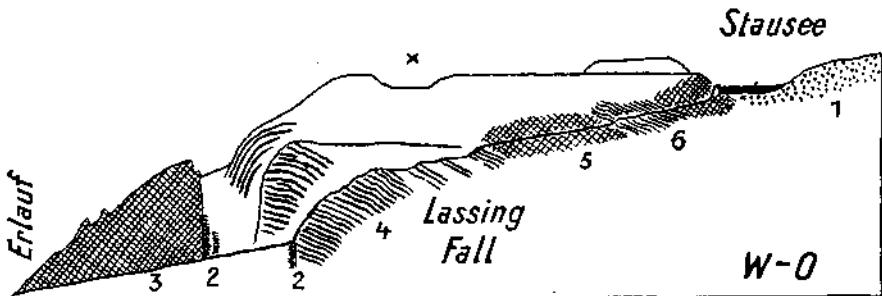


Fig. 13. 1 = Werfener Schichten. 2 = Grüne Tonschiefer, Werfener Schichten. 3 = Weißlichgrauer Dolomit. 4 = Wohlgeschichteter Muschelkalk. 5 = Grauer Dolomit. 6 = Dunkle, dünnsschichtige Kalke. x = Alte Talrüne.

an einer Störungszone ab, von der die Profile (Fig. 12 und 13) ein schematisches Bild entwerfen. Fig. 12 gibt eine Ansicht des Gehänges an der Nordseite des Lassingfalles wieder.

Im Vordergrund liegt das Elektrizitätswerk Wienerbruck, welches die Energie des Lassinggefälles ausnützt. Dieses Werk steht im Grund der Erlaufschlucht und noch ganz im Gebiete des lichten unteren Dolomits.

Steigt man von dem Werk zum Lassingfall empor, so erkennt man, wie der lichte untere Dolomit von einer steilen Furche begrenzt wird, in welcher wieder der uns schon wohlbekannte grüne Teig der Werfener Schichten zutage tritt. Man trifft auch unmittelbar am Steig steile Schubflächen, deren Fugen mit grünem Werfener Teig ausgeschmiert sind.

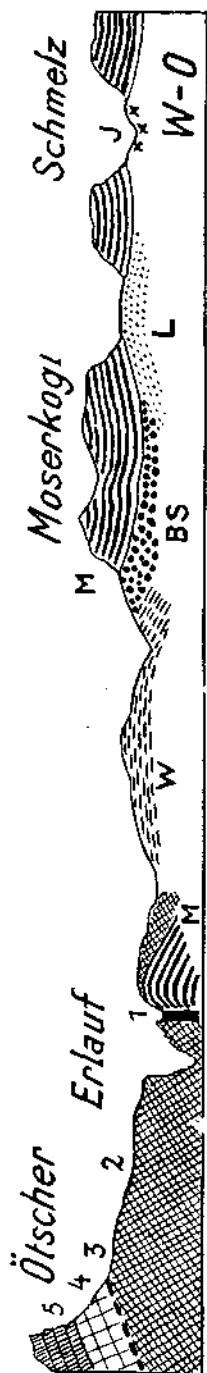


Fig. 14. 1 = Grüne Werfener Schiefer, teigartig. 2 = Rote Quarzsandsteine, schön gefaltet. BS = Scholle von koproliten Aplychonkalen, Blöcke von schönen, bräunlichroten Krimhothoukalken, Stücke von verwitterten Arkosen, Glimmerschiefer. 3 = Werfener Schichten, gut geschichtet. 4 = Werfener Schichten, Mergel. 5 = Grüne Tonchiefer und Mergel, Werfener Schichten, gut geschichtet. 6 = Lichter, weißlicher Dolomit. 7 = Rote Quarzsandsteine, schön gefaltet. 8 = weißlicher Dolomit. 9 = Rothlieber Dolomit. 10 = Scholle von koproliten Aplychonkalen, Blöcke von schönen, bräunlichroten Krimhothoukalken, Stücke von verwitterten Arkosen, Glimmerschiefer. 11 = Scholle von koproliten Aplychonkalen. 12 = Blöcke von schönen, bräunlichroten Krimhothoukalken, Stücke von verwitterten Arkosen, Glimmerschiefer. 13 = Scholle von koproliten Aplychonkalen. 14 = BS - Scholle von koproliten Aplychonkalen. 15 = M - Muschelkalk. 16 = W - Wettersteinkalk. 17 = L - Lunzer Sandsteine. 18 = J - Werfener Schichten. 19 = W-O - Dachsteinkalk.

Die Rutschstreifen an den Schubflächen im lichten unteren Dolomit fallen hier steil schräg gegen N zu ein.

Der Lassingfall selbst stürzt über eine prächtige Faltenstirn aus wohlgeschichtetem Muschelkalk herab. Diese auffallende Faltenstirn ist gegen das Ötschermassiv, also gegen W zugekehrt.

Ihre allgemeine Einordnung gibt das schematische Profil (Fig. 14) wieder.

Hier erkennt man sofort, daß der Störung unterhalb des Lassingfalles mehr als eine rein lokale Bedeutung innewohnt. Diese Störung trennt nicht nur zwei Gebiete von verschiedener Faziesentwicklung, sondern auch zwei verschieden hohe tektonische Stockwerke voneinander.

Der Faziesunterschied ist recht auffällig. Im W der Störung das Herrschgebiet von lichten, unterem Dolomit, verarmten Raibler Schichten, Dachsteindolomit und Dachsteinkalk, im O das Auftreten von mächtigen, wohlgeschichteten Massen von Werfener Schichten, von wohlgeschichtetem Muschelkalk, Wettersteinkalk und mächtigen Lunzer Sandsteinen.

Der Gegensatz dieser Schichtausbildungen ist zu bedeutsam, als daß er sich gerade entlang einer bestimmten Linie herausbilden könnte.

Die Störungslinie unterhalb des Lassingfalles bringt offenbar zwei tektonische Stockwerke auf ein Niveau.

Dies ist wohl nur so zu verstehen, daß der östliche Flügel gegenüber dem westlichen wesentlich in die Höhe gerückt ist.

Mit einem solchen Höherrücken ist auch die Faltungstirn eindeutig zu verbinden. Bei einer regionalen Betrachtung wird man vielleicht besser tun, die Sache umzudrehen und von einem Hinabdrücken des westlichen Flügels durch die schwere Ötschermasse zu reden. Die Endwirkung bleibt dabei ja dieselbe.

Wir hätten also in dem Gebiete östlich von der Lassingstörung Schichten aus dem Untergrund der Ötscherdecke vor uns.

Das ist bei einer Vergleichung der Ötscherdecke mit den weiter östlich von Spengler unterschiedenen Teildecken vor allem im Auge zu behalten.

Diese Decken entstehen hier nicht aus einer Zerlegung des Körpers der Ötschermasse, sondern stammen wahrscheinlich aus dem Untergrund dieser Decke her.

Östlich von der Lassingstörung haben wir, wie Fig. 14 angibt, zunächst eine flache Aufwölbung von Werfener Schichten vor uns. Es sind mächtige, wohlgeschichtete grüne Tonschiefer und Mergel ohne Anzeichen besonderer tektonischer Bearbeitung.

Über dieser mergeligen Entwicklung von Werfener Schichten stellen sich dann weiter ostwärts richtige Buntsandsteinschichten, vor allem rote Quarzsandsteine ein, welche in festen Felsplatten, oft reich mit Wellenspielen verziert, vorliegen. Ich halte diese Quarzsandsteine für eine hier fremde und nur tektonisch eingeschobene Schichtgruppe. Weiter östlich

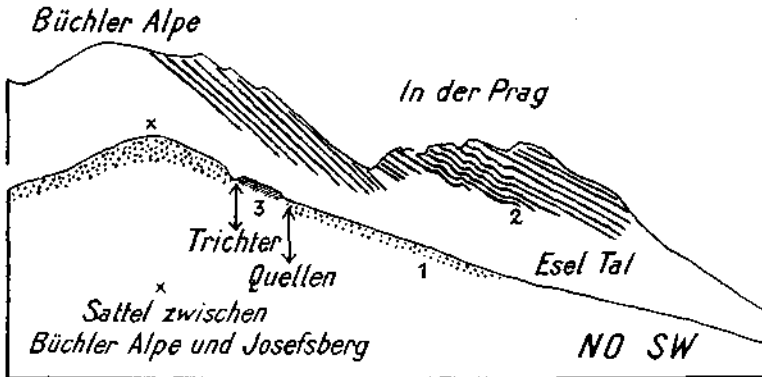


Fig. 15. 1 = Rote und grüne Werfener Schiefer, Rauhwacken. 2 = Wohlgeschichteter, stellenweise lebhaft gefalteter, dünnschieferiger Muschelkalk. 3 = Kleinstückige, schwarze, glatte Tonschieferstücke, Reingrabner Schiefer.

grenzen diese bunten Quarzsandsteine unvermittelt an Lunzer Sandsteine und Reingrabner Schiefer. In den Lunzer Sandsteinen wurden hier Kohlen abgebaut.

Das Nebeneinandervorkommen von Werfener Schichten und Lunzer Sandsteinen ist am Ost- und Nordrand der Ötscherdecke gar nicht selten.

Ich führe hier noch ein Beispiel dafür aus dem Tale zwischen Josefsberg und Büchler Alpe (Fig. 15) an. Nahe dem Sattel treffen wir hier inmitten von roten und grünen Werfener Schichten eine Anhäufung von kleinstückigen Brocken von typischen Reingrabner Schiefen.

Auch da kann es sich wohl nur um eine tektonische Vermischung dieser Schichten handeln.

Gehen wir an der Hand von Profil Fig. 14 noch weiter gegen O, so gelangen wir in das Fenster der Schmelz, welches in letzter Zeit von E. Spengler eingehender beschrieben wurde.

Ich habe das Fenster der Schmelz Mitte Juni 1922 besucht und damals die in Fig. 14 angeführten, offenbar hier fremden Gesteinsschollen und -trümmer zwischen Gutensteiner Kalken, Rauhwacken und roten Werfener Sandsteinen gefunden.

Spengler hat dann bei seiner Aufnahme auch noch Stücke von Diabas entdeckt.

Es liegt also in diesem Fenster eine ziemlich bunte, tektonisch herbeigeschleppte Gesteinsgesellschaft vereint.

Die auf den Werfener Schichten ruhenden Schubschollen von Gutensteiner, Muschel- und Wettersteinkalk rechnet Spengler hier in der Umgebung des Schmelzfensters zu seiner Annaberger Teildecke.

Die Annaberger Teildecke reicht aber noch viel weiter nach N.

Als äußerste Randscholle wird hier die Scholle der Brandmauer noch zu der Annaberger Decke gezählt.

Mit der Lagerung dieser Scholle habe ich mich ebenfalls schon im Jahre 1922 beschäftigt und bin dabei im wesentlichen zu ähnlichen Resultaten wie später E. Spengler gekommen.

Das Verhältnis zur Ötscherdecke fasse ich aber etwas anders auf. Ich führe für meine Auffassung zunächst die Profile Fig. 16 und 17 an.

Spengler ist sich der Schwierigkeit voll bewußt, seine Annaberger Decke direkt mit der Ötscherdecke zu verbinden. Es ist dies ja auch nach meinen Erfahrungen ganz unmöglich.

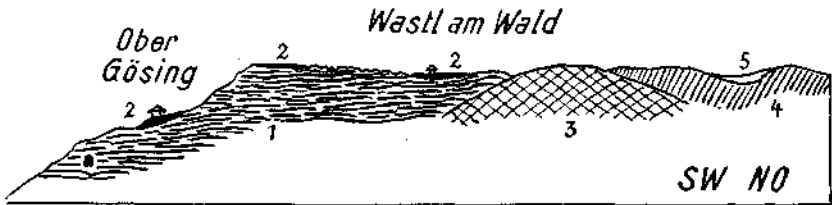


Fig. 16. 1 = Dünn-schiefrige, stark durchfaltete Gutensteiner Kalk. 2 = Lunzer Sandsteine. 3 = Hauptdolomit. 4 = Dachsteinkalk. 5 = Grauer, schöner Krioidenkalk mit schwarzen Hornsteinwucherungen. Unterhalb von Ober Gösing befindet sich der Eisenbahntunnel der Mariazeller Bahn.

Spengler versucht diese Schwierigkeit mit der Annahme zu überwinden, daß die Annaberger Decke eine ältere Schubmasse vorstelle, welche zur Zeit des Vorschubes der Ötscherdecke bereits tief erodiert war.

Auf diese Weise würde das Fehlen der Annaberger Decke unter der Ötscherdecke verständlich.

Nun ist aber nach meinen Beobachtungen unter dem Nordrand der Ötscherdecke ein Auftauchen der Annaberger Decke schon deshalb ausgeschlossen, weil dieser Nordrand eben allenthalben tief hinabgedrückt erscheint. Das gilt auch vom eigentlichen Ötschermassiv. Wenn wir hier noch einmal das Profil Fig. 7 betrachten, so erkennen wir gleich, daß die Masse der Werfener Schichten nicht einfach unter die Ötscherdecke einfallen kann.

Wir müssen uns unterhalb der Dachsteinkalke des Ötschergipfels hier noch mindestens 1000—1500 m Dolomitmassen und Kalk hineindenken, um in das normale Niveau der Werfener Schichten an der Basis der Ötscherdecke zu gelangen.

Die Werfener Schichten an der Nordseite des Ötschers gehören also gar nicht in seine Basalregion oder sie sind hier um mindestens 1000 m emporgedrückt worden.

Auch unterhalb der Schießwand sind die Werfener Schichten haufenartig angelagert, wie ich in Fig. 10 bereits angedeutet habe.

Etwas Ähnliches gilt auch von der weiteren, östlichen Fortsetzung dieses Zuges von Werfener Schichten. Spengler nimmt an, daß die Werfener Schichten an der Südseite des Angertales unter das Dolomitmassiv des Kollerberges hineinfallen.

Ein solches Südfallen ist nun tatsächlich in dem Steinbruch des Gipswerkes (Fig. 17) im Angertal zu erkennen. Verfolgt man aber den Zug dieser Werfener Schichten bis in den tiefen Einschnitt der Erlaufklamm hinein, so erkennt man, daß der Großteil der Werfener Schichten wohl über dem Dolomit des Kollerberges lagert.

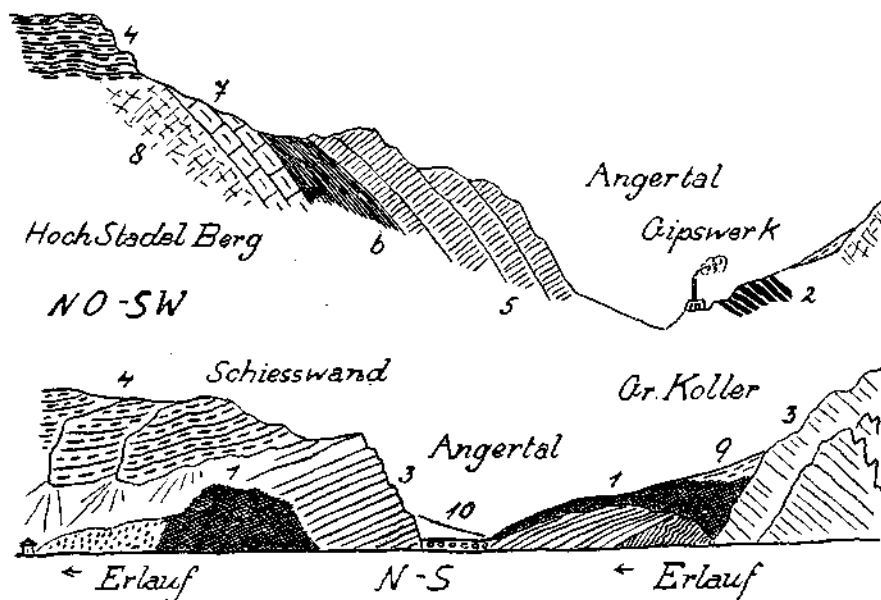


Fig. 17. 1 = Werfener Schichten, haufenartige Lagerung. 2 = Rosarote, weiße, graue, feingebänderte Gipslagen. 3 = Grauer, geschichteter Dolomit. 4 = Muschelkalk. 5 = Wettersteinkalk. 6 = Lunzer Schichten. 7 = Opponitzer Kalk. 8 = Ungeschichteter Hauptdolomit. 9 = Hangschutt. 10 = Bachschotter.

Die großen und auch wenig gestörten Massen von Werfener Schichten östlich der Störung des Lassingfalles können dagegen in die Basalregion der Ötscherdecke, bzw. der Annaberger Decke hineingehören.

Es stoßen also hier unbedingt Werfener Schichten von ganz verschiedener tektonischer Stellung miteinander zusammen.

Wie wir schon mehrfach betont haben, prägt sich dieser Unterschied ja auch in dem Ausmaß ihrer tektonischen Bearbeitung, hier wenig gestörte, gutgeschichtete Gesteine, dort haufenartige, ganz zerquetschte, buntgemischte, teigartige Massen, leicht erkennbar aus.

Die Deckschollen der Annaberger Decke übergreifen, wie Fig. 17 zeigt, den Einschnitt des Angertales.

Am Hochstadl ist die Aufschiebung der Muschelkalkscholle über nordwärts überkippten Wettersteinkalk-Raibler Schichten-Hauptdolomit recht gut zu verfolgen.

Die freischwebende Deckscholle der Brandmauer (Fig. 18) hält Spengler für den westlichsten Teil seiner Annaberger Decke. Ich glaube, daß dies nicht zutrifft und auch noch ziemlich ausgedehnte Deckschollen der Annaberger Decke sich westlich des tiefen Einschnittes der Erlaufklamm befinden.

Den Anknüpfungspunkt für die westlicheren Schollen stellt die Scholle der Schießwand zwischen Anger- und Erlaufthal vor. Die Schießwand gehört zu einer großen Scholle von Muschelkalk, deren Hauptmasse schon westlich von der Erlauf lagert.

Die Erlaufschlucht ist zwischen Trübenbach und Sommersberg auf eine lange Strecke in diese mächtige Muschelkalkscholle als Cañon eingeschnitten. Die eindrucksvollen Steilwände dieses Cañons, die „Vorderen Tormauer“, bestehen hin und hin aus wohlgeschichtetem Muschelkalk und verwittern in rötlichen Basteien.

Im Gegensatz dazu bestehen die „Hinteren Tormauer“ der Hauptsache nach aus unterem Dolomit und verwittern in grauen, tief zerschluchteten Wänden. Eine Wanderung durch die Erlaufklamm im Bereiche der „Vorderen Tormauer“ überzeugt uns sogleich von der flachen Lagerung und der großen Mächtigkeit dieser Muschelkalkscholle.

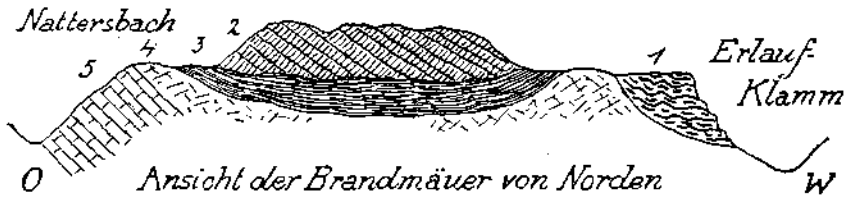


Fig. 18. 1 = Muschelkalk. 2 = Wettersteinkalk. 3 = Lunzer Schichten. 4 = Hauptdolomit, Mylonit. 5 = Hauptdolomit.

Steigen wir auf das Plateau dieser Scholle empor, so finden wir noch eine ziemlich ausgedehnte Bedeckung mit Lunzer Sandsteinen, welche auch die Grundlage für die menschlichen Besiedelungen mit ihren Wiesen und einiger Wasserführung bilden. Wo der Muschelkalk nackt zutage geht, ist er von Löchern und Karren zerfressen, deren Wildheit meist nur der Wald verhüllt.

Im S wird diese mächtige Muschelkalkscholle durch eine breite Zone von buntgemischten Werfener Schichten vom Nordrande der Ötscherdecke getrennt.

An der Nord- und Ostseite stößt die Muschelkalkscholle meist an Hauptdolomit. Hier ist die Abgrenzung vielfach nicht so scharf wie an den anderen Rändern.

Im W taucht unter dieser Muschelkalkdecke das interessante Fenster der Gfälleralpe heraus, welches im Gegensatz zu seinem einfachen Muschelkalkrahmen einen recht komplizierten Aufbau verrät. Fig. 19 gibt einen Schnitt wieder, der vom Muschelkalkrahmen in nordwestlicher Richtung zum Einschnitt der Erlauf hinabführt.

Der Kern des Fensters der Gfälleralpe besteht aus Hauptdolomit und aus jüngeren Schichten bis zu ziemlich mächtigen Neokommern. Diese



Schichten fallen bei einem Streichen von SW gegen NO ziemlich gleichmäßig steil gegen SO zu ein. Es ist kein rechter Faltenbau vorhanden, vielmehr ein mehrfaches Miteinanderverschupptsein.

Die Schichten des Fensters sind sehr eng aufeinandergepreßt.

Besonderes Interesse erweckt die eigenartige Umrahmung des Gfälleralp-fensters. Während der Ost- und Südrahmen aus unserer großen Muschel-

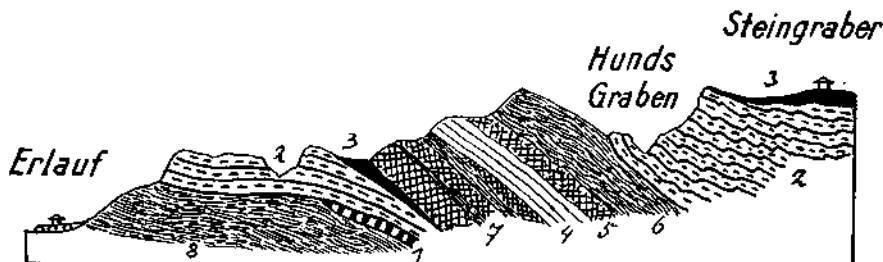


Fig. 19. 1 = Rauhwacken. 2 = Muschelkalk. 3 = Lunzer Sandsteine. 4 = Hauptdolomit. 5 = Graue Kalke mit dünnen Mergellagern. 6 = Rote Hornsteinkalke, dunkle knollige Kalke, Neokommern. 7 = Verschuppung von Kalken und Dolomit mit Neokommern. 8 = Neokommern.

kalkscholle besteht, wird der Nordrahmen von einer tektonisch selbständigen Muschelkalkscholle gebildet.

Diese Muschelkalkscholle des Nordrahmens wird nun einerseits von dem Kern des Fensters überschoben und sie überschiebt andererseits selbst einen Streifen von Neokommern. Der Nordrahmen unseres Fensters ist also jedenfalls in seiner tektonischen Stellung überwältigt worden.

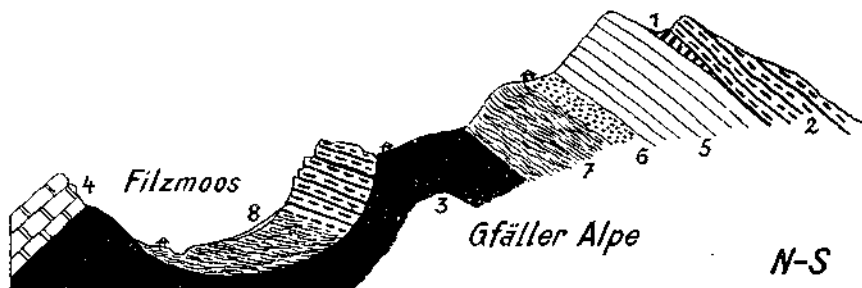


Fig. 20. 1 = Rauhwacken. 2 = Muschelkalk. 3 = Lunzer Sandsteine mit Kohlenflözen. 4 = Opponitzer Kalke. 5 = Hauptdolomit. 6 = Rote, grüne, schwärzliche Hornsteinkalke. 7 = Neokommern. 8 = Schutthalden.

Von dem Aufbau dieses merkwürdigen Rahmenstückes sollen nun die Profile Fig. 20—22 eine genauere Vorstellung entwerfen. Fig. 20 bietet einen nord-südlichen Querschnitt durch das ganze Fenster. Der Kernteil erscheint gegen den Schnitt von Fig. 19 etwas verarmt.

Dagegen tritt hier die selbständige Struktur des nördlichen Rahmen-teiles ungemein klar zutage.

Die ganze Muschelkalkscholle samt ihrer Basis aus Neokom ruht in einer breiten Furche, welche ganz in mächtige Lunzer Sandsteine eingeschnitten erscheint.

Diese Furche ist offenbar ein alter, bereits vor der Überschiebung vorhandener Erosionseinschnitt, der natürlich durch die Einschlebung der schweren Schubmassen stark deformiert worden ist.

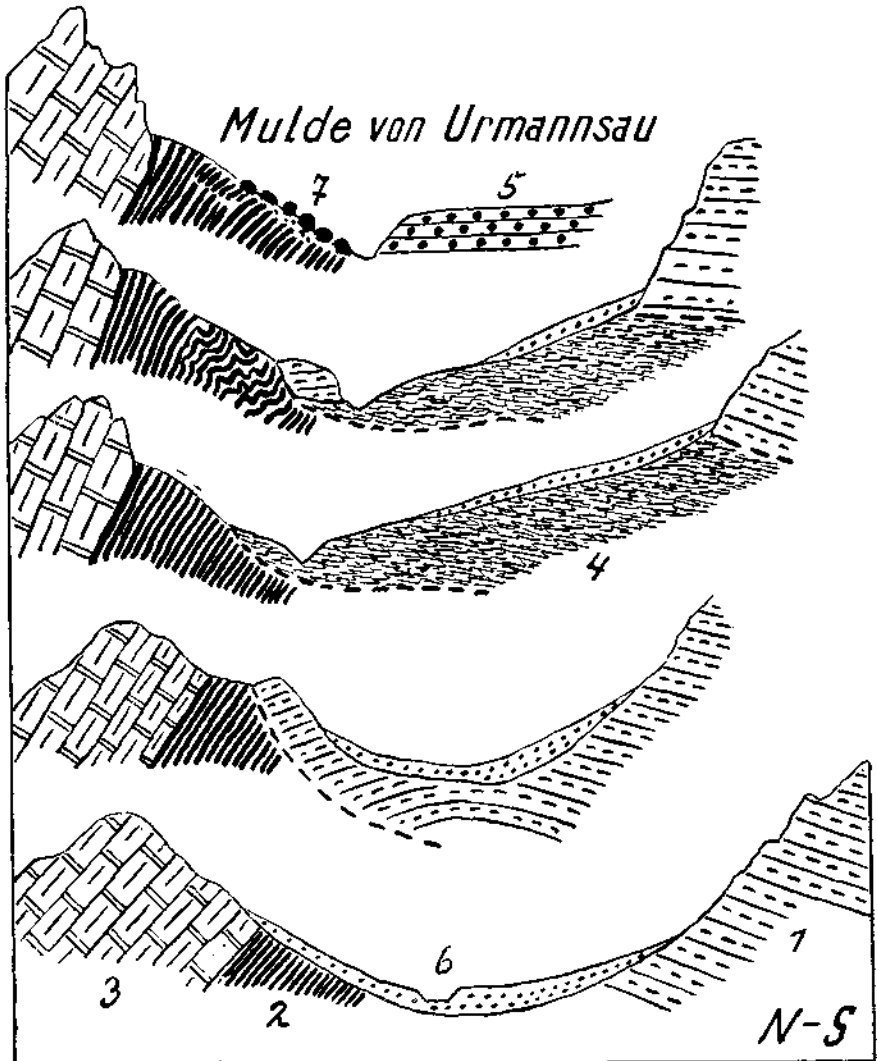


Fig. 21. 1 = Muschelkalk—Reifinger Kalk. 2 = Lunzer Sandsteine mit Kohlenflözen. 3 = Opponitzer Kalk. 4 = Neokommerngel. 5 = Konglomerat aus Erlaufschottern. 6 = Gebängeschutt. 7 = Blockwerk eines Bergsturzes.

Dies gilt vor allem von der südlichen Begrenzung der Furche, wo die Lunzer Schichten des Untergrundes von der Überschiebung erfaßt und mitgeschleppt worden sind.

Wir haben hier ein so schönes Beispiel einer Reliefüberschiebung vor uns, daß es sich wohl lohnt, noch etwas eingehender dabei zu verweilen.

Am Nordfuß der Gfälleralpe zieht sich aus der Gegend von Gaming ein breiter und flacher Sattel, die Mulde von Urmannsau, bis zur Erlauf hinüber.

Fig. 21 bringt fünf Querprofile durch diese Muldenzone.

Im S haben wir den Muschelkalkrahmen des Gfälleralpfensters, den wir im N auf tieferodierten Lunzer Schichten aufgeschoben sehen. Die Lunzer Schichten enthalten hier auch Kohlenflöze, welche seinerzeit im Abbau standen.

Die Lunzer Schichten werden dann ganz regelmäßig von mächtigen, wandbildenden Opponitzer Kalken überlagert.

Die in diese alte Mulde hereingeschobene Muschelkalkscholle hat an ihrer Basis eine ziemlich mächtige Scholle von Neokommern abgescürzt und mitgeschleppt. Zwischen der Muschelkalkscholle und den liegenden Neokommern ist stellenweise noch ein Fetzen von Rauhwacken eingeschaltet.

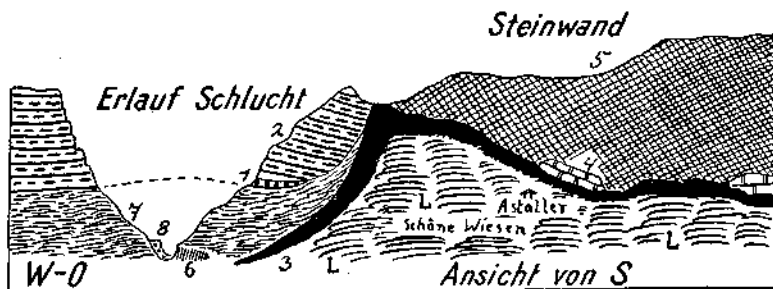


Fig. 23. 1 = Rauhwacken. 2 = Muschelkalk. 3 = Lunzer Sandsteine. 4 = Schollen von Opponitzer Kalk. 5 = Mylonitischer Hauptdolomit. 6 = Rote Krinoidenkalke mit Manganerzkrusten. 7 = Neokommern. 8 = Konglomerat aus Erlaufschottern.

Das Neokom ist offenbar von dem überfahrenen Untergrund abgescürzt worden.

Recht merkwürdig ist auch das Ostende unseres Muschelkalkrahmens, welches Fig. 22 schematisch darstellen soll.

Auch hier ist der Charakter der Reliefüberschiebung ungemein scharf und klar ausgesprochen.

Die Muschelkalkscholle stößt mit ihrer Basis von Neokom an einen alten Steilrand von Lunzer Schichten und Hauptdolomit. Die zwischen Lunzer Schichten und Hauptdolomit eingeschalteten Opponitzer Kalke sind nur in Form von einzelnen getrennten Schollen zu verfolgen.

Offenbar sind sie bereits bei der alten Faltung tektonisch gestreckt und zerrissen worden.

Die Einlagerung der Schubmasse in eine alte, tief eingeschnittene Erosionsfurchen ist hier geradezu prachtvoll erschlossen.

In der Tiefe der Erlaufschlucht finden sich noch Reste von verkalkten Erlaufschottern. Es sind aber auch noch zirka 100 m oberhalb der Erlauf einzelne Gerölle in diesem Querschnitt verstreut.

Diese Reste von hochgelegenen Geröllen weisen auf eine ältere, ziemlich hohe Talverschotterung hin. Wir werden eine solche ausgesprochen doppelte oder dreifache Verschotterung auch im Ybbstale kennenlernen.

Die Aufschlüsse in der Mulde von Urmannsau lassen wohl keine andere Deutung zu, als daß die Lunzer Decke bereits tief von der Erosion zerschnitten war, als die Annaberger Decke über sie vorwanderte. Andererseits ist es aber ebenfalls wahrscheinlich, wie schon Spengler hervorgehoben hat, daß auch die Annaberger Decke von der Erosion zerschnitten war, als der Vorstoß der Ötscherdecke erfolgte.

Damit kommen wir zu einer Auflösung der Tektonik, welche sich von der seinerzeit von L. Kober entworfenen Deutung grundsätzlich unterscheidet.

Kober hat in seinem Buche „Bau und Entstehung der Alpen“, Borntraeger, Berlin, 1923, das hier als Fig. 23 abgedruckte Profil durch das Gebiet von Ötscher-Gfälleralpe veröffentlicht.

Dieses Profil entfernt sich weiter von der Wirklichkeit, als auch einer stark schematischen Abbildung gestattet sein kann. Eine Unterlagerung der Ötscherdecke durch die Lunzer Decke ist am ganzen Nordrand des Ötschers nirgends abgeschlossen. Der Ötscher bildet im Gegenteil eine Art von Faltenstirn, wie dies z. B. in Fig. 7 abgebildet erscheint. Außerdem ist dem Nordrand der Ötscherdecke, wie hier ziemlich ausführlich beschrieben wurde, vielfach noch eine selbständige, fremde, tektonische Zone vorgeschaltet.

Von einer glatten Unterlagerung der Ötscherdecke durch die Lunzer Decke kann also wahrlich nicht die Rede sein.

Im Anschluß an die Arbeiten von E. Spengler sind wir weiter dazugekommen, die große Muschelkalkscholle im N des Ötschers nicht als Teil der Lunzer Decke, sondern als eine Fortsetzung der Annaberger Decke aufzufassen.

Die Gfälleralpe bildet nicht eine überkippte Mulde der Lunzer Decke, sondern stellt ein Fenster der Lunzer Decke im Rahmen der darauflagernden Annaberger Decke vor. In dem Profil von Kober kommt weiter die hier so ausgesprochene Wirkung der Reliefüberschiebungen gar nicht zum Ausdruck.

Es erhebt sich nun wieder die Frage nach dem Verhältnis der Annaberger Decke zu der Ötscherdecke.

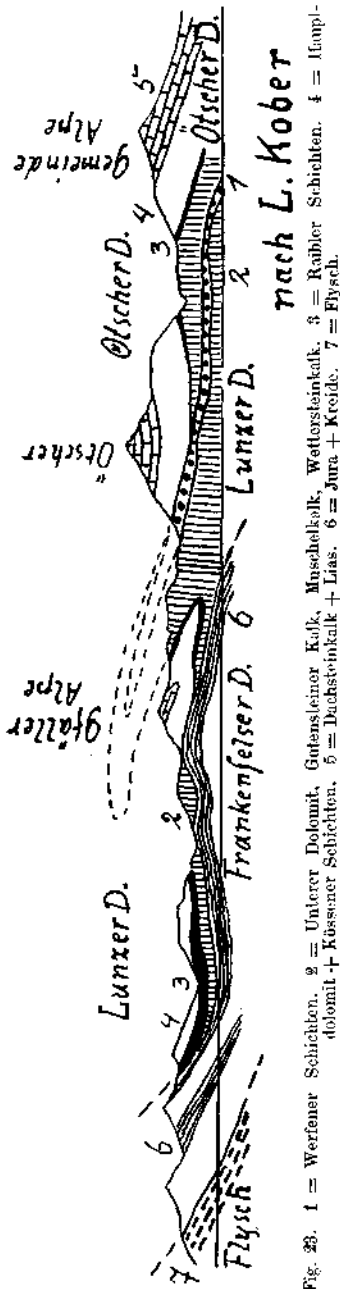


Fig. 23. 1 = Werfener Schichten, 2 = Unterer Dolomit, Guttensteiner Kalk, Muschelkalk, Wettersteinkalk, 3 = Raibler Schichten, 4 = Hauptdolomit + Koberner Schichten, 5 = Dachsteinkalk + Lias, 6 = Jura + Kreide, 7 = Flysch.

Spengler bezeichnet die Annaberger Decke als eine Teildecke der Ötscherdecke. Wenn man aber zu der Annahme gezwungen ist, daß die Annaberger Decke bereits vor dem Aufschub der Ötscherdecke tief erodiert war, so ist damit wohl eine engere Zusammengehörigkeit ausgeschlossen.

Es ist ja damit nicht nur eine räumliche, sondern auch eine zeitliche Abtrennung und also eine volle Selbständigkeitserklärung verbunden.

Eine unmittelbare Überlagerung der Annaberger Decke durch die Ötscherdecke ist jedenfalls hier nirgends nachzuweisen.

Spengler hat übrigens ja auch nur seine Unterbergdecke direkt mit der Ötscherdecke gekuppelt.

Wir können also etwa folgendes Urteil als das Ergebnis unserer Naturbeobachtungen und tektonischen Überlegungen bezeichnen. Die Ötscherdecke ist an ihrem ganzen Nordrand und auch an ihrem Ostrand tektonisch eindeutig begrenzt. Anscheinend ist sie gegenüber ihrem nördlichen und östlichen Vorland wesentlich tiefer eingesenkt.



Fig. 24. 1 = Lunzer Schichten mit Kohlenflözen. 2 = Opponitzer Kalk. 3 = Ungeschichteter Kalk. 4 = Gutgeschichteter Hauptdolomit. 5 = Mylonitischer Hauptdolomit. 6 = Dachsteinkalk und prächtiger Liaskrinoidenkalk. 7 = Liaskrinoidenkalk und geschuppte, graue Aptychenkalk, Neokommergel.

Am Nordrand ist eine schmale Zone von Werfener Schichten, Dachsteinkalk, Liaskalk tektonisch vorgeschaltet.

Am Ostrand sind eigenartige Zerreißen und Grabenbrüche entwickelt, in denen sich Reste von aufgeschobenen Werfener Schichten erhalten haben.

Die Annaberger Decke bildet im O und ebenso auch im N keine unmittelbar anschließbare Fortsetzung der Ötscherdecke.

Wahrscheinlich stellt sie eine ältere Schubmasse vor, welche bereits von der Erosion zerstückelt war, als der Vorstoß der Ötscherdecke erfolgte.

Mit dieser zuerst von E. Spengler entwickelten Hypothese lassen sich alle derzeit bekannten Beobachtungen in Einklang bringen.

Ich habe im Jahre 1922 die Deckschollen, welche heute nach dem Vorgang von Spengler als Annaberger Decke zusammengefaßt werden, irrtümlich als „Lunzer Decke“ bezeichnet und aus dem Hangenden der Ötscherdecke abgeleitet.

Die Gleichsetzung dieser Muschelkalk-Wettersteinkalk-Schollen mit der Lunzer Decke ist unrichtig, die Möglichkeit einer Ableitung der Annaberger Decke aus dem Hangenden der Ötscherdecke ist dagegen nicht ganz auszuschließen.

Im Hangenden der Ötscherdecke sind da und dort unzweifelhaft noch Reste eines höheren tektonischen Stockwerkes zu erkennen. Diese Reste sind allerdings nur recht bescheiden.

Bei der Ableitung der Annaberger Decke aus dem Hangenden der Ötscherdecke würde das merkwürdige Schmelzfenster in ein Niveau mit dem Fenster im Preintal rücken, welche beide durch die Führung von Diabas ausgezeichnet sind. Dagegen fehlen anscheinend im Schmelzfenster Anzeichen von Gosauschichten.

Ich habe selbst inzwischen die Ableitung der Annaberger Decke aus dem Hangenden der Ötscherdecke als weniger wahrscheinlich zurückgeschoben.

Wenn wir nun wieder zu unserem Ausgangsprofil (Fig. 1) zurückkehren, so sehen wir, wie hier der Ötscherdecke die schön geschwungene Faltenzone der Gegend von Lunz vorgelagert ist.

Diese Faltenzone ist auch in der Natur sehr leicht zu erkennen und außerdem durch den Bergbau auf die Lunzer Kohlen noch in der Tiefe bestätigt.

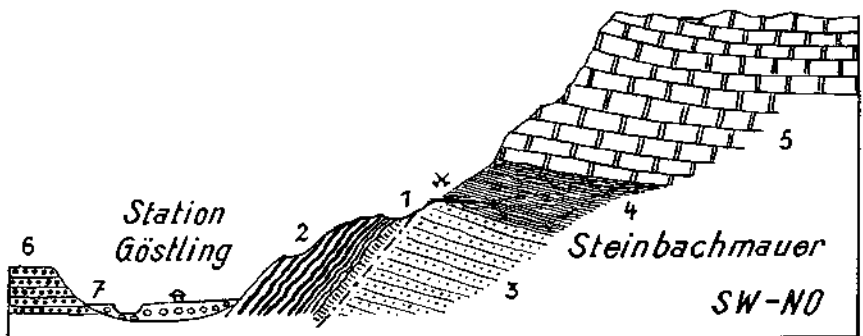


Fig. 25. 1 = Grüne Tonschiefer der Werfener Schichten. 2 = Muschelkalk. 3 = Lunzer Sandsteine. 4 = Kohlenführende Zone der Lunzer Schichten. 5 = Opponitzer Kalke. 6 = Konglomerat aus Ybbschottern. 7 = Ybbschotter.

Trotzdem handelt es sich hier nicht um einen tiefgreifenden Faltenbau, sondern nur um eine verhältnismäßig seichte Faltenbildung, welche in der Tiefe bald von einem anderen Bauplan abgelöst wird.

Den Südrand des Lunzer Faltenlandes haben wir bereits kennengelernt. Er ist durch saigere oder sogar überkippte Aufrichtung seiner Schichten ausgezeichnet. Man vergleiche die Profile Fig. 2, 3, 4, 6.

Der Nordrand dieser Musterfalte ist tektonisch bezeichnend.

Zur Beleuchtung der hier auftretenden Störungen lege ich das Querprofil (Fig. 24) vor. Wir sehen da das schöne Gewölbe des Lunzberges in N an eine kleinschollige Schuppenzone stoßen, welche an die Verhältnisse des Fensters der Gfälleralpe erinnert.

Der regelmäßige Faltenbau von Lunz klingt also im N sehr rasch aus und stößt mit Überschiebung an stark verschuppte, meist jüngere Schichten.

Verfolgen wir die Falte von Lunz nach W, so bleibt ihre Regelmäßigkeit bis zum Durchbruch des Ybbsales zwischen Göstling und Kogelsbach vollauf bestehen. Hier tritt aber, wie wir gleich sehen werden, an die Stelle des einfachen Faltenbaues eine recht komplizierte Struktur.

Wenn wir von Lunz das Ybbstal abwärts wandern, so haben wir an der Nordseite einen steilen, langgestreckten Felshang, der im unteren Teil aus Lunzer Schichten, im oberen aus Opponitzer Kalken besteht. Das Ybbstal selbst ist hier auf eine Strecke von zirka 7 km in die Lunzer Schichten eingeschnitten.

Das Westende dieses Bergrückens bilden die blanken Wände der Steinbachmauer, welche gerade über der Eisenbahnstation Göstling aufragen.

Hier endet nun wie mit einem Schlage die schöne Musterfalte in der Weise, wie dies Fig. 25 anzudeuten versucht.

Die Schichten der Lunzer Falte werden plötzlich und schroff von einer steilstehenden Schubfläche abgeschnitten, an der eine Gleitfuge von Werfener Teig und Reiflinger Kalke auflauchen.

Damit treten wir in das Gebiet von Göstling ein, wo das Durchbruchstal der Ybbs beginnt und wir zugleich an Stelle der klaren Falten-

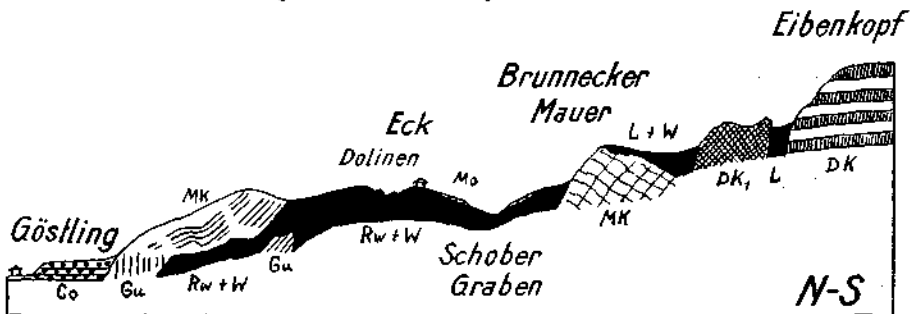


Fig. 26.  $Rw + W$  = Gemische von Ranwacken und Werfener Schichten.  $Gu$  = Gulensteiner Kalke.  $Mk$  = Muschelkalk.  $L + W$  = Gemische von Lunzer Schichten und Werfener Schichten.  $DK$  = Geschichteter Dachsteinkalk.  $DK_1$  = Ungeschichteter Dachsteinkalk.  $Co$  = Konglomerat aus Ybbsschottern.  $Mo$  = Grundmoräne mit gekritzten Geschieben.

sprache von Lunz einem schwer verständlichen Kauderwelsch von einzelnen tektonischen Schollen begegnen.

Diese Zerschollung erreicht bei Göstling selbst einen Höhepunkt, sie greift aber, wie das Profil (Fig. 26) zeigt, auch auf die Südseite des Tales über.

Der Durchbruch der Ybbs ist offenbar auch an dieses Störungsfeld von Göstling geknüpft. Wir haben es hier mit zwei tektonischen Erscheinungen zu tun.

Einmal liegt auch hier wieder offenbar ein uralter Erosionseinschnitt vor, in welchen dann eine Schubmasse hineingestopft wurde, von der heute nur mehr einzelne Schollentrümmer vorhanden sind. Dann wechselt aber bei Göstling auch der Bauplan im Streichen auf eine entscheidende Weise. Die Musterfalte von Lunz findet westlich von dem Ybbsdurchbruch keine gleichartige Fortsetzung mehr. Vielmehr taucht hier unter der Musterfalte von Lunz der mächtige Königsbergzug empor, der einen ganz anderen Aufbau besitzt.

Da liegt eine gewaltige Überkippung vor, welche alle Schichten vom Hauptdolomit bis zum Neokom überwältigt hat. Dieses Neokom aber ist auf Muschelkalk aufgeschoben, wobei entlang der Überschiebung vielfach Lunzer Sandsteine eingeschaltet erscheinen.

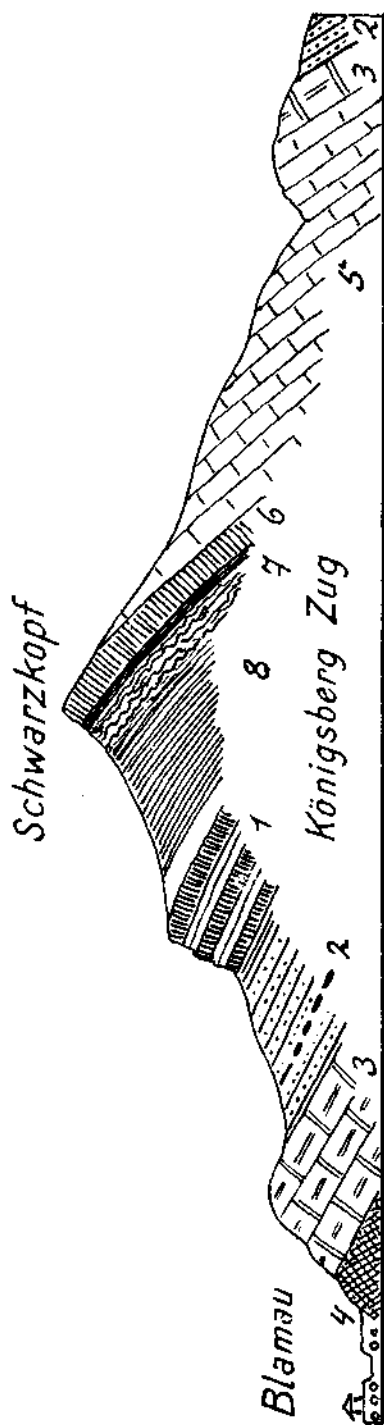


Fig. 27. 1 = Muschelkalk, Raufingorkalke. 2 = Lunzer Schichten mit Kohlenflözen, 3 = Opponitzer Kalk, 4 = Rautwackiger Opponitzer Kalk, 5 = Hauptdolomit, 6 = Dachsteinkalk und Liaskalk, 7 = Aptychenkalk, 8 = Neokommugel.

Das Profil (Fig. 27) bringt einen typischen Querschnitt durch den Königsbergzug.

Die Überkippung beherrscht aber nicht nur den oberen Teil des Königsbergzuges, sondern auch seinen nördlichen Sockel. Hier treffen wir unter dem verkehrt liegenden Muschelkalk eine breite Zone von Lunzer Schichten mit ausgedehnten Kohlenflözen und unter diesen Opponitzer Kalk und Hauptdolomit. Es handelt sich also um eine durchgreifende große Überkippung, welche hier den ganzen Königsbergzug ergriffen und durchdrungen hat.

Dieser so gewaltsam überkippte Königsbergzug bildet nun die unmittelbare, westliche Fortsetzung der Musterfalte von Lunz. Die tektonische Kuppelung dieser zwei so verschiedenartigen Bauelemente vollzieht sich zu beiden Seiten des Ybbsdurchbruches nördlich von Göstling. Im wesentlichen handelt es sich bei dieser Kuppelung um ein Untertauchen des Königsbergzuges unter die Lunzer Musterfalte.

Die Lunzer Falte tritt mit unveränderter Breite an den Durchbruch der Ybbs heran.

In dem Kern der Lunzer Falte erscheint nun am Abbruch gegen das Quertal der Ybbs ein Gewölbe von Muschelkalk.

Dieses Muschelkalkgewölbe stößt nun mit dem Muschelkalkzug von der Nordseite des Königsbergs so eng zusammen, daß man bei flüchtiger Betrachtung an einen ungestörten Zusammenhang denkt. Bei genauerer Betrachtung erkennt man aber, wie Fig. 28 lehrt, daß die beiden Schichtstücke doch nicht zusammenpassen. In dem Engpaß zwischen Niederhag und Kogelsbach sehen wir von der



Westseite dicke, helle Kalklagen heranstreichen, auf der Ostseite dagegen dünn-schichtige und scharf reitend gefaltete Kalke anstehen.

Auch das Streichen und Fallen stimmt hier beiderseits der Ybbs nicht zusammen. Man wird daher kaum fehlgehen, hier eine tektonische Trennungsfuge anzunehmen. Tatsächlich begegnet man nun auch eine Strecke weiter flüßaufwärts bereits einer Einschaltung von bunten Hornsteinkalken, Aptychenkalken und Neokommargel, welche in der Tiefe des Tales die beiderseitigen Muschelkalkfelsen zerteilen.

Bei dieser Zerteilung fallen die Muschelkalkschichten des Königsbergzuges ganz deutlich unter den Muschelkalkkern der Lunzer Falte hinein.

Auch die über dem Muschelkalk des Königsbergzuges lagernden, überkippten jüngeren Schichten sind bei Göstling schräggestellt und mit Werfener Schichten verschuppt.

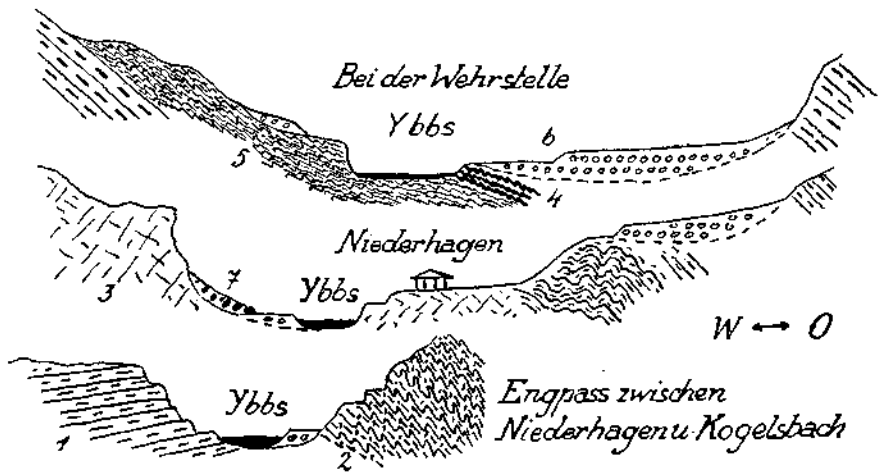


Fig. 28. 1 = Dickbankiger Muschelkalk. 2 = Dünn-schichtiger Muschelkalk. 3 = Ungeschichteter Muschelkalk. 4 = Rote Oberjura Hornsteinkalke. 5 = Graue Aptychenkalke und Neokommargel. 6 = Ybbs-schotter.

Auch diese Verschuppung und Abdrehung zielt unter die Lunzer Faltenzone hinein.

Wir kommen also zu dem Urteil, daß die Lunzer Musterfalte eine Schubmasse ist, welche auf den Königsbergzug aufgeschoben liegt.

Diese Erkenntnis ist mit dem Bild der geologischen Karte „Blatt Gaming-Mariazell“ nicht zu vereinen.

Nach dieser Karte stünde die Lunzer Falte mit ihrem Vorland im Norden in ungestörtem Verbande.

In Wirklichkeit ist dies aber durchaus nicht der Fall.

Ich habe, beginnend bei Grössing im Ybbstal, einen schmalen und manchmal verquetschten Streifen von Neokommargeln über den Sattel „Im Forst“ ins oberste Ybbsitztal und von dort in nordöstlicher Richtung zu den jungen Schichten bei Bodingbach verfolgen können, welche bereits auf Profil (Fig. 24) abgebildet sind.

Von dort läßt sich dieser Streifen über den Sattel von Pfaffenschlag noch am Südabfall des Bölzenberges weit gegen O zu erkennen.

Hier gibt das Profil (Fig. 29) die Einschaltung dieser wichtigen Trennungsfuge im N der Lunzer Faltenzone wieder. Die Neokommargel und Sandsteine liegen dabei auffallend flach zwischen den viel steileren Schubflächen. Dieser Bau spricht für ein Fenster.

Es ist also die Lunzer Faltenzone auch an ihrer Nord- und Nordwestseite als eine Schubmasse tektonisch abgegrenzt.

Da der Streifen von jungen Schichten meist nur eine geringe Breite besitzt, so ist diese tektonische Abgrenzung bisher nicht aufgefallen. Außerdem verhindert noch die ausgedehnte Waldbedeckung und Weglosigkeit die Erkennung der Zusammenhänge. In der Gegend von Grössing im Ybbstal verschwindet diese Neokomfuge unter der Schuttbedeckung. Es ist wahrscheinlich, daß sich hier diese Störung unmittelbar mit den Störungen im Durchbruchstal der Ybbs gegen Göstling zu verbindet.

In der Richtung des Ybbstales abwärts zwischen Grössing und Groß-Hollenstein ist jedenfalls nichts mehr davon zu sehen.

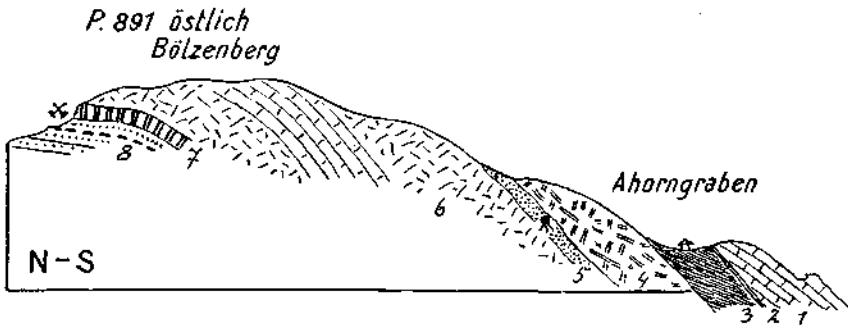


Fig. 29. 1 = Hauptdolomit, wohlgeschichtet. 2 = Rote und graue Aptychenkalkschiefer. 3 = Neokommargel mit Sandsteinen und feinen Breccien. 4 = Opponitzer Kalk. 5 = Lunzer Schichten. 6 = Hauptdolomit, meist ungeschichtet. 7 = Opponitzer Kalk. 8 = Lunzer Schichten mit Kohlenfläzen.

Auf dieser Strecke ist der Zug des Königsbergs auf der Südseite der Ybbs wahrscheinlich regelrecht mit dem Zug von Friesling-Oisberg verbunden, welcher die Nordseite des Tales beherrscht.

Der Bergkamm des Oisbergs stellt wieder eine ziemlich stark gegen NW zu überkippte Mulde mit einem Neokomkern vor.

Fig. 30 entwirft einen Querschnitt durch den Oisberg, welcher so gelegt ist, daß er unmittelbar an den Querschnitt durch den Königsbergzug (Fig. 27) anzuschließen ist. Fügt man beide Profile entsprechend aneinander, so hat man einen Querschnitt durch das Gebirge zwischen Opponitz und Göstling vor sich. Es ist dies zugleich jene Gebirgszone, die etwas östlicher auch der Stollen des neuen Ybbstalwerkes durchstößt.

An diesem Querprofil durch das Gebirge zwischen Göstling-Opponitz fällt vor allem die vorherrschende starke Überkippung auf. Diese Überkippung ist nur als Folgewirkung einer Überschiebung durch eine schwere Masse verständlich.

Dieses Bügeleisen für die Überkippung des Königsberg- und Oisbergzuges kann nicht die Schubmasse des Königsbergkammes sein, weil ja diese selbst auch voll und ganz in dieselbe Überkippung mitein-

bezogen wurde. Man muß daher aus dieser Überkippung auf eine Schubmasse schließen, welche heute hier von der Erosion schon ganz entfernt worden ist.

Es liegt wohl nahe, daß diese hier abgetragene Schubmasse nichts anderes als eine westliche Fortsetzung der Lunzer Falte gewesen sein kann.

Ein Vorstoß der Ötscherdecke bis in das Gebiet des Oisberges erscheint dagegen sehr unwahrscheinlich. Wenn die hier gegebene Ableitung für eine ehemalige Überlagerung des Königsberg- und Oisbergzuges durch die Lunzer Faltenzone zu Recht besteht, so gewinnt diese letztere Faltenzone als Schubdecke beachtenswerte große Dimensionen.

Dabei ist recht wahrscheinlich, daß auch die Faltenzone von Lunz nur eine westliche Fortsetzung der Annaberger Decke vorstellt. In diesem Falle wäre also die Faltenzone von Lunz gar nicht ein Bestandteil der Lunzer Decke, sondern der darüber vorgeschobenen Annaberger Decke. Dagegen würde der Königsberg- und Oisbergzug wirklich zu der sogenannten Lunzer Decke gehören.

Die Annaberger Decke beschreibt auf ihrer Bahn von Annaberg gegen Göstling offenbar mehrere Auf- und Abbiegungen.

Es macht aber den Eindruck, als ob diese Unregelmäßigkeiten im Niveau der Schubfläche großenteils auf

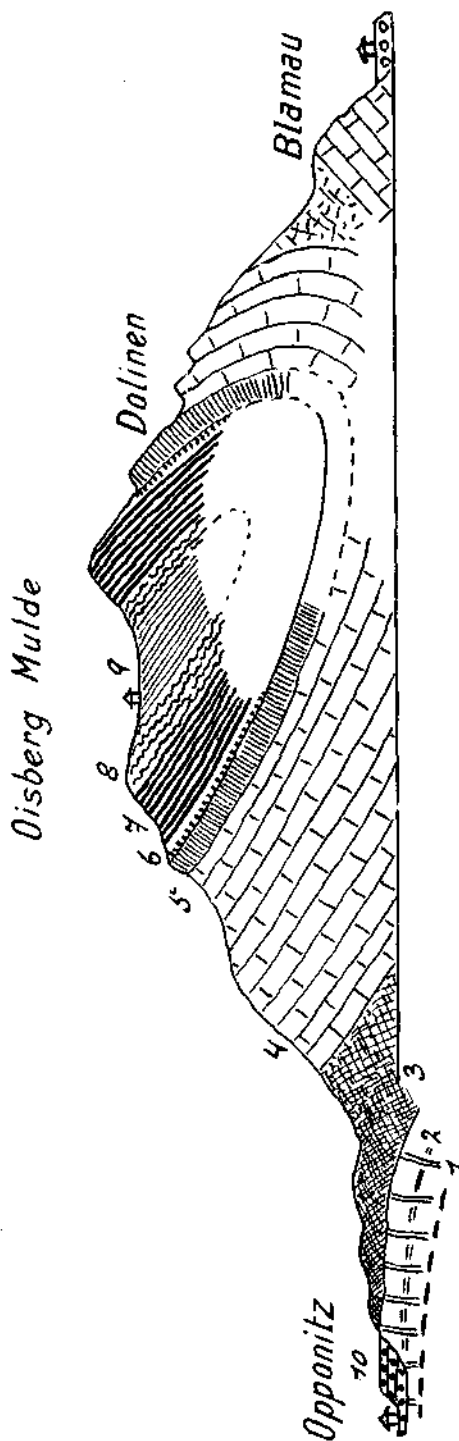


Fig. 30. 1 = Lunzer Schichten. 2 = Opponitzer Kalk. 3 = Rauhewacken, Dolomitenbreccien, Anhydrit, Gips. 4 = Hauptlokomit. 5 = Dachsteinkalk. 6 = Rolo Liaskalke. 7 = Heckenmergel. 8 = Apfrychenkalk. 9 = Neokommergel. 10 = Konglomerat aus Ybbschottern.



Fig. 31. 1 = Unterer Dolomit + Spuren von Raibler Schichten + Dachsteindolomit, 2 = Dachsteinkalk, 3 = Juraschichten.

Wirkung des hier bereits vorhandenen älteren Reliefs des Untergrundes zu stellen wären. Dagegen sind die starken Verbiegungen im Streichen, welche die Ötztaldecke hier zeigt (Fig. 31), doch eher durch wirklichen Zusammenschub zu erklären. Ich habe seinerzeit ganz ähnliche starke Verbiegungen im Streichen aus dem Gebiet von Schneeberg-Rax-Schneealpe in den Denkschriften der Wiener Akademie der Wissenschaften — 1918 — beschrieben.

Wenn wir das Profil durch den Oisberg näher betrachten, so fällt uns auf, wie der Nordflügel dieser Mulde bei Opponitz schon ganz flache Lagerungen annimmt. Diese flache Lagerung dehnt sich nördlich von Opponitz ziemlich weit aus. Es tauchen hier dann in einer flachen Aufwölbung die Lunzer Schichten und unter diesen noch der Muschelkalk empor.

Der Einschnitt des Ybbstales reicht nördlich von Opponitz nicht so tief, um den Muschelkalk zu durchsägen und unter ihm wieder die jüngeren Schichten bloßzulegen.

Wenige Kilometer weiter östlich hebt sich unser Muschelkalk im Maisberg und Prochenberg stärker in die Höhe und gleich erscheinen auch darunter wieder die jüngeren Schichten.

Wir verdanken F. Trauth eine neue Arbeit über die Geologie der Umgebung von Ybbsitz, welche im Jahre 1928 als Beilage zu Dr. G. Meyers „Geschichte des Marktes Ybbsitz“ erschienen ist.

Dieser Arbeit ist eine Übersichtskarte und ein Querprofil vom Prollingtal über den Maisberg gegen den Alpenrand beigegeben.

Wir können unsere Ergebnisse hier ohne weiteres an die Arbeit von F. Trauth anschließen.

Die Schubdecke des Maisbergs und des Prochenbergs ist unzweideutig unsere Schubdecke von Oisberg und Königsberg und also auch nach Trauth Lunzer Decke.

Ihr gegenüber nimmt die Decke der Lunzer Faltenzone unbedingt eine höhere

tektonische Schubstellung ein. Wir haben die Lunzer Faltenzone der Annaberger Decke gleichgestellt, wenn auch der Zusammenhang hier noch nicht Schritt für Schritt geprüft ist.

Zwischen dem Schichtmaterial von Lunzer und Annaberger Decke besteht kein wesentlicher Unterschied.

Es ist also offenbar der ursprüngliche Sedimentationsraum der Gesteine der Annaberger Decke unmittelbar südlich anschließend von jenem der Lunzer Decke gelegen gewesen.

Noch südlicher befand sich wohl der Ablagerungsraum der heutigen Ötscherdecke.

Nach dieser gedrängten Übersicht über den geologischen Bau der Landschaft im N der Ötscherdecke gehe ich zu einer Beschreibung



Fig. 32. Schematische Karte des Verlaufes der Stollen des Ybbstalwerkes.

der Aufschlüsse über, welche zumeist allerdings nur vorübergehend durch den Bau des Ybbstalwerkes geschaffen wurden. Der Bau des Ybbstalkraftwerkes wurde in den Jahren 1922 bis 1924 durchgeführt.

Von der zirka 11 km langen Stollenstrecke wurde die Wehranlage sowie der Stollen durch den Königsbergzug von der Bauunternehmung Ast u. Co., Wien ausgeführt. Der Frieslingstollen wurde von der Bauunternehmung Redlich u. Berger, Wien, die nördlichsten Stollenstrecken und das Krafthaus von der Bauunternehmung Innerebner u. Mayr, Innsbruck bereitgestellt.

Die technisch größten Schwierigkeiten bot die Durchstoßung des Friesling, einerseits wegen der schlechten Gesteinsbeschaffenheit im Nordteil, andererseits wegen wiederholter schwerer Wassereinträge,

welche den ganzen Südtteil des Stollens überschwemmten. Im Königsbjergstollen waren die Schwierigkeiten geringer, als sie erwartet wurden. In den nördlichsten Stollenstrecken waren neben Rauhwascken auch große Strecken in Gips und Anhydrit zu überwinden.

Hier haben schwefelsäurehaltige Wasser, deren Ableitungsröhren durch eine überreiche Versinterung verstopft wurden, die bereits im Betrieb befindliche Betonröhre der Stollen weitgreifend zerstört und so schwierige Ausbesserungen erzwungen.

Das Ybbstalwerk nützt die Gefällsstufe der Ybbs zwischen Göstling und Opponitz aus, also zwischen 520 m und zirka 400 m Meereshöhe.

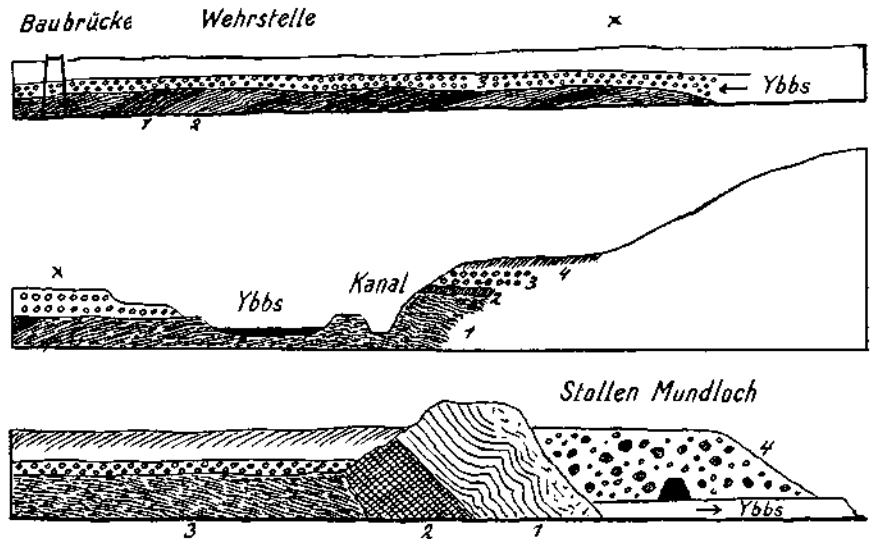


Fig. 33. 1 = Rote Hornsteinkalke, eng mit 2 verfalltet. 2 = Blaßgraue, dunkelschiefrige und hellgraue, kalkige schiefrige, broit weißadrigc, eng zerschuppte Mergel. 3 = Ybbsschotter mit gröboren Blöcken. 4 = Verwitterungslchm, braun, zäh.  
 1 = Dunkelgraue, schuppige Neokommargel. 2 = Verwitterungslchm, braun, zäh.  
 1 = Wohlgeschichteter Kalk (Muschelkalk). 2 = Zertrümmerter, hellgrauer Dolomit. 3 = Neokommargel. 4 = Blockwerk.

Der Ybbsfluß beschreibt auf dieser Strecke eine mächtige, S-förmige Schlinge, welche durch eine ziemlich geradlinige Stollenführung, so wie Fig. 32 zeigt, abgeschnitten wird.

Die Wasserentnahme findet zirka 1 km unterhalb der Kirche von Göstling mit Hilfe einer Wehranlage statt, über deren geologische Lage die 3 Profile von Fig. 33 unterrichten sollen.

Von diesen Profilen stellt das oberste das rechte, östliche Ybbsufer, das unterste das linke, westliche Ybbsufer dar, während das mittlere einen Querschnitt durch das Ybbsbett wiedergibt.

Es handelt sich um eine Verschuppung von Jurahornsteinkalcken und Aptychenkalcken mit Neokommargeln, die eine starke innere Durcharbeitung aufweisen. Für die Fundierung des Wehres bieten hier die dichten Neokommargel einen ganz günstigen Untergrund.

Die Jura- und Neokomschichten, welche hier an der Wehrstelle das Flußbett der Ybbs unterteufen, gehören zum Königsbergzug und steigen westwärts rasch bergan.

Ostwärts tauchen sie unter den Muschelkalk der Lunzer Faltenzone hinab, wie das unterste Profil von Fig. 32 gerade noch zu erkennen gibt.

Der hier aufgeschlossene Felsen aus Dolomit und geschichtetem Kalk ist schon ein Teil des Muschelkalkkerns der großen Lunzer Falte. Er ist deutlich den jungen Schichten des Königsbergzuges aufgeschoben.

Von der Wehrstelle wird das Betriebswasser durch einen kurzen Kanal zum südlichen Portal des Königsbergstollens geleitet.

Der Stollen ist in grobem Blockwerk angeschlagen. Nach 25 m erreichte derselbe einen Fetzen von dunklen Mergeln und hierauf die uns schon bekannte Kalkscholle.

Die Kalkscholle stößt dann mit ziemlich steilem Kontakt an weißadrig, dunkle, stark zerquetschte Neokommern, in denen sich ein größerer Kalkkeil und Spuren von rotem Kalk eingeschlossen fanden.

Der Muschelkalkzug des Königsbergs, in welchen nun der Stollen eintritt, zeigt gegen die Neokommern zu anfangs starke Zertrümmerung. In der Hauptmasse hat er sich aber als ein fester, ziemlich dick gebankter grauer Kalk erwiesen, der unter einem Winkel von zirka  $30^\circ$  gegen S zu einfällt. Einzelne Klüfte sind mit Lehmfugen ausgekleidet.

Der Muschelkalk liegt deutlich überkippt und wir gelangen bei zirka 400 m, scheinbar in seinem Liegenden, in den Beginn einer mächtigen Serie von typischen Lunzer Sandsteinen. Dicke Sandsteinbänke wechseln vielfach mit dunklen Tonschieferlagen, wobei die Tonschieferlagen gegen N zu immer breiter werden.

Sandsteine und Tonschiefer sind in regelmäßige Faltenwellen gelegt. Die Faltenwellen werden gegen N zu größer und bringen endlich zwischen 800 bis 1000 m die Lunzer Kohlenflöze in das Stollenniveau.

Die Kohlenflöze sind leider größtenteils stark verdrückt und ausgedünnt.

Wir befinden uns hier bereits in dem Kohlenfeld des Kamillastollens. Der große Wasserleitungsstollen hat hier einen kleinen Stollen des Kamillabaues quer durchstoßen. Leider sind die Aufschlüsse des Königsbergstollens sowohl in diesem südlichen Kohlenfeld als auch in dem weiter nördlichen durchaus nicht günstig. Die Koble erreicht nur Mächtigkeiten von 30 bis 60 cm und ist dazu noch vielfach ganz ausgequetscht.

Übrigens haben auch die Aufschlüsse des Kamillastollens ergeben, daß die Mächtigkeit der Kohlenflöze gegen die Tiefe zu sich verstärkt. Zur Zeit meines Besuches im Jahre 1922 hatte der Kamillastollen vier Läufe übereinander und dazu ein Gesenke von 20 bis 25 m Tiefe. Das Kohlenflöz zeigte hier den in dem schematischen Querschnitt (Fig. 34) angegebenen Verlauf.

Man erkennt sofort, daß das Flöz hier eine starke Umbiegung erfährt und die oberen flacheren Teile nur eine schwache Kohlenführung beherbergen.

Dabei entspricht das Niveau des Kamillastollens ungefähr dem Niveau des Königsbergstollens. Die Überkipfung der Flöze war also

im Bereiche des Königsbergstollens offenbar mit einer Auswulzung und Streckung der Kohlen verbunden. Wenn wir den Aufschlüssen des Königsbergstollens nun wieder weiter nach N folgen, so gelangen wir in ein Grenzgebiet zwischen Lunzer Schichten und Opponitzer Kalken. Die Schichten zeigen im allgemeinen flache, weitwellige Lagerung und geringe vertikale Verschiebungen genügen, um den Stollen bald in den Bereich von Lunzer Schichten, bald in den von Opponitzer Kalken zu bringen.

Das Detail der Lagerungen ist am besten aus dem beiliegenden farbigen Profil des Königsbergstollens zu entnehmen.

Die Opponitzer Kalke waren in dem mittleren Teil des Königsbergstollens geradezu prachtvoll aufgeschlossen.

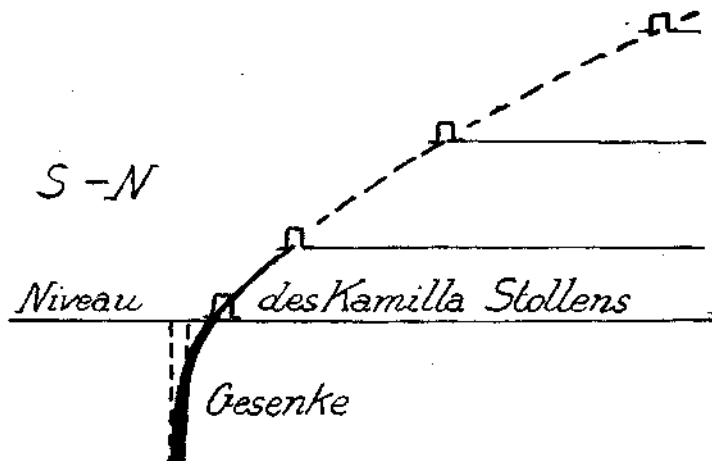


Fig. 34. Schematischer Querschnitt durch den Kohlenbergbau Kamilla Stollen bei Kogelsbach im Ybbstal.

In der Stollenstrecke zwischen 1300 *m* bis gegen 1600 *m* (zu beiden Seiten des Kogelsbacher Fensterstollens) habe ich seinerzeit von S gegen N vorschreitend folgende Unterscheidungen beobachtet:

1. Zerklüfteter Opponitzer Kalk, an allen Fugen dringt gelblicher Schlamm herein. Offenbar kündigt sich hier die nur 17 *m* höher befindliche Bachrunse des Zettelgrabens an.

2. Staubtrockener, fast horizontal lagernder, geschichteter Opponitzer Kalk, im nördlichen Teil dunkler und reicher an weißen Adern.

3. Einschaltung von schwarzen Tonschieferbändern. Das obere Band wird von einem gelblichen Kalk begleitet.

4. Mächtigere schwarze Tonschieferlage.

5. Feinbändrige, graue, bräunliche Kalklagen mit Dolomitbändern und Dolomitnestern, die zu Staub zerfallen.

6. Große Folge von südfallenden, festen, schwarzen Tonschiefern.

7. Dunkle, kalkige Lage mit weißen Kalkklüften.

Wir haben es hier mit der Grenzzone der Opponitzer Kalke gegen die Lunzer Schichten zu tun.



Auffallend und charakteristisch sind die breiten, dunklen Tonschieferlagen und die merkwürdige mehrlagige Bänderung durch die eingeschalteten Dolomitlagen.

Die Lunzer Schichten befinden sich hier bei der durchaus verkehrten Schichtfolge oberhalb des Stollenniveaus.

Durch vertikale Verschiebungen gelangen jedoch die kohleführenden Lunzer Schichten in der Form von sekundären Mulden, z. B. zwischen 2350 m bis 2450 m und zwischen 2600 m bis 2850 m wieder ins Stollenniveau herab.

Im nördlichsten Teil des Königsbergstollens wechseln Opponitzer Kalke mit lehmigen Rauhwacken und Dolomitreccien ab.

Die Rauhwacken sind grau, weißbrockig, bleiben im trockenen Stollen standfest, zerfallen aber auf der Halde, breiig zerfließend.

Sie stammen offenbar aus dem wirklichen Hangenden der Opponitzer Kalke und werden ihrerseits wieder von dem Hauptdolomit überlagert,

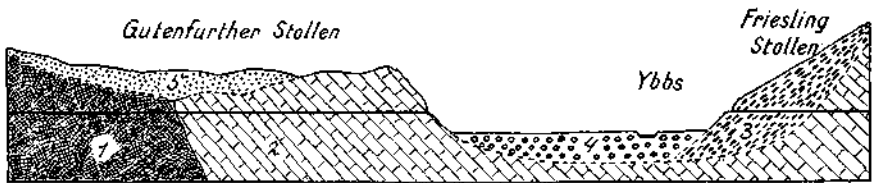


Fig. 35. 1 = Rauhwacken, dunkel, weißstückig, grüne Letten, Kalk- und Dolomitlagen, Vorkommen von Magnesit und Cölestin. 2 = Wohlgeschichteter Hauptdolomit. 3 = Alter verfestigter Schuttkegel des Frieslinghanges. 4 = Ybbsschotter. 5 = Grundmoränen.

welcher am Nordende des Königsbergstollens bereits ein mittleres Einfallen gegen N zeigt und mit dem er sich bereits dem Bau der Frieslingmulde anschließt.

Fig. 35 stellt dieses Nordende des Königsbergstollens (Gutenfurther Stollen) in Verbindung mit dem Südende des Frieslingstollens dar.

Die Überwindung des Ybbstales wurde mit einem Dücker vollzogen.

Dabei haben Bohrungen im Flußbett der Ybbs mit 10 m Tiefe noch nicht den anstehenden Felsgrund erreicht.

Es fällt dies im Ybbstale insofern auf, als die Ybbs an vielen Stellen unmittelbar auf dem felsigen Untergrund dahinfließt. Am Südabfall des Friesling lagern verhältnismäßig sehr große Schuttkegel.

Es ist möglich, daß die Anhäufung dieser Schuttkegel die Ybbs zum Aufwerfen einer dickeren Schottersohle veranlaßt hat.

Der große Frieslingschuttkegel, welchen der Frieslingstollen in einer Länge von 101 m durchstoßen hat, scheint innerlich etwas gebunden zu sein, da die Stollenbrust beim Vortrieb immer frei stand.

In der Hauptsache liegt Schutt von Hauptdolomit und Plattenkalk vor. Ganz innen wurden große glatte Gerölle (Grundmoräne?) angetroffen. Die anstehende Felswand war unter dem Schuttkegel geglättet.

Es handelt sich hier offenbar um einen sehr mächtigen und wahrscheinlich auch ziemlich alten Schuttkegel.

Während also die Durchstoßung dieses steilen und mächtigen Schuttkegels dem Stollenbau ohne besondere Schwierigkeiten gelang, war bei dem Kogelsbacher Fensterstollen ein ganz kleiner Schuttkegel nur unter Verwendung von schwerer Getriebezimmerung zu bewältigen.

Der feuchte, ziemlich grobe Hangschutt aus Opponitzer Kalken übte, da er nicht gebunden war, einen starken schiebenden Druck aus.

Der zirka 4 km lange Frieslingstollen liegt der Hauptsache nach in einer breiten Mulde von Hauptdolomit.

Dieses Gestein war für den Stollenbau im allgemeinen recht günstig.

Vielfach wurden beim Vortrieb an der Südseite des Friesling 5 m Tagesfortschritt erzielt.

Der Hauptdolomit des Friesling hat sich im Stollen als ein hellgrauer, nicht bituminöser Dolomit erwiesen, welcher eine reichliche Einschaltung von bunten roten, grünen, gelblichen und weißen Lehmfugen entlang der Schichtflächen besitzt.

Der Dolomit ist zudem von zahlreichen Bruch- und Schubflächen sowie von Mylonitzonen durchzogen.

Die ausgesprochene Klüftigkeit zusammen mit der wassersammelnden Schichtlagerung haben dem Stollenbau im Frieslingmassiv durch zahlreiche und teilweise ganz gewaltige Wassereintrüche große Schwierigkeiten verursacht.

Ich führe hier nur ein Beispiel eines solchen großen Wassereintruches an.

Bei zirka 1300 m hatte der Stollen auf der Südseite des Friesling eine Spalte angefahren, die sich als trocken erwies. In der Regenperiode vom 13. bis 19. Juni 1923 wurde offenbar die große Spalte mit Wasser gefüllt und durchbrach dann am 19. Juni ihre Schuttverstopfung gegen den Frieslingstollen. Das Wasser überschwemmte den ganzen Stollen und floß noch am folgenden Tag als Bach aus dem Stollenmund zur Ybbs herab. Aus der offenen Spalte waren auch größere Gesteinstrümer herabgebrochen.

Später sind an dieser Spalte noch mehrere Wassereintrüche, jedesmal etwa vier Stunden nach schwerem Regen erfolgt.

Da der ganze Südteil des Frieslingstollens ein Gefälle gegen N, also berglein, hat, erforderte die Ableitung der großen Wassermassen die Anordnung eines mehrfachen, stufenweisen Pumpsystems.

Im Nordteil des Frieslingstollens waren geringere Wassermengen, welche zudem im natürlichen Gefälle des Stollens ihren Abzug fanden.

Dafür war hier vom Nordportal aus eine 700 m lange Strecke in einer vielfach druckhaften, lehmigen Rauhwaacke sowie in löcherigen Kalkrauhwaacken aufzufahren, was eine sehr starke Auszimmerung verlangte.

Die lehmige Raubwaacke war an trockenen Stellen standhaft, naß zerfloß sie dagegen wie ein Brei.

Sie ist von grauer Farbe und enthält neben Kalkblöcken massenhaft kleine, eckige Brocken von grauen Mergeln, Dolomit, Dolomitaschen und weißliche Stückchen (Gips).

Eine chemische Untersuchung dieser lehmigen Rauhwaacke durch Hofrat Ing. Eichleiter ergab, daß im wässrigen Auszug nur sehr geringe

Spuren von Chlor und Natrium, jedoch deutliche Spuren von Schwefelsäure und Kalziumoxyd nachzuweisen sind. Ein Salzgehalt kann also nur in fast verschwindenden Spuren vorhanden sein, während sich der Gipsgehalt in deutlicher Weise bemerkbar macht.

Am 7. Mai 1923 war endlich diese schlechte Rauhackenstrecke durchstoßen und der Stollen traf auf Kalk. Knapp vorher kündete schon ein reicher Wasserzudrang die Nähe des Kalkes an.

Bei 803 m ab Nordportal wurde im Kalk eine Quelle mit über 100 sek// angefahren. Der Kalk zeigte Südfällen, dunkler und hellergraue Färbungen sowie eine feinschichtige, dolomitische Bänderung. Gelbrötliche Fugen und grüne Lagen erinnern schon an Hauptdolomit, in welchen er auch allmählich übergeht.

Der Frieslingstollen ist so angelegt, daß er den nur 701 m hohen Sattel auf der Kripp unterfährt, über welchen die Straße von St. Georgen nach Opponitz hinüberführt. Dieser tiefe Sattel trennt auch das Massiv des Friesling im O von jenem des Bauernboden-Zinkenkogel-Hühnerkogel im W ab.

Der Sattel „Auf der Kripp“ stellt offenbar eine alte Talfurche vor, die später durch das tiefere Einschneiden der Ybbs ausgeschaltet wurde. Heute ist der Sattel schroff einseitig. Nach S zeigt er einen flachen Abfall, nach N dagegen einen steilen.

Knapp am Steilabfall des Sattels gegen N hin ist noch ein kleiner Rest einer verkalkten Breccie erhalten, welche einzelne runde Gerölle umschließt. Diese Geröllführung liegt heute etwas mehr als 100 m über der Ybbstalsohle bei St. Georgen.

Der letzte Abschnitt der Stollenführung des Ybbstalwerkes hatte nur eine niedrige Reihe von kleineren Anhöhen im O von Opponitz zu durchstoßen, brachte aber dabei die größten Überraschungen gegenüber den Angaben der geologischen Karte.

Nach den Angaben von Blatt „Gaming-Mariazell“ hätte der Stollen hier nur Opponitzer Kalke mit einer Auflagerung von Diluvialschotter und Moränen treffen sollen.

Es hatte mir aber bereits eine erste flüchtige Begehung des Geländes im November 1921 ernste Zweifel an der Richtigkeit dieser Angaben wachgerufen. Die genauere Untersuchung im März 1922 ergab dann mit voller Sicherheit, daß der Stollen hier keine Opponitzer Kalke, wohl aber Dolomitreccien, Rauhacken und sogar Gips zu erwarten habe.

Die nachfolgende Bauausführung hat diese Vorhersage durchaus bestätigt, nur war die Ausdehnung von Gips und Anhydrit im Stollenbereiche noch ausgedehnter als die Tagesaufschlüsse vermuten ließen. Die besten Tagesaufschlüsse finden sich hier im Hinterleithen- und im Hühnergraben.

Vielfach stehen bituminöse Dolomitreccien und löcherige Kalkrauhacken sowie lehnüge Rauhacken an. Die Gräben sind steilfurchig eingeschnitten, zahlreiche kleine Quellen verursachen viele offene Aurisse und kleinere Rutschungen. Auf den Hochflächen zwischen den Gräben sind ziemlich häufig Dolinen zu finden, was das Auftreten von Gips vermuten läßt.

Fig. 36 bringt eine geologisch schematisierte Ansicht dieses Gebietes zwischen Opponitz und der Terrasse des Kraftwerkes bei Mirenau.

Wir erkennen mit Hilfe dieses Bildes ohne weiteres die Hauptzüge im Aufbau dieser Landschaft.

Ganz unten tauchen noch die Lunzer Schichten an der Ybbs heraus, über denen in ganz flacher Lagerung die typischen, ja nach dieser Gegend getauften „Opponitzer Kalke“ erscheinen.

Darüber folgen dann Dolomitbreccien, Rauhwacken und, wie der Stollen gelehrt hat, ausgedehnte Lager von Anhydrit und Gips.

Bei Opponitz hat sich außerdem in einer alten Talbucht ein größerer Rest von Hochterrassenschottern erhalten.

Die Niederterrassenschotter, auf denen auch das Krafthaus in der Mirenau in einer Höhe von 403 m errichtet ist, sind aus weit größeren Flußschottern zusammengebacken.

Die Hochterrassen reichen bei Opponitz zirka 120 m über die Ybbs empor und führen ganz feinkörniges Material. Sie enthalten sogar feinere

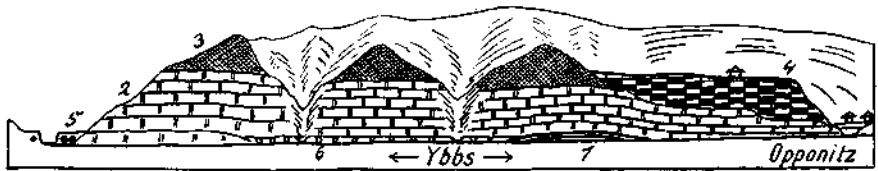


Fig. 36. 1 = Lunzer Schichten. 2 = Opponitzer Kalke. 3 = Rauhwacken, bituminöser Dolomitmylonit, Anhydrit, Gips. 4 = Konglomerat aus Ybbschottern mit feineren gelblichen Mergel- und Sandsteinlagen. 5 = Konglomerat aus grobem Ybbschotter. 6 = Niedrige, unverkittete Schotterstufe.

gelbliche Mergel- und Sandsteinlagen, in denen ich leider vergebens nach eventuellen Pflanzenabdrücken gesucht habe.

Auf der Hochterrasse liegt eine ziemlich mächtige Lehmbedeckung.

Bemerkenswert ist auch, daß die Ybbs heute bei Opponitz unmittelbar auf den Felsplatten der Lunzer Schichten dahinfließt.

Man hat also hier einen Talquerschnitt, an welchem man in voller Deutlichkeit drei sehr ungleichwertige Zuschüttungen erkennen kann.

Dabei hat sich offenbar die Felstiefe des Tales wenig verändert, weil ja auch schon die alten Hochterrassen bis nahe an die heutige Felssohle herabreichen.

Von der ausgedehnten Moränenbedeckung, welche die geologische Karte hier im O von Opponitz angibt, habe ich nichts gefunden. Zumeist ist an die Stelle von Moränen das Vorkommen von Dolomitbreccien und Rauhwacken zu setzen.

Wenn wir uns nach dieser Abschweifung wieder zu den Aufschlüssen des Stollens zurückbegeben, so begegnen wir zwischen dem Nordrande des Frieslingstollens und dem Südrande des Hinterleitenstollens einer längeren Schuttstrecke, welche in der Form eines gedeckten Kanals überschritten wurde.

Bei Haselreith selbst entspringen starke Quellen, welche einen ausgedehnten Sinterabsatz bilden.

Im Hinterleithenstollen wurde neben den meist recht druckhaften, lehmigen Rauhdecken ausgedehnte und intensiv gefaltete Lagen von Anhydrit und Gips erschlossen.

Knapp vor Stollenmeter 8800 erfolgte durch das Herausziehen eines Brettes ein Schlammereinbruch, welcher den  $\frac{1}{2}$  m hohen Stollen auf 30 m Länge ganz erfüllte. Die Belegschaft konnte sich noch retten.

Gips ist hier nicht getroffen worden. Es handelt sich aber doch wahrscheinlich um einen alten, später mit Schlamm gefüllten Gipschlot, der vom Stollen angeschnitten und zur Entleerung gebracht wurde.

An der Oberfläche erzeugte der Schlammereinbruch ein Pinge, welche 60 m oberhalb des Stollens liegt.

Der Gips ist im Stollen vorwiegend grau und weißlich, durchaus bänderig, schlierig und vielfach intensiv kleingefaltet.

Er enthält dunkle Dolomitlagen mit zahlreichen Querrissen, die mit weißem Gips verheilt sind.

Der Anhydrit ist dunkler gefärbt und auch dickschichtig, ohne Bänderung und ohne Äderung.

Der Dolomit ist heller als der Anhydrit und weiß geädert.

Bei Stollenmeter 9200 war im Anhydrit eine Spur von schwarzem, dickflüssigem bis kristallisiertem, stark riechendem Erdpech angetroffen worden.

Im Mitterriegelstollen wurde bei 10.080 m ein kleines Gipsloch an der Sohle aufgeschlossen, welches die ganzen Stollenwasser verschluckte.

Zwischen 10.100 und 10.200 m sind hier in dem gebänderten Gips und Anhydrit prachtvoll ausgebildete liegende Falten vorhanden. Das beiliegende farbige Stollenprofil bringt davon eine schematische Abbildung. Die Liegfalten sind in der Richtung von S gegen N überschlagen.

Der Kiesegg- und Koglstollen liegen ausschließlich im Bereiche von lehmigen Rauhdecken und dunklen bituminösen Dolomitreccien.

Das Nordende des Koglstollens ist sehr stark erweitert und dient so zugleich als Wasserschloß.

Von diesem Wasserschloß führt die Druckrohrleitung über einen Steilhang von Opponitzer Kalk unmittelbar zu dem Krafthaus auf der Terrasse der Mirenau hinab.

Der Opponitzer Kalk besteht im obersten Teil aus hellen Kalklagen mit mergeligen Fugen, darunter aus reinen lichten Kalken.

Wir haben uns nun noch etwas genauer mit dem Vorkommen von so ausgedehnten Massen von Rauhdecken, Dolomitnyloniten, Gips und Anhydrit im unmittelbaren Hangenden der Opponitzer Kalke zu beschäftigen.

Bei der Stollenprognose und während des Stollenbaues schien mir hier eine Einschaltung von Haselgebirge vorzuliegen. Dieses Haselgebirge wäre natürlich auf tektonischem Wege zwischen dem Hauptdolomit der Frieslingmulde im Hangenden und dem Opponitzer Kalk im Liegenden eingeschaltet worden.

Heute scheint es mir doch wahrscheinlicher zu sein, daß hier nur eine ungewöhnliche Ausbildung der Raibler Schichten vorliegt. Zu dieser Anschauung hat mich vor allem die Beobachtung geleitet, daß sich nirgends, weder über Tag noch in den Stollen, die typischen roten

und grünen, glimmerigen Sandsteine der Werfener Schichten gefunden haben, die sonst das Haselgebirge regelmäßig zu begleiten pflegen. In der Gegend von Göstling sind z. B. noch unweit von der Wehranlage diese typischen Gesteine der Werfener Schichten reichlich zu finden. In den Stollen aber fehlen sie durchaus.

Natürlich muß man auch bei der Erklärung dieser Schichten als Bestandteile der oberen Raibler Schichten eine stratigraphische Merkwürdigkeit mit in Kauf nehmen.

Aus den Raibler Schichten der ganzen Umgebung des Ybbstalwerkes ist sonst derzeit keine Einschaltung von Gips und Anhydrit bekannt geworden.

Das von F. Trauth in seiner „Geologie der Umgebung von Ybbsitz“ erwähnte Vorkommen von Gips im obersten Prollingtal zwischen Klein-

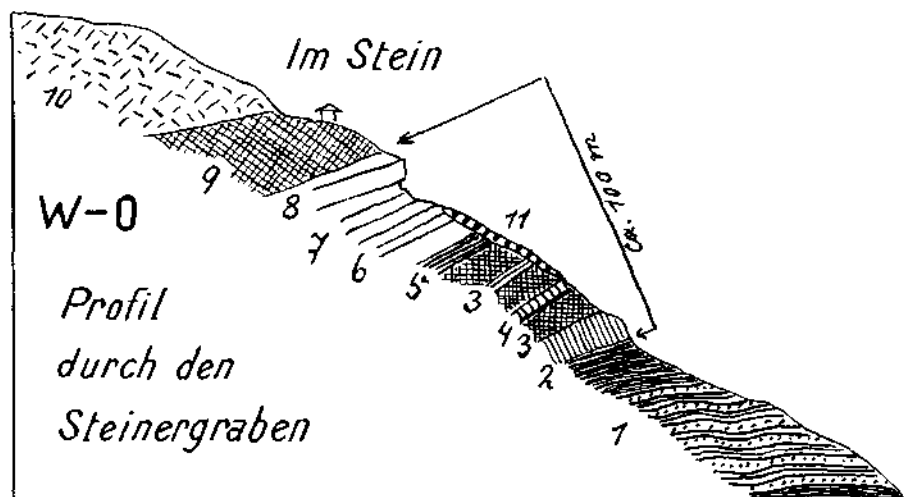


Fig. 37. 1 = Lunzer Sandsteine. 2 = Opponitzer Kalke. 3 = Dolomit Rauhwaacke, mörtelweich mit Fetzen von Tonschiefern. 4 = Graue mächtige Tonschiefer mit Kalkbänke. 5 = Graue milde Tonschiefer mit Kalklagen. 6 = Kalkbänke. 7 = Kalkbänke. 8 = Große Kalkstufe. 9 = Dolomitmylonit, wasserführende Zone. 10 = Hauptdolomit. 11 = Gehängebreccie.

kripp und Resten gehört ja noch sicher zu demselben Gipsvorkommen, das in dem Hinterleithen- und Mitterriegelstollen aufgeschlossen wurde.

Dagegen habe ich eine Anzahl von Profilen der Raibler Schichten gefunden, in denen sich wenigstens ziemlich mächtige und ähnliche Rauhwaackenbildungen im Hangenden der Opponitzer Kalke einstellen. Ich führe für diesen Fall hier zunächst ein Profil (Fig. 37) vor, das südwestlich von Gaming, im sogenannten Steinergaben, aufgeschlossen ist.

In diesem Profil sind im Liegenden die Lunzer Sandsteine und Tonschiefer sehr mächtig entwickelt. Ebenso finden wir reichlich dolomitische Rauhwaacken und Dolomitmylonite zwischen und über den Kalklagen der Opponitzer Kalke eingeschaltet.

Insbesondere ist die oberste, mächtige Zone von dunkelgrauem Dolomitmylonit, die wie nasser Mörtel verwittert und wasserstauend wirkt, ganz dem Haselgebirge ähnlich.

In anderen Profilen durch die oberen Raibler Schichten treten dagegen die Rauhwacken ganz zurück.

Als ein Beispiel für diese Ausbildung füge ich ein Profil durch den Stiegengraben (Fig. 38) an, welcher sich zwischen Göstling und Lunz an der Nordseite des Ybbstales befindet.



Fig. 38. LS = Lunzer Schichten, Sandsteine. 1 = Feste dickgebaukte Kalke. 2 = Teilweise Breccien, Kalkstückwerk. 3 = Kalke mit klaren Mergellagen, Wasserstauzone, große Quellen. 4 = Dünnschichtige Kalke. 5 = Hauptdolomit. 6 = Gelbbrauner, lehmiger Boden mit massenhaften eckigen Stücken von Lunzer Sandsteinen, Mehrfach Dolinen.

### Lindenberg Kamm

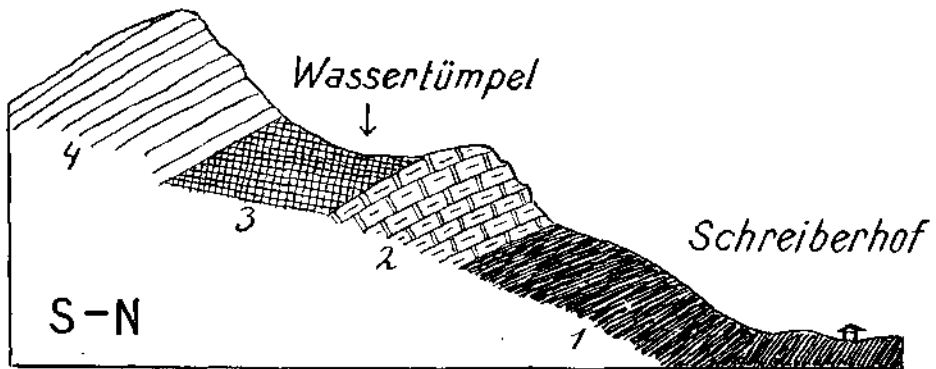


Fig. 39. 1 = Lunzer Schichten. 2 = Opponitzer Kalke. 3 = Dolomitylonit. 4 = Hauptdolomit, sandig und oft bituminös.

In diesem Profil sind die Opponitzer Kalke sehr mächtig. Rauhwacken und Dolomitylonite fehlen. Es sind nur eine ganz aus Kalkbrocken bestehende Schichtlage sowie einige Mergellagen da, welche die Kalkfolge unterbrechen.

Interessant ist hier das Auftreten von massenhaften Trümmern von Lunzer Sandsteinen im Bereiche der höherliegenden Hauptdolomitmulde.

Dieses fremde Material kann hier wohl nur von Gletschern herbeigeschleppt worden sein.

Vielfach beobachtet habe ich eine Einschaltung von Rauhwacken oder Dolomitylonit zwischen Opponitzer Kalk und Hauptdolomit, wie dies Fig. 39 aus dem Gebiet des Lindenbergkammes vorführt.

Zum Schlusse füge ich noch ein Profil durch den Südhang des Zürnerbergs bei Gaming (Fig. 40) bei, in welchem überhaupt keine Rauhdecken in die Raibler Schichten eingeschaltet sind.

Dieses Profil liegt nur etwas mehr als 1 km nördlich von dem Profil (Fig. 37) durch den Steingeraben.

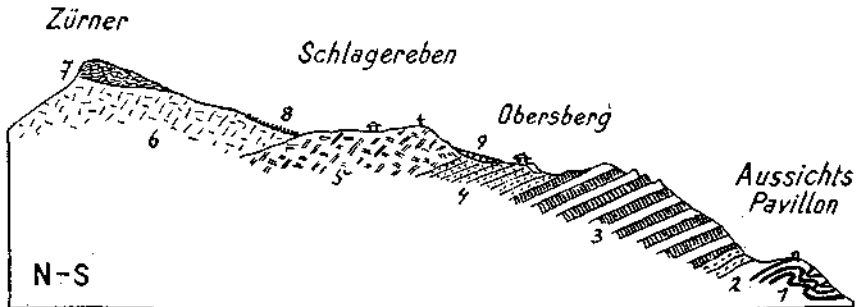


Fig. 40. 1 = Lebhaft gefaltete Kalke (Muschelkalk?). 2 = Lächerige rostige Kalke und Mergelagen. 3 = Wohlgeschichteter Muschelkalk. 4 = Lunzer Schichten. 5 = Opponitzer Kalke. 6 = Ungeschichteter Hauptdolomit. 7 = Lichtgrauer und blaßrötlicher Hornsteingrus, graue Kalke, am Kamm rötliche Krinoidskalke mit Mangankrusten. 8 = Roterden. 9 = Gehängeschutt.

Es ist von Interesse, zu beobachten, wie stark sich bereits auf eine so kurze Entfernung das ganze Raibler Profil verändert hat.

Die Einschaltung der mächtigen Gips- und Anhydritlager im Hangenden der Opponitzer Kalke bei Opponitz bleibt jedenfalls eine stratigraphische Seltenheit, welche erst durch den Bau des Ybbstalwerkes enthüllt worden ist.

### Zusammenfassung.

Die Arbeit bringt vor allem eine Menge von tektonischen und stratigraphischen Angaben in der konzentrierten Form von Profilen. Regionaltektonische Ergebnisse: Der Nord- und teilweise auch der Ostrand der Ötscherdecke ist tektonisch gebaut und kein reiner Erosionsrand. Auf einem alten Erosionsrelief der Ötscherdecke lagern Reste einer höheren Schubmasse, die teilweise an Grabenbrüchen tief eingesunken sind. Die Ötscherdecke erscheint gegen ihr Vorland eingedrückt.

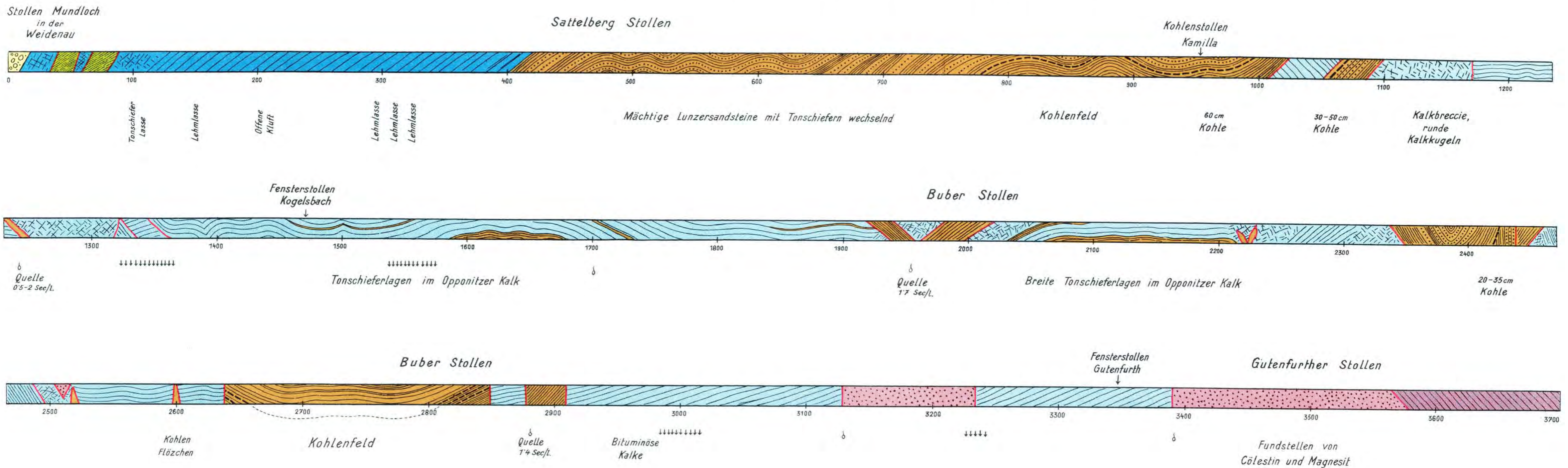
Die Annabergerdecke stellt eine selbständige ältere Schubmasse vor, welche auf die bereits tief erodierte Lunzerdecke aufgeschoben wurde. Die Annabergerdecke erstreckt sich über die Erlauf weiter gegen W. Auch die Lunzer Musterfalte ist noch ein Teil der Annabergerdecke. Sie war bereits tief erodiert, als die Ötscherdecke vordrang und ihren Südrand noch ein wenig überschob.

Bei allen Schubmassen handelt es sich hier um ausgesprochene Reliefüberschiebungen.

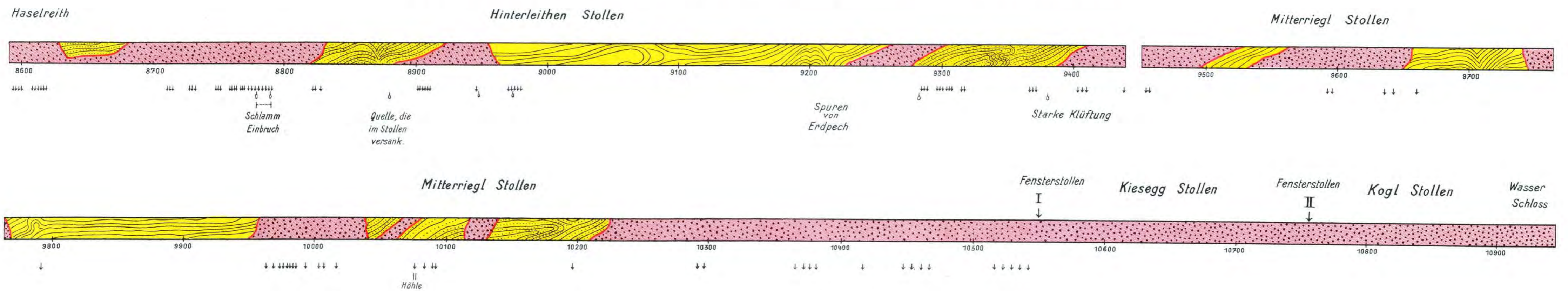
Unter den Aufschlüssen der Stollenbauten verdient vor allem die Aufdeckung von reichen Anhydrit- und Gipslagern bei Opponitz unsere Aufmerksamkeit. Sie stellen wahrscheinlich ein sedimentäres Glied der oberen Raibler Schichten vor.



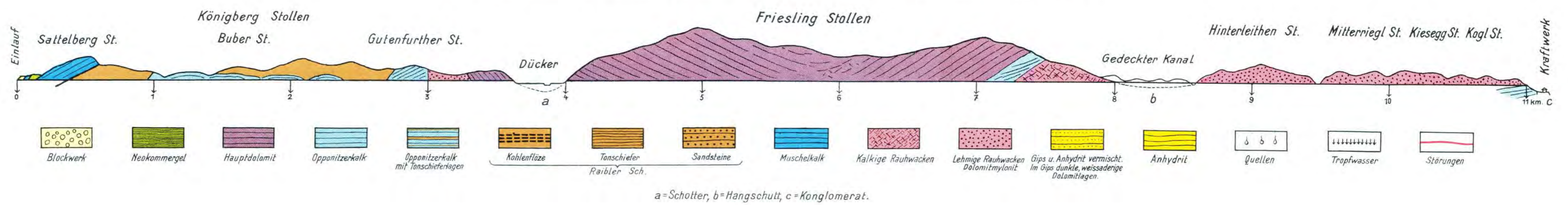
### Geologisches Profil des Königsberg Stollen (Längen=1:2000) mit Benützung der Aufnahme von Baurat Ing. J. Böhm gezeichnet von Otto Ampferer.



### Geologisches Profil der Stollenstrecke zwischen Haselreith und Wasserschloss (Längen = 1:2000) mit Benützung der Aufnahme von Ing. H. Kastner gezeichnet von Otto Ampferer.



### Geologisches Übersichtsprofil der ganzen Stollenstrecke (1:20.000)



# Ein tertiäres Schuttvorkommen im Tuxer Tale.

Von Dr. Hans Bobek, Innsbruck.

(Mit 2 Textfiguren.)

(Vorbemerkung. Im folgenden wird der Versuch unternommen, das Alter eines verfestigten Schuttrestes rein aus morphologischen Gesichtspunkten heraus zu bestimmen. Der Autor verhehlt sich nicht die Schwierigkeit und verhältnismäßige Unsicherheit eines solchen Unternehmens, da ja die Ergebnisse der alpinen Morphologie, im besonderen die Feststellung und Datierung gewisser Entwicklungsphasen noch nicht genügend sichergestellt sind, um sie vollkommen zweifelstfrei im einzelnen Fall anzuwenden. Für diesen Versuch kommt überdies hinzu, daß die Untersuchungen, auf welche er notwendig Bezug nehmen muß, noch gar nicht veröffentlicht und der allgemeinen Kritik anheim gegeben sind. Trotzdem glaubte ich, ihn nicht unterlassen zu sollen, um gegebenenfalls zu einer paläontologischen Untersuchung des Vorkommens anzuregen, von der ich mir, falls sie bei der Beschränktheit des Vorkommens überhaupt Material vorfindet, eine Bestätigung meiner Schlüsse erwarte.)

Wenn man von irgendeinem Aussichtspunkt des Tuxer Jochs die Blicke tuxtalauswärts schweifen läßt, so streifen sie auch die lange, gerade Rückenlinie des Kreuzjochs, das in einer Höhe von rund 2200 m von den steilen Nordabstürzen des Tuxer Hauptkammes fast eben quer ins Tal hinausführt, in der zusammengeschobenen Silhouette des Dettensjochs (2270 m) noch einmal zu etwas größerer Höhe anschwillt und dann in schönem Abschwung herabfällt zur Taltiefe bei Lanersbach.

Ein alter Talbodenrest? Schon schlägt der Morphologe die Brücke hinüber zur weiten Gipffläche des Penkenberges (2090 m) und herüber zu den ausgedehnten Flächen des Tuxer Jochs in über 2300 m. Aber der langgestreckte, im Querschnitt breite Rücken des Kreuzjochs besteht nicht aus anstehendem Fels so wie die anderen erwähnten Flächenstücke, sondern aus verfestigten Schuttmassen.

Bereits 1928 hatte mich Herr Professor B. Sander gelegentlich einer Exkursion auf Gerölle auf dem Kreuzjoch aufmerksam gemacht. In den Sommern 1928 und 1929 hatte ich dann während meiner morphologischen Studien im Gebiete der Zillertaler und Tuxer Alpen mehrmals Gelegenheit, den Kreuzjochschutt zu besuchen und zu untersuchen.

Die einzige Erwähnung, die ich in der Literatur gefunden habe, ist bei Penck-Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, I., S. 348, gegeben. Sie lautet: „Dagegen dürfte die mächtige Blockablagerung, welche, wie mir Professor Becke mitteilt, das Kreuzjoch (2175 m) zwischen Els- und Dospelbodenalm (= Loschbodenalm, der Verf.) bildet, als Mittelmoräne zwischen zwei älteren Gletschern (des Gschnitzstadiums?) entstanden

sein.“ Hätte jedoch Penck den Kreuzjochschutt selbst gesehen, hätte er ihn niemals als Moräne aufgefaßt.

Es ist zum Verständnis nötig, einen wenn auch knapp gefaßten, so doch eingehenden Überblick über die morphologischen und geologischen Verhältnisse der Umgebung des Kreuzjochs zu geben. Für letzteren konnten eine Reihe von Arbeiten Sanders herangezogen werden, vor allem sein Führer zu geologischen Exkursionen in den Tuxer Alpen<sup>1)</sup> und „Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern“,<sup>2)</sup> deren Übersichtskarte neben eigenen Beobachtungen auch für mein Übersichtskärtchen benützt worden ist (Abb. 1).

Der langgezogene, doppelgipfelige Rücken des Dettensjochs, der parallel zum oberen Tuxtal verläuft, wird südlich umfaßt von zwei Nebentälern desselben, Loschbodental im W, Elstal im O. Obwohl beide normal zum Tuxtal ausmünden, stoßen sie doch infolge der Krümmung des Haupttales und einer sehr charakteristischen Abbiegung des Loschbodentales am Kreuzjochrücken in fast völlig entgegengesetzter Richtung zusammen und drohen die trennende Höhe niederzureißen. Dazu reichen ihre heutigen Kräfte freilich nicht aus. Denn die steilen, tiefeingehöhlten Kartröge, die enggedrängt, in schöner Parallelität vom Tuxer Hauptkamm herabhängen und in die sie sich teilen müssen, sind bis auf den westlichsten nahezu ganz eisfrei und liefern daher nur wenig Wasser zur Speisung der unbedeutenden Bächlein, die die geräumigen Talbecken von Loschboden und Elsalz durchrieseln. Fast im rechten Winkel münden diese Kare in ihre Täler, über mächtige Stufen. Das weite, noch von einem beträchtlichen Eisleck erfüllte Höllensteinkar, das verkümmerte Mitterschneidkar und das Lange Wandkar gegen Loschboden, das Innere und das Äußere Elskar gegen das Elstal, während das Seekar durch das tiefe Eingreifen von dessen Mündungstrichter schon selbständig geworden ist.

Das Loschhodental zeigt einen prächtigen Stufenbau, der als Ergebnis ungleich weit vorgerückter Eintiefungsfolgen aufzufassen ist und sich sehr gut in die morphologischen Entwicklungsphasen des Tuxer Tales einfügt.

Der unterste Boden, der von schönem Moränennetzwerk bedeckt ist und in dessen hinterstem Winkel die Alm liegt, mündet in rund 1660 m — 300 m über dem Tuxtal hängend — aus. Darüber folgt, 100 m höher, als mittlere Stufe, das „Obere Trett“, ein flacher Boden, über dem sich in mehreren Absätzen die schutt- und wasserüberströmte Mündung des Höllensteinkars öffnet. Auf der rechten Seite ist das „Obere Trett“ eingefaßt von einer gewaltigen Seitenmoräne oder besser einer Gruppe von solchen, die vom rechten Rand des Höllensteinkars quer über das Tal zum anderen Gehänge hinzieht, dort einen kleinen, spitz auskeilenden alten Seeboden aufstauend. Fast 80 m hoch, hat sie als Felssockel den Ausläufer der nächsthöheren Stufe, die man, die Moränenwälle querend, erreicht. Hier beginnt sich das Tal bedeutend zu verengen. Es ist beherrscht

1) Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern, Leipzig 1913, VI. Westende der Tauern, 1. Tuxer Alpen.

2) Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, LXX. Bd., 1920.

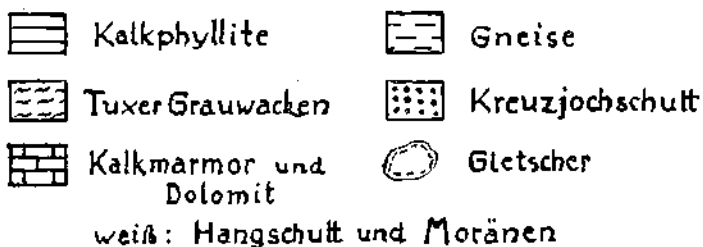
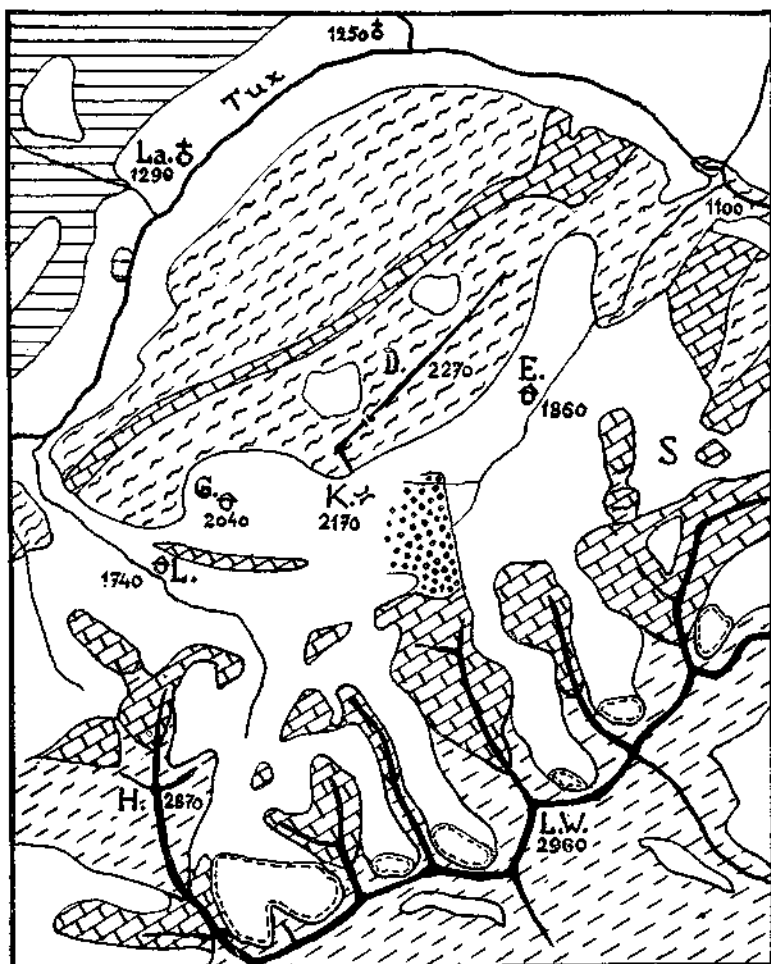


Abb. 1. Geologische Kartenskizze der Umgebung des Kreuzjochs. (Maßstab 1 : 50.000.)

La. = Lanersbach. D. = Dettensjoch. E. = Elsalm. K. = Kreuzjoch. G. = Gelegalm. L. = Loschbodenalm. H. = Höllenstein. L.W. = Lange Wandspitze. S. = Seekar.

von den vom Mitterschneidkar und Langen Wandkar herabströmenden Schutthalden und vielfachem Moränengewirr. In kleinen, flachen Schwellen steigt es an und endet in einem engen, karartigen Halbrund, 150 *m* unter der Wurzel des Kreuzjochrückens.

Steigt man über das steile, gras- und alpenrosenbewachsene Hintergehänge zur Höhe des Rückens empor und wendet dann den Blick zurück, so gewahrt man mit einiger Überraschung, daß sich über dem jähen, teils waldbestandenen, teils in Felswänden abstürzenden rechten Seitenhang des Tales eine weite, nahezu ebene Fläche ausdehnt, aus der sich als sanfte Kuppe der Südwestgipfel des Dettensjochs (2245 *m*) und in breitem, sanftem Aufschwung das eigentliche Kreuzjoch erhebt: der Boden der Gelegalm (2038 *m*). (Die Darstellung der alten Originalaufnahme 1:25.000 ist hier durchaus fehlerhaft.) Kein Zweifel kann darüber bestehen, daß wir es hier mit dem Rest einer alten Landoberfläche zu tun haben. Trotz seiner großen Ausdehnung gehört er jedoch nicht dem Tuxtal unmittelbar an, sondern, wie aus Lage und Neigungsverhältnissen hervorgeht, einem uralten Vorläufer des Loschbodentales, der quer über dessen heutige Rinne, parallel zu seinem untersten Abschnitt oder noch nördlicher gerichtet, ins Tuxtal mündete.

Nun übersieht man auch erst die eigentümliche Biegung im Verlaufe der heutigen Talrinne: aus der SO- in die O-, fast ONO-Richtung. Wie ein zu weicher Nagel ist die Taleinfung an den gewaltigen nördlichen Felsabstürzen des Höllensteins abgeglitten und gegen O ausgebogen. Sie zielt heute auf die Wurzel des Kreuzjochrückens, die zugleich die Naht zwischen dem Felsleib des Tuxer Hauptkammes und dem verfestigten Schutt ist. Überdies scheint ein Abgleiten des Tales gegen SW stattgefunden zu haben, wodurch die Fläche der Gelegalm vor der Zerstörung bewahrt wurde.

Das Gebiet des Loschbodentales weist also drei große Taleintiefungsphasen oder Oberflächensysteme auf, die in engem Zusammenhang mit denen des Tuxer Tales stehen: das des unteren Bodens, auf dem die Loschbodenalm steht, und das zu einem Tuxtalboden in 1620 bis 1640 *m* gehört; das des obersten Talabschnittes, dessen Boden sich von 2080 *m* auf etwa 1900 *m* senkt und zu einem Tuxtalboden in etwa 1740 *m* gehört; schließlich das der Gelegalm, das zu einem der ältesten überhaupt im Gebiet vorhandenen Oberflächensysteme gehört (Tuxtalboden in 1900 *m*). Die Zwischenstufe des „Oberen Trett“, für die im Tuxtalgebiet keine Entsprechungen gefunden werden, wird dabei vernachlässigt.

Auch die zugehörigen Kare zeigen — deutlich genug — Entsprechungen. Das am tiefsten, über dem „Oberen Trett“ ausmündende Höllensteinkar weist einen breiten Absatz auf (Kante 1940 *m*), der — verlängert — genau auf den verlängerten Talboden des obersten Talabschnittes ausgehen würde. Darüber findet sich ein deutlicher Gefällsknick in 2200 *m* mit einem darübergelegenen, anfangs flacheren, dann rasch sich versteilenden Gefällsabschnitt, über dem, mit einer Kante in rund 2450 *m* abgesetzt, ein oberster, wiederum flacherer Boden bis unter die Steilwände der hinteren Karumrahmung führt. Dieser oberste, im Vergleich zu den unteren Abschnitten flache und geräumige Boden findet sich in gleicher Ausbildung auch im Mitterschneid- und Langen Wandkar

wieder, mit Kanten in gleicher Höhe. Auch der untere Gefällsabschnitt ist sowohl beim Mitterschneidkar wie beim Langen Wandkar vertreten: dort durch einen steilen Miniaturtrog, der die verkümmerte selbständige Mündung des zum Höllensteinkar hin geöffneten Kars darstellt und — offensichtlich stark glazial überformt — in 2140 *m* ausmündet; hier in der ganzen Breite des Kars mit einer Kante in 2240 *m*, aber an der rechten Flanke gegen den Kreuzjochrücken hin fortgesetzt durch eine flach gestufte Leiste, die über dem Loschbodentalschluß in 2140 *m* an schroffer Wand endet. Diese unteren Gefällsabschnitte gehen deutlich auf die Fläche der Gelegalm aus.

Das Elstal mündet in einer Höhe von rund 1750 *m* (ergänzt über dem Mündungstrichter) — 650 *m* über dem Tuxtal — in die Luft aus. Sein weiter, 1,5 *km* langer und mehr als 0,5 *km* breiter Boden führt ungestuft, nur gegliedert durch schöne Moränenornamente zurück bis an den Fuß des Kreuzjochbrückens, wo er in 1900 *m* endet.

Die Reste älterer Talbildungsphasen treten in der Umrahmung dieses gewaltigen Talkessels kaum hervor, sind auch verhältnismäßig unbedeutend. Im Winkel zwischen Dettensjoch- und Kreuzjochrücken liegt eine muldenförmige Nische, deren Boden sich von 2060 *m* auf 2120 *m* hebt und die von einem kleinen, bereits eingetieften Rinnsal — dem eigentlichen Ursprung des Elsbaches — entwässert wird. Von der Kante dieser Mulde zieht sich, allmählich auf 2100 *m* ansteigend, eine schmale Leiste gegen die Mündung des inneren Elskars, wo sie — über dem Steilabfall der Mündungsstufe — von einem mehrfach leicht gestuften Karboden weitergeführt wird (untere Kante in 2100 *m*). Über einem steileren Aufschwung findet sich auch in diesem Kar ein flacher oberster Boden (Kante in 2460 *m*). Beiderseits über dem unteren Karabschnitt finden sich deutliche Leisten, die die Rekonstruktion einer älteren Kartalwanne erlauben, die, zwischen den beiden geschilderten gelegen, in ungefähr 2240 *m* ausmünden würde. Ihr Boden scheint auf die Fläche des Kreuzjochrückens auszugehen.

Dieselbe ineinander geschachtelte Mündung weist auch das äußere Elskar auf, das — steiler und kürzer — die gleichen Verhältnisse nur etwas undeutlicher zeigt. Der ebenfalls in 2240 *m* ausmündende Zwischenboden ist hier außer durch die seitlichen Leisten auch durch ein voll erhaltenes Stück im Hintergrund vertreten.

Auch das weiter talaus einmündende Seekar kann herangezogen werden. Freilich muß man sich hüten, seine beiden prächtigen Stufenböden für Talenden rückwärtsschreitender Erosion anzusehen. Diese außerordentlich flachen Stufenritte sind vielmehr das Werk glazialer Erosion, die durch die zwischen die einzelnen (stufenbildenden) Kalkbänke eingeschobenen Schieferzonen erleichtert wurde. Die beiden das Kar begleitenden schmalen Rücken zeigen mit ihrem Wechsel von Aufragungen und Erniedrigungen deutlich den Einfluß des Gesteins auf die Erosion. Der alte Talboden ist vielmehr — ein wenig steiler — über die Stufenkanten hinweg zu legen und erlaubt in seiner Verlängerung auch Schlüsse auf die Höhenlage des älteren Elsbodens.

Unter Zuhilfenahme der genannten Reste kann eine ältere Oberfläche des Elstales wahrscheinlich gemacht werden (vgl. Abb. 2), die im allgemeinen

die Neigung der heutigen besitzt und auf welche die Karabschnitte über 2100 m, die Gehängenische unter dem Kreuzjoch und der Seekartalboden ausgehen und die sich außerdem zwanglos in das System des Tuxtales einfügl.

Über dieses ist auch eine einwandfreie Parallelisierung dieser beiden Talniveaus mit denen des Loschbodentales möglich. Dabei ergibt sich, wie schon nach der Höhenlage zu vermuten, daß der heutige Elstalboden dem mittleren der drei dortigen Niveaus entspricht. Der darüberliegende rekonstruierte ist mit der Gelegalmoberfläche zusammenzustellen.

Die geologischen Verhältnisse des Gebietes (vgl. Fig. 1) sind charakterisiert durch seine Lage am nördlichen Rande des Tuxer Zentralgneiskernes. Der randliche Porphyrgneis, der vielfach von Tektoniten durchsetzt ist, reicht von S etwas über den Hauptkamm herüber und wird allenthalben von den tief eingehöhlten Karen angeschnitten. Über ihn legt sich, durch eine Quarztlage getrennt, oben flacher lagernd, gegen N immer steiler einschließend, in bedeutender Mächtigkeit der Hochstegenkalk (Tuxer Marmor). Von Finkenberg über den Nordhang des Grünberges gegen SW streichend, baut er südlich der Elsaln und in der Langen Wand die steile Bergflanke auf, zieht dann südlich des Loschbodentales schräg in den Berg hinein und taucht schließlich in den weit vorspringenden Höllensteinkamm. Hier ist deutlich zu sehen, wie sich über ihn eine vom Gneiskern ausgehende Tauchdecke von Knollen- und Grauwackengneisen legt, die die Hauptmasse des Höllensteins aufbaut.

Im nächsthöheren tektonischen Niveau liegen die Dolomite des Schmittenbergzuges, die stratigraphisch dem Hochstegenkalk gleichzusetzen sind. Vom Schmittenberg quer über das Grierkar herüberziehend legen sie sich als gewaltiger Panzer an die Nordflanke des Höllensteins und werden vom oberen Loschbodental schräg abgeschnitten. Ihre Fortsetzung ist nordöstlich der Elsaln in den hellen Abbrüchen der Röt wand wiederzufinden. Z. T. schon südlich, in der Hauptmasse aber nördlich des Schmittenbergzuges liegen die Tuxer Grauwacken, die das ganze Dettensjoch aufbauen. Sie vereinigen Schiefer der verschiedensten Art und werden auch selbst von einem dritten Kalk- und Dolomitband durchzogen, das, am Nordhang anstehend, morphologisch wenig hervortritt. Unterhalb der Tortalmündung bricht das Tuxer Tal, das bis dahin die Grenze gegenüber den Kalkphylliten bildete, quer durch die Grauwacken hindurch.

Die Streichungsrichtung SW—NO, ein ziemlich starkes Westwärtseinsinken der Achsen der Einfaltungs- und Überfaltungsstengel, um die es sich hier handelt, und die morphologische Eigenart des Kalkes sind die wichtigsten in der Geologie liegenden Bedingungen der Formenbildung dieses Gebietes.

Das Westwärtseinsinken der Achsen hat den Karen eine überaus charakteristische Asymmetrie des Querschnittes verliehen. Sie prägt sich in einer starken Übersteilung der westlichen gegenüber den östlichen Karwänden aus. Auch die schon erwähnte südwestliche Verschiebung des Loschbodentales mag darauf zurückzuführen sein.

Besonders in die Augen fallend ist die besondere Widerstandskraft der Kalkbänke gegenüber den Angriffen der Erosion. Sie bauen die

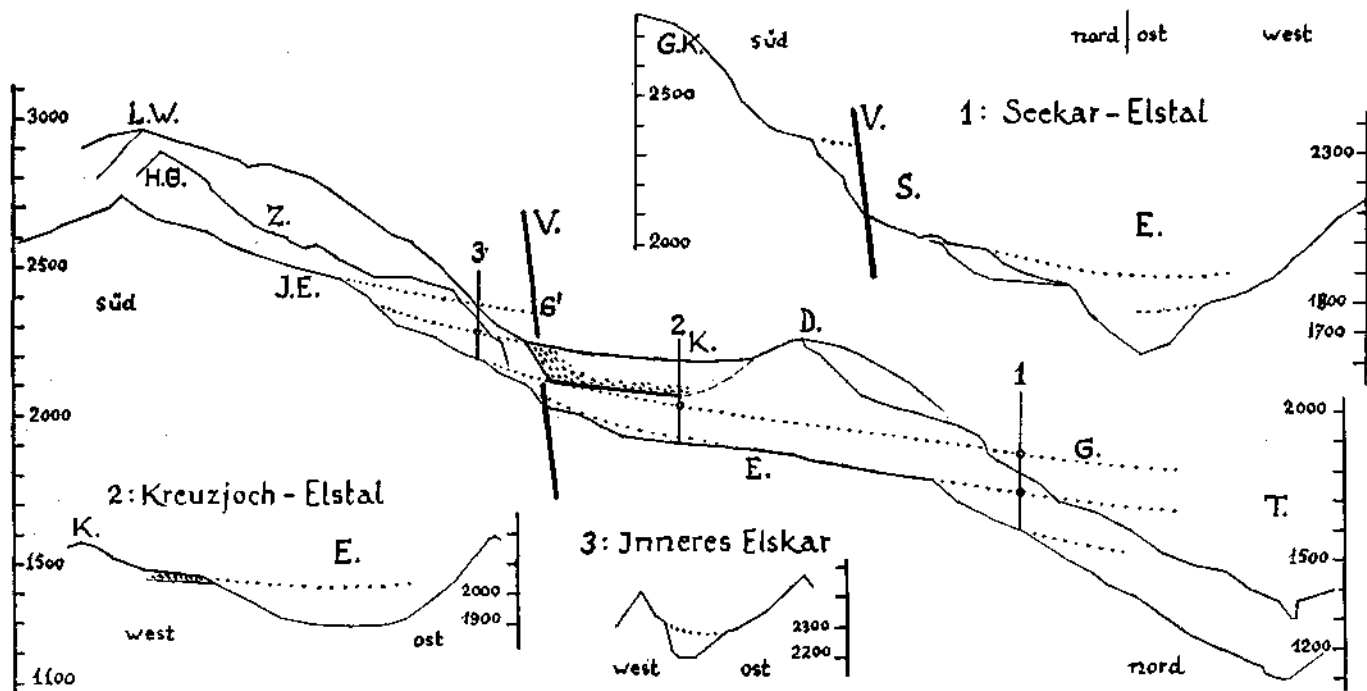


Abb. 2. Längsprofil durch Elstal und Inneres Elskar sowie Profil durch Lange Wand—Kreuzjochrücken—Südwestgipfel des Dettensjochs—Tuxtal oberhalb Lanersbach. Längen: Höhen = 5 : 4.

Erklärung: Punktirte Linien: wiederhergestellte alte Oberflächen. Punktirte Fläche: Kreuzjochschutt. 1, 2, 3 sind Querprofile des Elstals bzw. Inneren Elskars. E. = Elstal. K. = Kreuzjoch. D. = Dettensjoch. J.E. = Inneres Elskar. Z. = Zwischengrat zwischen Innerem und Äußerem Elskar. H.G. = Hintere Grünbergspitze. L.W. = Lange Wandspitze und Lange Wand. G. = wiederhergestellte Gelegalmoberfläche. G' = gehobene Gelegalmoberfläche. T. = Tuxtal. S. = Seekar. G.K. = Grünbergkopf. V. = Verwerfung.



mächtigen Torpfeiler und trotzigen Mündungsstufen der Kare auf. Vor ihnen und bis zu ihnen liegt das erniedrigte Vorgebirge, mit ihnen hebt sich der Tuxer Hauptkamm jäh zu seiner stolzen Höhe empor. So wie die Kare in das Gebiet der Gneise eintreten, erweitern sie sich auf Kosten der Umrahmung. Auch im kleinen kann vielfach die verhältnismäßig rasche Zerstörung von schiefrigen Zwischenlagen im Kalk beobachtet werden, so am Nordostabfall des Höllensteins, am Fuße der Langen Wand; auch die bezeichnenden Einschaltungen an beiden Seitenkämmen des Seekars wären hier zu erwähnen.

Dem Schichtenstreichen ungefähr folgt das Elstal und seine linke Umrahmung, der Dettensjochrücken. Aber auch das Tuxer Tal oberhalb der Tortaleinmündung, der Tuxer Hauptkamm selbst und südlich davon auf weite Strecken das Zennmtal. Es ist, wie man bei einer Überschau bemerkt, eine Haupttalrichtung des ganzen weiteren Gebietes.

Die Analogie des kleinen Elstals zu den beiden genannten großen Tälern geht aber noch weiter. Sie endigen nach oben nicht mit gletscherumrahmten Talschlüssen, sondern mit weiten, breiten Pässen. Es liegt nahe, in den Flächen dieser Pässe Reststücke älterer Entwicklungsphasen dieser Täler zu erblicken und sie für diese Zeitperioden über sie hinweg in ihrer Richtung weiter zu verfolgen. Auch das Elstal endet, wie schon betont, eigentlich am Kreuzjochrücken. Seine Richtung, über ihn hinweg fortgesetzt, zielt in den Winkel, den der mächtig vorspringende Höllensteinkamm mit dem Hauptkamm einschließt. Die Erosion greift diesen vorspringenden Felsstock nicht von vorne an, sondern wühlt sich von der Seite, von der Nordostseite, in ihn ein, besonders erfolgreich an der Naht zwischen Schmittenbergkalk und Grauwackengneisen, bzw. Gneismylonit der Tauchdecke, wo bereits ein kleines Seitenkar eingesprengt werden konnte. Aber auch der Verbindungsgrat des Höllensteins mit dem Hauptkamm ist bereits stark erniedrigt. Diese Angriffsrichtung der Erosion folgt dem Schichtenstreichen, entspricht der Richtung des Elstales, ist aber völlig entgegengesetzt der Angriffsrichtung des Loschbodentales.

Es ist nun Zeit, daß wir uns mit dem Kreuzjochschutt selbst befassen.

Die Aufschlüsse verteilen sich auf zwei Gruppen, von denen die eine auf der Elsseite, die andere auf der Loschbodenseite des Kreuzjochrückens liegt. Diese ist räumlich sehr beschränkt, u. zw. auf den nordöstlichen Teil des Gehänges jener obersten karantigen Mulde des Loschhodentals, deren südliche Flanke bereits von den steil einschließenden Platten des Hochstegenkalkes gebildet wird. In mehreren Ausbissen und kleineren, z. T. überhängenden Wänden tritt der Schutt zutage, bis auf etwa 20 m unter der Höhe des Rückens, die hier in 2180 m liegt. Er ist hier z. T. konglomeratig, z. T. breccios ausgebildet, besteht aus Stücken von verschiedensten Größen, wobei zwar kleinere, etwa faust- bis kopfgroße vorherrschen, aber auch viel größere Blöcke keine Seltenheit sind; so findet sich auch ein gewaltiger Gneisblock von mehreren Metern Abmessung in jeder Ausdehnung, halb herausgewittert. Durch feinen Grus sind die einzelnen Stücke außerordentlich fest verbacken. Nicht selten sieht man das kalkige Verkittungsmittel in scharfen Formen

noch der Verwitterung trotzen, obwohl der zugehörige Stein längst herausgefallen ist. Einige Partien sind auch stärker ausgewaschen, trotzdem aber von großer Festigkeit. Das Konglomerat ist gut gebankt, wobei die z. T. überhängenden Bänke mit rund  $30^\circ$  Neigung gegen NO einfallen. Überaus stark gemischt ist das Material. Neben dem blaugrauen Hochstegenkalk finden sich Gneise der verschiedenen Varietäten, die den Übergang zu den Grauwacken bilden, vor allem Knollengneise. Auch Quarzite vom Liegenden des Hochstegenkalkes. Der Gesamteindruck ist der eines ruckweise und ursprungsnah abgelagerten, verfestigten Wildbachschutts.

Recht wesentlich unterscheidet sich davon die andere Gruppe von Aufschlüssen auf der Elstalseite. Sie verteilen sich auf ein viel weiteres Gebiet: von dem Bachgraben der Gehängemulde unter dem Kreuzjoch, wo ich den nördlichsten Aufschluß fand, bis unmittelbar an den Abfall der Langen Wand, wo der Kontakt mit dem Hochstegenkalk aufgeschlossen ist. Der Schutt zeigt über dieses ganze Gebiet hin einheitlich den Charakter einer Breccie. Nicht allzu große, gar nicht gerundete Stücke sind zu einer kompakten, splitterigen Masse verbunden. Größere Blöcke kommen nur ganz vereinzelt vor. Das Material der einzelnen Stücke wie des Zementierungsmittels ist ausschließlich Hochstegenkalk. Eine ausgesprochene Schichtung oder Bankung kann nicht festgestellt werden.

Der Aufschluß in dem erwähnten Bachgraben liegt unmittelbar unter der ziemlich scharfen Kante des Muldenbodens, die in 2060 m verläuft (vgl. Querschnitt 2 in Abb. 2). Das Rünsal ist in die Breccie eingeschnitten, mehrere losgelöste Blöcke liegen in seinem Bett. Die Fläche des Muldenbodens zieht, sich zu einer Leiste im Steilabfall des Kreuzjochrückens verschmälernd, leicht ansteigend gegen S. Unmittelbar unter ihrer Kante finden sich noch eine Reihe von Aufschlüssen, z. T. in Form kleiner Steilwändchen, bis nahezu an die Falllinie des Kontakts mit dem gewachsenen Fels, zuletzt in einer Höhe von rund 2100 m. Wenn auch der darunter folgende Steilhang so wie die Leistenfläche und der darüber folgende Hang des Kreuzjochrückens von einer mehr oder minder mächtigen Verwitterungs- und Vegetationsdecke überkleidet ist, die nirgends — abgesehen von den Breccienaufschlüssen — anstehendes Gestein zutage treten lassen, so erlaubt doch das weit verfolgbare Auftreten eines deutlichen Quellhorizontes unmittelbar unter der Reihe der Breccienausbisse den Schluß zu ziehen, daß damit die untere Grenze der verfestigten Schuttmasse erreicht und markiert ist. Sie erreicht somit an der Wurzel des Kreuzjochrückens die beachtenswerte Mächtigkeit von 140 m und ist dort auch an zahlreichen Stellen bis hinauf zur Höhe des Rückens aufgeschlossen, wo auch die Verhältnisse am Kontakt selbst bloßgelegt sind. Die Breccie ist auch hier von der beschriebenen Art.

Die Oberfläche des Kreuzjochrückens, die an der tiefsten Stelle (2173 m) nur etwa 120 m breit ist, sich dann auf 250 m erweitert und dann neuerdings — durch den Angriff des Loschbodentals — etwas verschmälert, greift über den Kontakt etwas auf den Hochstegenkalk über, um sich dann erst (aus 2240 m) rasch zur Langen Wand aufzuschwingen. Sie zeigt an der breitesten Stelle eine deutliche Längsmulde.

die dadurch gebildet erscheint, daß sich hier der allgemein leicht nach W geneigten Oberfläche die im Sinne des Einfallens der Bankung gegen NO geneigte Rückenfläche des Konglomerats der Loschbodenumrahmung gegenüberstellt. Im Vergleich zu dem sanften Übergang des Kreuzjochrückens in die Fläche der Gelegalm erscheint der Abfall gegen das Elstal, weniger gegen die bereits mehrfach erwähnte Mulde unter dem Kreuzjoch, als überaus steil.

Unser Untersuchungsbefund erlaubt ohne weiteres folgende Feststellungen:

Der Kreuzjochschutt stellt sich als Rest einer einst viel ausgedehnteren Schuttauflhäufung dar. Denn er wird zum Großteil von sicheren Erosionsflächen begrenzt und seine Ablagerung ist unter den heutigen Geländebedingungen nicht denkbar.

Seine Ablagerung ist älter als die Ausbildung der Elsalmoberfläche, d. h. der mittleren der oben festgestellten drei Taleintiefungen, während sein Verhältnis zur obersten, der Gelegalmoberfläche, nicht ohne weiteres klarzustellen ist.

Der Kreuzjochschutt läßt zwei Ausbildungen erkennen, von denen die brecciöse und ungebankte die tiefsten und hangnächsten Lagen einnimmt, während die konglomeratige und gut gebankte für die hangferneren und höheren, kurz mehr zentralen Lagen charakteristisch zu sein scheint. Dies könnte als Abbild eines entstehenden Wildbachtobels erklärt werden, indem ausbrechende Hangpartien das Tal zunächst mit eckigem Hangschutt auskleiden, worüber das sich entwickelnde Wildwassergerinne mehr und mehr gerundetes Material breitet. Dafür würde auch sprechen, daß in den brecciösen Teilen ausschließlich der zunächst anstehende Hochstegenkalk, in den konglomeratigen dagegen auch viel Gneismaterial enthalten ist, das erst weiter bergwärts ansteht.

Doch ist bei dem Mangel an entscheidenden Aufschlüssen, die auf beiden Abhängen des Rückens in größerer Nähe des Dettensjoches liegen müßten, auch die Auffassung möglich, daß Elstal-Breccie und Loschboden-Konglomerat zwei verschiedenen, nebeneinander abgelagerten und zusammengewachsenen Bildungen angehören. Dafür würde die Längsmulde der Oberfläche des Kreuzjochrückens sprechen, die dann als ursprüngliche oder durch Erosion vertiefte Mulde der Zusammenwachsnaht anzusehen wäre.

Die Herkunft des Schuttes ist einerseits durch die Nordostneigung der Konglomeratbänke, andererseits durch die Art des Materials eindeutig zu bestimmen. Er ist von S, aus dem Gebiete beiderseits der Langen Wand, hergebracht worden.

Es erhebt sich nun eine Reihe von Fragen:

1. Wie verläuft die Fläche, auf welche der Schutt abgelagert wurde?
2. Wie verhält sich diese Fläche zu den in unserem Gebiet festgestellten Oberflächensystem, vor allem der Gelegalmfläche? Und wie ist das morphologische Bild der Gegend für jene Zeitepoche zu rekonstruieren? Wo verlief die Wasserscheide zwischen Elstal und dem Vorläufer des Loschbodentales?

3. Welches Alter ist dem Kreuzjochschutt demzufolge zuzuschreiben? Eine Frage, deren Beantwortung freilich nur durch weitere Umschau im

Tuxer Gebiet und Versuch einer Datierung von dessen Oberflächensystemen möglich ist.

4. Welche Ursachen können für die gewaltige Schuttablagerung wahrscheinlich gemacht werden?

Wir konnten auf der Elstalseite das Ausstreichen der Auflagerungsfläche an Hand eines Quellhorizontes verfolgen. Sie tritt an dem erwähnten Bachgraben in etwa 2050 *m* aus dem Kreuzjochhang aus und hebt sich auf 2090 *m* unter der Langen Wand. Sie liegt etwa zehn Meter tiefer als der Boden der mehrfach erwähnten Mulde und der davon abzweigenden Leiste. Die Grenzfläche des anstehenden Felsens gegenüber dem Schutt unter der Langen Wand ist außerordentlich steil, viel steiler als der darüber aufragende Hang, nur wenig flacher als das Einfallen des Hochstegenkalkes.

Auf der Loschbodenseite liegt das tiefste Vorkommen in wenig über 2150 *m*, 60 *m* über dem Boden des Talendes. Fels ist nirgends aufgeschlossen. Nur der südliche Rahmen des Talrundes gehört bereits dem Hochstegenkalk an, welcher hier über einer Steilwand einen flachen Absatz bildet, der von 2140 *m* in flachen Stufen gegen die 2240 *m* Kante ansteigt. Auch gegen die Gelegalmfläche hin findet sich kein einziger Aufschluß. Wir sind daher über den Verlauf der Auflagerungsfläche auf der Loschbodenseite ganz auf Vermutungen angewiesen.

Das Nordostfallen des Konglomerates legt den Schluß nahe, daß sich auch die Auflagerungsfläche gegen NO senke, eine Vermutung, die bestärkt wird durch die Wahrscheinlichkeit, daß sich das Elstal ehemals weiter nach SW erstreckte.

Es wäre jedoch nicht ausgeschlossen, daß sich unter dem heuligen, von Schutt aufgebauten Kreuzjochrücken auch ein Felsrücken verbirgt, der die alte Wasserscheide aus der Zeit der Ablagerung des Schuttes darstellt. Sie wäre dann von beiden Seiten her von Schutt verhüllt worden.

Das Verhältnis der Auflagerungsfläche zur obersten (der drei Oberflächensysteme des Gebietes) erhellt aus dem Befund an der Elsseite. Etwa 10 *m* unter deren Flächenresten streicht die Auflagerungsfläche aus. Sie muß also, wie immer ihre Fortsetzung im Leibe des Kreuzjochrückens zu denken ist — steiler als der Muldenboden kann sie nicht sein —, einem Oberflächensystem angehören, das unwesentlich oder gar nicht tiefer lag als jene. Und da diese zusammenzustellen ist mit der Gelegalmfläche, so erscheint auch das Verhältnis des Schuttes zu dem genannten Talbodenrest aufgeklärt. Die Fläche der Gelegalm hat als Rest der Auflagerungsfläche des Schuttes zu gelten.

Der Versuch einer gleichsinnigen Fortsetzung der wiederhergestellten ältesten Elstaloberfläche durch den Quellhorizont im Liegenden der Breccie und weiter durch den Kreuzjochrücken hindurch führt zu einer Höhe von 2130 *m* unter den Konglomeratabbrüchen. Bei einer Wendung nach S läßt sich die Gefällslinie über den erwähnten Felsabsatz in 2140 *m* gleichsinnig in den unteren Abschnitt des Langen Wandkars fortsetzen. Dieser gleiche Gefällsabschnitt des Langen Wandkars geht aber auch — etwas steiler — auf die Fläche der Gelegalm aus.

Es erheben sich im Gefolge dieser Feststellungen zwei Schwierigkeiten. Die eine liegt darin, daß dieselbe Oberfläche, die die Auflagerungsfläche für den Schutt gebildet hat, zugleich erosiv in die Schuttmasse eingreift. Denn sowohl bei dem Hang gegen die Fläche der Gelegalm wie bei dem Hintergehänge der bekannten Mulde kann es sich nicht um die natürliche Oberfläche der Schuttablagung, sondern nur um Erosionshänge handeln.

Die zweite Schwierigkeit liegt in der Zuordnung der Gelegalmfläche. Sie bezeugt für die Zeit der Ablagerung des Schuttes das Vorhandensein eines breiten Loschbodentales, ohne daß der sanfte Hang, der zum Schutrücken emporführt, Spuren einer Wasserscheide gegenüber dem damaligen Elstal gewahren läßt. Nimmt man aber an, daß sie erosiv entfernt worden sei, so steht man vor derselben nämlichen Tatsache des Zusammenfallens von Auflagerungsfläche und einer erosiv in den Schutt oder das Grundgerüst desselben eingreifenden Fläche.

Die Lösung kann nur sein, daß tatsächlich die aus irgendwelchen Gründen abgelagerten und später verfestigten Schuttmassen von dem gleichen Oberflächensystem aus erosiv angegriffen und in ihrer Ausdehnung stark beschränkt wurden.

Auf die Frage der Wasserscheide zwischen Loschboden und Els fällt dabei ebenfalls Licht. Falls die oben ausgesprochene Vermutung von der Zugehörigkeit der Schuttauflagerungsfläche unter dem Kreuzjochrücken zur älteren Elstaloberfläche richtig ist, hat man die Wasserscheide zur Zeit der Ablagerung etwa in der Verbindungslinie Dettensjoch (Südwestgipfel)—Mitterschneid (oder Rauchwand)—Roßkopf zu suchen. Sie kann nicht hoch oder irgendwie stark ausgeprägt gewesen sein, da man in ihr nur das Produkt des Einbruchs der direkten und kürzeren, nordwestlichen Entwässerung zum Tuxtal in den Oberlauf eines älteren, längeren, bis zum Höllensteinkamm zurückreichenden Elstales zu erblicken hat, die damals mindestens schon die Rinne des Höllensteinkars, vielleicht auch die des Mitterschneidkars an sich gerissen hatte. Man kann sich vorstellen, daß diese niedrige Wasserscheide vielleicht durch die mächtigen Schuttmassen überdeckt wurde und über sie hinweg später auch der Bach der Langen Wandkarrinne seinen Weg gegen NW hin nahm. Bei der Wiederzerschneidung der Schuttmassen hätte er dann beigetragen, auch die niedrige Wasserscheide zu beseitigen.

Schwerer vorstellbar ist die nicht grundsätzlich abweisbare Annahme, daß bereits zur Zeit der Ablagerung die Wasserscheide im Verlaufe des Kreuzjochrückens gelegen und nur von beiden Seiten her verschüttet worden sei. Auch für diesen Fall ist die Schlußfolgerung zwingend, daß auf die Ablagerung eine Erosionsperiode vom gleichen Niveau aus erfolgte.

Die Frage nach dem Alter des Kreuzjochschuttes kann nach den vorstehenden Überlegungen mit demselben Grade der Genauigkeit und Sicherheit beantwortet werden, der für die Datierung der Gelegalmoberfläche, bzw. ihrer Entsprechung im Tuxer System zur Verfügung steht.

Diese Oberfläche ist das oberste Talsystem, das im Tuxtal noch durchgehend verfolgt und wiedererschlossen werden kann. Sein Talboden liegt bei Mayrhofen in etwa 1700 m und steigt bis in die Gegend von

Hintertux auf etwa 2000 *m* an. Selbst in den Seitentälern sind voll-erhaltene Formen in größerer Ausdehnung nicht erhalten. Wohl aber finden sich fast in jedem Querprofil entsprechende Gefällsknicke; nicht selten sind es ausgedehnte Flächenreste: so etwa die Böden der Großkare des Tuxer Talschlusses in über 2100 *m* oder die weite Fläche der Lämmerbichlalm gegenüber dem Dettensjoch in über 1800 *m* oder der breite Absatz der Gschößwand über Mayrhofen in über 1750 *m*. Die Kante der zugehörigen Flächenreste ist meist die ausgeprägteste des ganzen Talquerschnittes. Die späteren, ineinandergeschachtelten Taleintiefungen heben sich durch die Steilheit ihrer Gehänge charakteristisch ab. Höhere Oberflächen sind in mannigfachen Resten vertreten, können jedoch nicht mehr mit der gleichen Sicherheit rekonstruiert werden.

Obzwar meine morphologischen Untersuchungen im Tuxer und Zillertaler Gebiet noch nicht abgeschlossen sind, kann doch kein Zweifel mehr darüber bestehen, daß die genannte Oberfläche jenem System ältester Verflachungen angehört, das Klebelsberg 1922 als altmiozän bezeichnet und auf Grund der damals vorhandenen Literatur über einen guten Teil der Ostalpen verfolgt hat. Spätere Arbeiten haben diese Altersbestimmung weiter gefestigt. Wenn nun auch dieses altmiozäne Oberflächensystem sich bei näherer Betrachtung in eine Mehrzahl von Flächensystemen auflöst und damit die zeitliche Einordnung jedes einzelnen zunächst wieder unsicher wird, so dürfte jedenfalls die Altersbezeichnung miozän schlechthin für die Gelegalmoberfläche zutreffend sein.

Daraus folgt, daß auch die Ablagerung des Kreuzjochschuttes in das Miozän zu stellen ist.

Damit ist nun aus dem Herzen der Zentralalpen, die seit Beginn der tertiären Alpenbildung ununterbrochen eine großartige Ausräumungslandschaft darstellen, ein Schuttrest bekanntgeworden aus einer Zeit, aus der man Ablagerungen innerhalb der Alpen bisher nur in den großen Beckenlandschaften vorgefunden hat, wenn auch ab und zu verstellt und sogar zu bedeutenden Höhen gehoben.<sup>1)</sup>

Durch einen Zufall, die Verlegung der Wasserscheide, ist dieser Schuttrest erhalten geblieben.

Anhangsweise möge noch kurz die Frage der Ursache einer so mächtigen Schuttablagerung in so großer Nähe des Talursprungs gestreift sein. Eine Möglichkeit der Erklärung liegt in der Annahme einer Klimaänderung, u. zw. einer Verminderung der Niederschläge, wobei die nachfolgende Erosionsphase bei unveränderter Erosionsbasis folgerichtig mit einer neuerlichen Vermehrung derselben zu begründen wäre.

Eine andere Möglichkeit ergibt sich bei Zuhilfenahme örtlicher Tektonik. Manche Momente sprechen für die Annahme einer Verwerfungslinie, die in WSW-ONO-Richtung ungefähr der nördlichen Begrenzung des Hochstegenkalkzuges entlang liefe. Im engeren Untersuchungsgebiet selbst ist es die außerordentliche Steilheit, mit der sich der Tuxer Kanm aus der vorgelagerten, niedrigeren und — zur Zeit der Gelegalmoberfläche — viel flacheren Landschaft des Dettens- und Kreuzjoches erhebt. Insbesondere

<sup>1)</sup> Vgl. Hermann Böcher, Untermiozän am Seckauer Zinken (in 2389 *m*). Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1926, S. 216 f.

zeichnet sich die Begrenzungsfläche des Schuttes am Fuße der Langen Wand durch ihre Steilheit aus, die zu der Breite und Flachheit des zugeordneten Talbodens in gewissem Gegensatz steht.

Weiters sei auf die in derselben Linie liegende 200—250 *m* hohe Wandstufe hingewiesen, die den oberen Boden des Seekars von dem zugehörigen Ursprungskar trennt, das in die Felsflanke des Grünbergkopfes eingefressen ist (vgl. Abb. 2). Da diese Wand auch die das Seekar beiderseits einfassenden Rücken abschneidet, drängt sich der Eindruck auf, als sei dieses Hochkar die natürliche hintere Fortsetzung des Seekarales und nur an einer Verwerfung zugleich mit dem gesamten Tuxer Kamm um den entsprechenden Betrag emporgehoben. Es wäre sonst (bei Ablehnung der Theorie rein glazialer Karbildung) nur als Rest einer älteren, rund 200 *m* höheren, vollständig zerstörten Oberfläche anzusprechen. Die Zuerkennung solch hohen Alters widerstrebt mir jedoch bei einer so engräumigen und ungünstig gelegenen Form.

Weit ausgeprägtere und ausgedehntere Talreste in gleicher relativer Höhenlage haben wir jedoch in den bei der Beschreibung der Kare erwähnten flachen obersten Karböden. Über ihre heutige Kante in rund 2450 *m* hinaus fortgesetzt, würden sie in rund 2350 *m*, 200—250 *m* über den wiederhergestellten Karmündungen der Gelegalmoberfläche ausmünden. Man hat die Wahl, sie einer um so viel höheren älteren Oberfläche zuzurechnen oder aber sie als die um den gleichen genannten Betrag gehobenen oberen Enden ehemals auf die Gelegalmoberfläche ausmündender Täler aufzufassen.

Es ist im Tuxtal in der Tat eine höhere Oberfläche wahrscheinlich zu machen, der unter anderem die Penkenberggipffläche und die Flächen des Tuxer Jochs zuzurechnen sind. Bei diesen Resten haben wir es jedoch kaum jemals mit wirklichen Talstücken, noch dazu mit so verhältnismäßig engen wie hier zu tun.

Überdies wird die erste Annahme auch durch folgende Überlegung erschwert: Das in die Kare hinein fortgesetzte Gelegalmniveau verschneidet sich mit dem höheren in 2450 *m*. Dieser Gefällsabschnitt der Kare muß also vor der Schuttablagerung in ganz ähnlicher Art bereits bestanden haben. Wo sind aber dann die Materialmassen hergekommen, aus denen die weit über 100 *m* mächtige Schuttaufstauung gebildet wurde, wenn die beiden Karstockwerke bereits im wesentlichen bestanden haben. Ein so gewaltiger Schuttaufstau ist unter solchen Verhältnissen kaum denkbar.

Ganz anders bei Annahme einer Verwerfung. Hier ist gleichzeitig mit der Heraushebung ein Abbrechen der nächsten Wandpartien anzunehmen: das ist die ausschließlich aus Hochstegenkalk bestehende Breccie am Kontakt mit dem Fels und in den tiefsten Partien der Schuttmasse. Dann beginnt der Gefällsausgleich in einer Rinne zurückzugreifen; dabei kann der Boden dieser Rinne nicht tiefer zu liegen kommen als die Oberfläche der gewaltigen Schuttablagerung davor. Ein Rest dieser Zwischenform sind die seitlichen Leisten der Elskare, deren rekonstruierter Boden genau auf die Oberfläche des Kreuzjochrückens ausgeht. Schließlich siegt wieder die Erosion über die Schuttablagerung, von der alten Erosionsbasis aus wird durch Schutt und Fels ein verhältnismäßig ausgeglichenes Talprofil gelegt: die Gelegalmoberfläche, die, in die Kartäler emgreifend,

einen einheitlichen, nur durch spätere glaziale Überarbeitung leicht gestörten Schwung des Längsprofils bis zur 2450-*m*-Kante des gehobenen alten Talrestes erzeugt. Später greifen die Taleintiefungen jüngerer Phasen ein und erzeugen die heutigen Mündungsstufen der Kare.

Ein Blick über unser engeres Gebiet hinaus und in die geologische Literatur zeigt, daß die Annahme einer Verwerfung gerade in der von uns angenommenen Linie noch weitere Stützen erhalten kann, überdies auch nichts durchaus Neues darstellt.

Die Verfolgung unserer Linie gegen NO führt genau zum Brandberger Joch (2310 *m*), das unmittelbar am Fuße des Brandberger Kolms (2700 *m*) und genau an der Nordbegrenzung der Fortsetzung des Hochstegenkalkzuges liegt. Hier setzt der rund 2700 *m* hohe und weiterhin ansteigende Zillerkamm scharf ab gegen die niedrigere Berglandschaft des Torhelms (2450 *m*), Hochfelds (2350 *m*) und der Gerloser Steinwand (2166 *m*). Der Höhenunterschied beträgt rund 250 *m*.

Ein weiteres Verfolgen der Linie gegen O zeigt noch mehrere Beispiele dieses jähen Absinkens der hohen scharfen Zweigkämme der Reichenspitzgruppe zu niedrigen und zugleich flächigen Landschaften: Im Wimmerkamm beträgt der Höhenunterschied zwischen dem schroffen Kalkgipfel des Wechsels (2635 *m*) und dem breiten Rücken der Kirchs Spitze (2315 *m*) rund 300 *m*; der Schönachkamm fällt vom Wandkogel (2370 *m*) auf unter 2000 *m* herab; der Gerloskamm vom Steinkarkogel (2390 *m*), bzw. Wildkarkopf (2610 *m*) zum Roßkopf (2030 *m*) um 350 bis 600 *m*.

Der Gedanke an eine Mitwirkung tektonischer Kräfte bei der Herausarbeitung dieser auffallenden Höhenunterschiede ist rein aus morphologischen Gesichtspunkten heraus bereits der Bearbeiterin der Kitzbüheler Schieferalpen, Bettina Rinaldini,<sup>1)</sup> gekommen. Sie hat auch die Vermutung ausgesprochen, daß sich diese Linie gegen W in die Tuxer Alpen fortsetze.

Rinaldini führt auch die ältere geologische Literatur an, vor allem Löwl<sup>2)</sup> und Diener,<sup>3)</sup> deren Untersuchungen im Gebiet zwischen Mayrhofen und Krimml zur Annahme einer von Brüchen begrenzten Grabensenkung im Zuge des Pinzgaues und seiner westlichen Fortsetzung führten, in der die „Krimmler Schichten“ lägen, die als Äquivalent der Tuxer Marmor- und Grauwackenzone aufzufassen sind. Die südliche Begrenzung dieses Grabens wäre identisch mit unserer tektonischen Linie.

Hier sei auf diese Meinungen der älteren Geologen, die sich in dem einen Punkt der Annahme einer tektonischen Linie mit meinen begründeten Vermutungen decken, nur hingewiesen, ohne dazu irgendeine Stellung einzunehmen. In der neueren geologischen Literatur über die Tauern und vor allem das Tauernwestende spielt die Bruchtektonik

<sup>1)</sup> B. Rinaldini, Die Kitzbüheler Alpen, ostalpine Formenstudien. Abt. 2, Heft 3, 1923, S. 112, 113.

<sup>2)</sup> F. Löwl, Der Großvenediger. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 44. Bd., 1894, S. 518 ff.

<sup>3)</sup> C. Diener, Einige Bemerkungen über die stratigraphische Stellung der Krimmler Schichten und über den Tauerngraben im Oberpinzgau. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 50. Bd., 1900, S. 383 ff.



überhaupt keine Rolle, ohne daß daraus freilich auf ihr völliges Fehlen zu schließen wäre.

Die in Frage stehende Verwerfung verläuft bei Krimml nach Diener südlich des Hochstegenkalkzuges, am Brandberger Joch und am Kreuzjoch nördlich davon und streicht am Höllenstein bereits in den Schmittenbergzug hinein. Die morphologisch erschließbare Minimalsprunghöhe beträgt im Gerloskamm 400—600 *m*, am Brandberger Joch 250 *m*, in unserem Gebiet 200—250 *m*. Gegen das Tuxer Joch hin scheint die Verwerfung, wie schon Diener vermutet hatte, zu verschwinden, wiewohl man die Therme von Hintertux, die in derselben Linie liegt, noch mit ihr in Verbindung bringen könnte. Ihrem Alter nach ist sie wie der Kreuzjochschutt ins Miozän zu setzen.

(Eine überaus wichtige Unterstützung und z. T. Grundlage für meine Arbeit bildete der mir vom Hauptausschuß des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines gütigst für meine morphologischen Studien überlassene Schichtenplan der neuen Zillertaler Karte des Alpenvereines.)

# Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales.

Von **Otto Ampferer.**

Mit einem petrographischen Teil von **Wilhelm Hammer.**

(Mit 2 Tafeln und 36 Zeichnungen.)

Unter oberstem Lechtal wird hier im wesentlichen der vorarlbergische Anteil dieses Tales verstanden, der auch morphologisch von dem östlich angrenzenden tirolischen Anteil scharf geschieden erscheint. Diese Scheidung wird durch eine gewaltige Felsschlucht vollzogen, welche der Lech zwischen den Ortschaften Lech und Steeg durchströmt. Diese Felsschlucht hat eine Länge von zirka 12 km, also etwas mehr als der große Arlbergtunnel, welcher südlich davon die Gneise zwischen dem Kloster und Stanzer Tale durchstößt.

Das Gefälle des Lechs ist dabei innerhalb dieser Riesenschlucht ziemlich gut ausgeglichen und ohne Wasserfälle.

Es beträgt zwischen Lech und Steeg nur zirka 300 m.

Vergleicht man aber damit das Gefälle des Lechtales z. B. zwischen Steeg und Reutte, so erhält man auf einer Strecke von zirka 45 km nur noch ein Gefälle von 260 m.

Der Gegensatz zwischen dem flachen, breitsohligen und tief verschütteten Lechtal, dessen oberes Ende bei Steeg liegt, und der nun folgenden gewaltigen Klammstrecke ist außerordentlich scharf.

Durch diese wilde Schlucht erscheint das tirolische Lechtal gegen W zu förmlich abgeschlossen. Diese Abgeschlossenheit ist denn auch erst durch einen kühnen Straßenbau durchbrochen worden, auf dem heute ein lebhafter Autoverkehr Tirol und Vorarlberg verbindet.

Das Gebiet des vorarlbergischen obersten Lechtales, welches hier näher beschrieben werden soll, bedeutete eine empfindliche Lücke zwischen einer Reihe von geologischen Arbeiten der letzten Jahre.

Es sind dies meinerseits die Arbeiten:

Geologisches Gerüst der Lechtaler Alpen, 1913.

Bau der westlichen Lechtaler Alpen, 1914.

Geologische Erfahrungen beim Bau des Spullerseewerkes, 1925.

In Betracht kommen ferner die Arbeiten von:

H. Mylius: Die geologischen Verhältnisse des hinteren Bregenzer Waldes in den Quellgebieten der Breitach und der Bregenzer Ache bis südlich zum Lech, 1909.

A. Haas: Zum geologischen Bau der Umgebung des Formarinsees, 1909.

C. Haniel: Die geologischen Verhältnisse der Südabdachung des Allgäuer Hauptkammes vom Rauhgern bis zum Wilden, 1911.

H. Pontoppidan: Die geologischen Verhältnisse des Rappenalpentales sowie der Bergkette zwischen Breitach und Stillach, 1911.

Th. Benzinger: Zur Geologie des Quellengebietes der Bregenzer Ache, 1929, und endlich im W von J. Gubler: Études géologiques dans le Vorarlberg Central, 1927.

Ich versuche nun hier, diese störende Lücke in unseren Kenntnissen auszufüllen und so den Zusammenschluß dieser Arbeiten zu ermöglichen.

Ich beginne mit der Beschreibung im S und wähle die tiefe Furche des Flexenpasses zum Ausgang. Diese Furche, offenbar ein Rest eines älteren Talsystems, verläuft in nordsüdlicher Richtung und stellt so eine Verbindung zwischen dem obersten Lechtal und dem obersten Klosterthal her.

Die alte, wohl ausgerundete Talform ist nur mehr zwischen der Paßhöhe (1784 m) und der Hotelkolonie Zürs (1720 m) gut erhalten. Im S bricht die Furche in Steilwänden gegen den Talkeßel von Stuben hinab, im N ist dieselbe durch die Einlagerung von Bergstürzen und großen Moränenmassen grob verunstaltet.

Es ist sehr wahrscheinlich, daß die Talfurche des Flexenpasses seinerzeit mit der Talfurche des Arlbergpasses eng verbunden zu einem Talsystem gehörte.

Die Höhenlage der Paßscheidung, Flexenpaß = 1784 m, Arlberg = 1802 m, ist ganz entsprechend.

Außerdem ziehen sich vom Flexenpaß gegen den Arlbergpaß noch Reste von Gehängeleisten hin, welche eine ehemalige, ungefähr gleichsollige Verbindung der beiden alten Talfurchen wahrscheinlich machen.

Der Arlbergpaß ist aber morphologisch reicher ausgestattet als der Flexenpaß.

Am Arlberg ist z. B. noch eine zweite höhere Talrinne erhalten geblieben. Sie bildet heute die prächtige Terrasse der Albonaalpe, welche mit einer Kette von kleinen Seen geschmückt ist.

Diese Terrasse verläuft an der Südseite des Arlbergpasses und wird durch die Brunnenköpfe und Steilgehänge von der Paßfurche abgetrennt.

Die Albonaterrasse ist nicht eben, sondern sie steigt von W und von O in flachen Stufen zu einem Sattel auf, welcher zirka 1970 m hoch liegt und nicht aus anstehendem Fels, sondern aus Moränenwällen besteht. Diese Moränenwälle stammen von einem kleinen Gletscher ab, welcher aus der Karnische an der Westseite des Peischelkopfes (2414 m) auf die Albonaterrasse herabreichte und diese abriegelte.

Die Albonaterrasse findet auf der Ostseite der Arlbergfurche eine Fortsetzung in den Terrassenresten in der Umgebung des Maiensees. Hier erkennt man an der Südseite des Galzigg, daß es sich nicht nur um eine, sondern anscheinend um drei einander nahe gerückte Terrassen handelt.

Die unterste ist eine Talfurche, in welcher der Maiensee (1860 m) ruht. Höher treffen wir die Terrassen von Maienplatt (1928 m) und von Gampli (1999 m).

Der Gipfel des Galzigg (2195 m) trägt ebenfalls noch Reste von Verebnungen.

Zu beiden Seiten der Furche des Flexenpasses lassen sich auch noch höhere Terrassenreste und Gehängeleisten erkennen.

Besonders klar sind solche Verstufungen des sonst einheitlich abfallenden Berggehanges an dem Westgehänge des Trittkopfes (2722 m) gegen den Talkessel von Stuben zu beobachten. Zunächst ist eine Stufe in der Höhe des Flexenpasses, 1780 m, dann eine weitere bei 1820 m vorhanden.

Nun folgt eine Steilwandzone und darüber eine Stufe bei 2137 m. Auf dieser Stufe lagert ein kleiner Moränenwall.

Auch das gegenüberliegende Gelände der Arzberggruppe ist gegen den Flexenpaß herab reich gestuft.

Die Furche des Flexenpasses selbst erscheint, von der Höhe gesehen, wie eine relativ schmale Rinne in eine höhere, viel breitere Talmulde

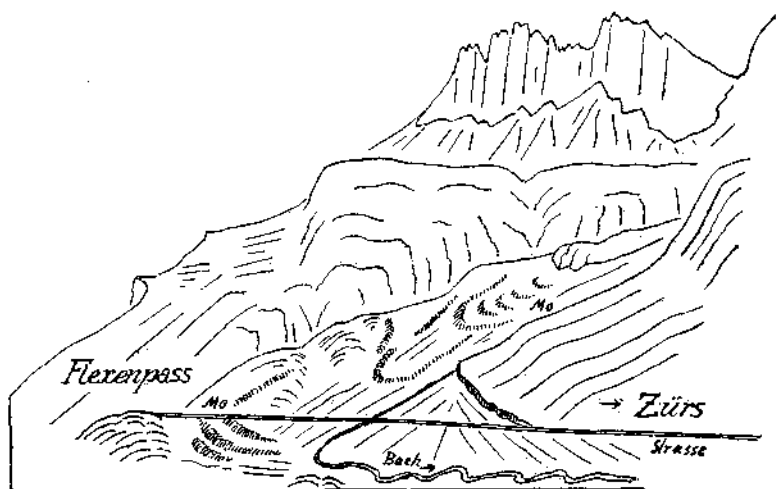


Fig. 1. Mo = Endmoränenwälle aus der Schlußeiszeit.

eingesenkt, in welche von O her das Pazieltal gleichsöhlig einmündete. Heute stürzt der Pazieltbach in einer wilden Klamm zirka 200 m tief in die Flexenpaßfurche hinab.

In der Arbeit über das geologische Gerüst der Lechtaler in der Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines vom Jahre 1913 sind auch einige Bilder enthalten, welche die Morphologie des Flexenpasses in den Hauptumrissen ganz gut erkennen lassen.

Während der Schlußeiszeit schoben sich von heiden Seiten her Gletscher in die tiefe Furche des Flexenpasses hinein, wo ihre Moränen eine ziemlich gute Aufbewahrung fanden.

Es sind dies auf der Westseite die Gletscher der Arzberggruppe (Fig. 1), der Hasenfluh (Fig. 12 und 13) und der große Gletscher aus dem Raum des Zürser Sees. Auf der Ostseite stiegen die Gletscher des Trittkopfes und der Pazieltgletscher in die Flexenpaßfurche herab.

Der Pazieltgletscher ist von allen diesen Gletschern der einzige, welcher heute noch als ein bescheidener Überrest an der Westseite der Valluga besteht.

Am Pazieltgletscher kann man die Entwicklung seiner Endmoränen besonders gut verfolgen.

Die Moränenwälle des heutigen Gletschers, der stark im Abschmelzen begriffen ist, bestehen aus einem unteren weiteren Bogen, in den ein höherer kleinerer eingebaut erscheint. Der untere Wall endet bei 2434 *m* auf einer abgeschliffenen Stufe von Dachsteinkalk, während das Ende des oberen Walles bei 2468 *m* liegt.

Steigen wir nun vom Ende des heutigen Pazieltgletschers in das Pazieltal hinab, so treffen wir erst bei der Pazieltalpe (1949 *m*) auf eine tiefere Endmoränenzone. Sie ist sehr deutlich ausgebildet und besteht aus sechs größeren, in der Richtung des Tales angeordneten Moränenwällen. Diese Endmoränenzone liegt also zirka 500 *m* tiefer und zirka 2 *km* nördlich von dem heutigen Ende des Pazieltgletschers.

Um die nächsttiefere Endmoräne des Pazieltgletschers aufzufinden, müssen wir bereits in die Furche des Flexenpasses hinabsteigen. Das Pazieltal mündet mit einer Steilstufe in die Flexenpaßfurche, in welche der Pazieltbach eine tiefe Klamm eingesägt hat. Zu beiden Seiten dieser Klamm stellen sich nun wieder Moränenwälle ein, welche zu einem einstigen Pazieltferner gehören. Man kann dies unmittelbar aus der Zusammensetzung der Moränen erkennen, welche ziemlich häufig Stücke des charakteristischen vererzten Muschelkalks von der Krabachjochdecke enthalten. Diese Endmoränen reichen bis zirka 1660 *m*, also noch um zirka 300 *m* tiefer herab. Es ist aber ziemlich wahrscheinlich, daß auch dies noch nicht der tiefste Stand des Pazieltgletschers in der Schlußeiszeit war. Jedenfalls aber war es das Ende seiner vollen Selbständigkeit.

Bei einer größeren Ausdehnung nach N mußte sich der Pazieltgletscher mit dem Gletscher aus dem Hochraum des Zürser Sees vereinigen.

Dies ist wahrscheinlich auch geschehen, und die gewaltigen Moränenmassen zu beiden Seiten der Schlucht des Zürser Baches unmittelbar bei Lech stellen wohl die gemeinsame Endmoräne dieser beiden Eisströme dar. Es kann dies aber nur von dem oberen Teil der mächtigen Moränenmassen gelten, denn ein unterer Teil derselben besteht aus fester, stark bearbeiteter Grundmoräne, welche durch die Führung von Melaphyrgeschieben ausgezeichnet ist. Dieser stark bearbeitete Teil dürfte wohl sicher eine Grundmoräne des alten Lechgletschers aus der Würmeiszeit vorstellen.

Diese Endmoränenzone reicht bei Lech bis zirka 1480 *m* herab.

Es sind also die Eismassen des Pazieltgletschers in der Schlußeiszeit um zirka 1000 *m* herabgestiegen und haben dann beim Rückzug zwei längere Haltstellungen bei 1660 *m* und 1950 *m* bezogen. Es ist von Interesse, damit die Moränenkette zu vergleichen, welche sich von der Südseite der Valluga bis ins Klostertal hinab verfolgen läßt.

Auch hier treffen wir zu oberst an der Valluga noch einen kleinen lebendigen Gletscher, den Schindlerferner, welcher bis zum Walfagehrojch (2549 *m*) herabreicht.

Einer mächtigen und reichgegliederten Endmoränenzone begegnen wir dann in der Umgebung der Ulmer Hütte (2285 *m*).

Im Norden schließen hier die Endmoränen im Walfagehrkar an.

Eine weitere Endmoräne stellt sich dann unterhalb der Walfagehralpe ein. Die langausgezogenen Seitenwälle dieser Endmoräne reichen von der Walfagehralpe (1968 *m*) fast bis Rauz (1628 *m*) an der Arlbergstraße herab.

Das Ende dieses Walfagehrgletschers dürfte aber erst im Klostertale zwischen Stuben und Langen zu suchen sein.

Hier findet sich eine gewaltige Anhäufung von Moränenmaterial, das früher mittels Spülverfahrens zur Schottergewinnung für die Arlbergbahn abgebaut wurde.

Diese große Moränenmasse steht in einer Höhe von 1273 bis 1352 *m* an.

Sie besitzt äußerlich nicht mehr die deutliche Form einer Endmoräne, weil dieselbe offenbar von dem starken Bach sowie vor allem durch den mächtigen Schuttkegel überwältigt wurde, der hier von der zerrissenen Südwand der Grubenkarspitze herabzieht.

Die unterste Endmoräne des Schindler-Walfagehrgletschers ist also fast um 1300 *m* tiefer als das heutige Gletscherende zu suchen.

Es fällt auch hier wieder auf, daß der Nordgletscher der Valluga nur um zirka 1000 *m*, der Südgletscher dagegen um zirka 1300 *m* herabgestiegen ist.

Dabei ist die Horizontalentfernung der Endmoräne des Pazieltgletschers mit zirka 8 *km* größer als jene des Schindler-Walfagehrgletschers mit zirka 7 *km*. Der Walfagehrgletscher hat sich zur Zeit seiner Maximalausdehnung in der Schlußzeit in dem Kessel von Stuben auch mit den Gletschern vom Trittkopf und jenen der Arzberggruppe vereinigt.

Ausgezeichnet klare Moränentestamente finden wir auch in der Umgebung von Lech, z. B. im Walkersbachtal, und dann im ganzen Umkreis der Roten Wand.

Das Walkersbachtal entspringt an der Nordseite der Rüfispitze. Hier liegt in der Karstufe des Ochsengümpfe oberhalb von 2200 *m* ein prächtiger großer Moränenwall. Darunter bildet das Tal eine mächtige Felsstufe, über welche der Bach in Wasserfällen niederstürzt.

Unterhalb von dieser Steilstufe erscheint das Tal dann tief verschüttet. Hier stellen sich nun bei der Tähalpe bei zirka 1650 *m* wieder deutliche Endmoränen ein.

Am Talausgang aber treffen wir noch weit mächtigere Moränen, welche sich von etwa 1560 *m* bis zur Lechklamm zwischen Unter- und Oberstubenbach bei 1540 *m* hinabziehen.

Die großartigste Moränenausstrahlung aber fand in der Schlußzeit im obersten Lechtal von der Roten Wand aus statt.

Die Rote Wand trägt noch heute an der Nordseite einen kleinen Gletscher.

Von dem mächtigen Kar unter ihrer hohen Südwand ziehen sich schön geschwungene Moränenwälle bis zur Formarinalpe (1874 *m*) und zur Quelle des Lechs herab. Wandern wir weiter talab, so entdecken wir langgestreckte Moränenwälle zwischen 1710—1636 *m*. Noch weiter

talab begegnen wir großen Endmoränen unterhalb der Tannleger Alpe (1628 m).

Das Becken des Formarinsees muß auch noch in der Schlußzeit ganz mit Eis erfüllt gewesen sein.

Wir treffen nämlich an der Südseite des Seebeckens auf der Felschwelle der Freiburger Hütte Blockmoränen mit den Lias- und Oberjuragesteinen der Roten Wand. Der Rote-Wand-Gletscher ist also hier zum Überfließen aus dem Bereich des Lechtales in den Steilhang des Klostertales gekommen.

Von der Nordseite der Roten Wand sind mächtige Eisströme zur Klesenzaalpe und ins große Walsertal gegen Buchboden zu vorgeschoben worden.

Aus dem Kar zwischen Rothorn und Roter Wand drang das Eis über die obere und untere Lagutzalpe gegen das Marultal vor. Alle diese Moränenwälle der Schlußzeit sind im Bereiche des obersten Lechtales in der Form von Blockmoränen mit meist nur geringfügig entwickelten Grundmoränen ausgebildet.

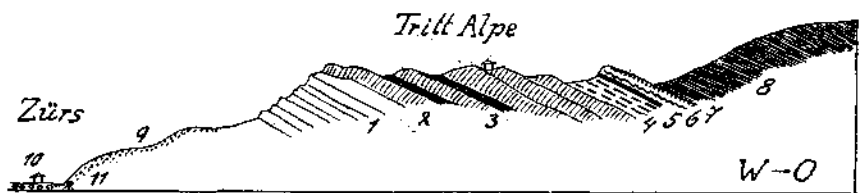


Fig. 2. 1 = Hauptdolomit und Plattenkalk. 2 = Dickbankige Kalklagen. 3 = Kössener Schichten — schwarze Mergel und Kalklagen mit Lumschollen. 4 = Oberrätalkalke. 5 = Wenig mächtige Fleckenmergel. 6 = Streifig rote Mergel und knollige Kalke = Tithon, gehen nach oben in graue Kalke mit Hornsteinen über. 7 = Braungraue, rauchsandige Kalke mit Stückchen von Kalk und Hornsteinen, spätige, sandige Kalke. Auf den Abwitterungsfächen nicht selten kleine, blauschwarze Fischzähne. 8 = Kreideschiefer. 9 = Moränen. 10 = Lechschotter. 11 = Quelle.

Deutliche, stark bearbeitete Grundmoräne habe ich am Weg von der Tannleger Alpe zur Formarinalpe getroffen. Sie liegt hier in dem Zwischenraum zwischen zwei Zonen von Blockendmoränen.

Möglicherweise stammt diese Grundmoräne noch aus der Zeit der Würnvergletscherung. Sicher muß als ein Vermächtnis der Großvergletscherung jene seltsame Oase von kristallinen Geröllen und Blöcken angesehen werden, welche ich vor Jahren etwas über einen Kilometer östlich von der Tannleger Alpe am Nordhang des Schafberges entdeckt habe.

Gewaltige Massen von stark bearbeiteter Grundmoräne sind dann in der Umgebung von Lech erhalten. Sie führen vielfach Geschiebe von Melaphyr, doch kein Kristallin.

Nördlich von Lech überkleiden solche Grundmoränen das ganze Gehänge bis zur Kammhöhe, also auf eine Höhe von zirka 400 m.

Sie sind wohl ebenfalls von der letzten Großvergletscherung abzuleiten.

Nach diesen kurzen Bemerkungen über die Morphologie und Glazialgeologie des obersten Lechtales gehe ich nun zur Beschreibung seines Grundgebirges über.

Es ist schon seit meiner ersten Arbeit über das Gebiet des Flexenpasses bekannt, daß der Jura hier eine etwas abweichende Entwicklung zeigt und außerdem die Kreideschiefer darüber in deutlicher Transgression sich ausbreiten.

Einige genauere Angaben sind dann noch aus dem Nachlaß von R. Folgner in den Verhandlungen des Jahres 1917 veröffentlicht worden. Ein gutes Bild der Kreidetransgression ist in der Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines vom Jahre 1913 veröffentlicht. Die Erfahrungen des Sommers 1929 haben diese früheren Ergebnisse bestätigt, zugleich aber eine weitere neue Transgression aufgedeckt. Über das Profil vom Hauptdolomit bis in die Kreideschiefer hinein kann man sich am bequemsten an dem Weg unterrichten, welcher von Zürs über die Trittalpe ins Pazieltal und weiter dann zur Stuttgarter Hütte am Krabachjoch emporführt.

Fig. 2 verzeichnet die hier gleich oberhalb von Zürs beginnenden Aufschlüsse.

An diesem Profil fällt schon die geringe Mächtigkeit der Fleckenmergel auf, welche sonst in den benachbarten Lechtaler und Allgäuer Alpen eine so große Mächtigkeit einnehmen.

Es gibt aber in der Umgebung des Flexenpasses sogar Profile, wo die Fleckenmergel ganz fehlen und die Tithonkalke sich unmittelbar auf die Oberrätkalke legen.

Eine solche Stelle führt uns das Profil Fig. 3 vor Augen, das von Zürs gegen W zum Zürser See und zum Madlochsattel emporgezogen ist.

Hier sieht man deutlich, wie offenbar eine alte Erhebung von den transgressiv auftretenden Tithonkalken überschritten worden ist.

Die Tithonkalke zeigen an dieser Stelle auch eine Entwicklung mit viel reicherer Einschaltung von Breccien.

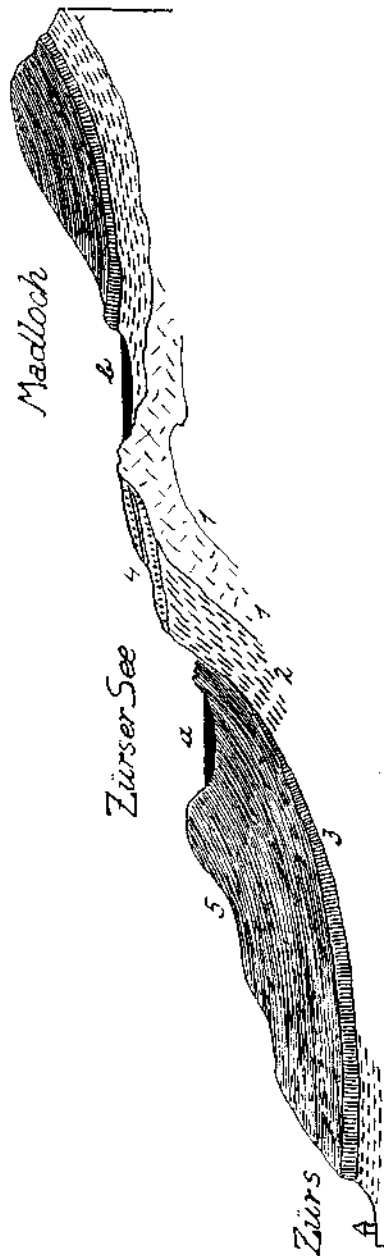


Fig. 3. 1 = Oberrätkalke. 2 = Hornsteinreiche Fleckenmergel. 3 = rote Breccien mit Belemniten, Krinoiden. 4 = Kreideschiefer. a = Becken des Zürser Sees. b = Vorlandetes Seebecken. 5 = Hornsteinreiche Fleckenmergel. nach an Hornsteinen, feinere rote Breccien in Hornsteinen, feinere rote Breccien in Hornsteinen.



Es ist nun von hohem Interesse, zu sehen, daß die alte Schwelle an der Westseite des Zürser Sees, welche in Fig. 3 dargestellt erscheint, nur ein Ausläufer jener viel höher aufragenden Schwelle ist, welche sich zwischen Hasenfluh und dem Becken des Spullerseees erhebt.

Ich habe einen Querschnitt durch diese merkwürdige alte Schwelle bereits in der Arbeit über das Spullerseeewerk in diesem Jahrbuch 1925 auf S. 381 veröffentlicht.

Die damals nur schematisch gezeichnete Figur der Hasenfluh kann nunmehr durch die genauere Abbildung der hier folgenden Fig. 15—16 ersetzt werden.

Aus diesem Profilschnitt von der Mulde des Flexenpasses zur Mulde des Spullerseees ergibt sich jedenfalls mit Sicherheit die Existenz einer alten Querfaltung, welche von der Transgression der Tithonkalke und später von der Transgression der Kreideschiefer wenigstens größtenteils überschritten wurde. Diese alte Querfaltung, deren Spuren sich auch noch im O des Flexenpasses verfolgen lassen, hatte eine nordsüdliche Streichrichtung. Diese Querrichtung ist auch innerhalb der alten Schwelle in der Roggal-Wildgruben-Wildgrätlisgrat-Gruppe ausgezeichnet erhalten. Bei der jüngeren Faltung mit ostwestlichen Achsen wurde die ältere Querfaltung natürlich z. T. überwältigt.

Dabei kam es zu mannigfachen Zerreißen. Das Endergebnis ist ein Falteubau mit recht großen inneren Unregelmäßigkeiten, wie ihn z. B. der Kamm zwischen Wildgrubenspitze und Omeshorn (Fig. 4) aufweist.

An diesem Profil erkennt man auch den ziemlich beträchtlichen Betrag der Erosion, welcher der Kreidetransgression vorangegangen war.

Die Kreidmulde des Madlochsattels schließt sich im S unmittelbar an die hornsteinreichen Fleckenmergel an, während sich im N noch die Tithonkalke darunter erhalten haben. Eine ganz merkwürdige Lagerung habe ich an dem Grat zwischen Oberer Wildgrubenspitze und Oberer Grätlisgratsspitze entdeckt.

Dieser Grat trägt, wie noch am Ende vom Profil Fig. 4 zu sehen ist, auf saiger aufgestellten Platten von Hauptdolomit an zwei Stellen schwarze Schiefer.

Ich vermute, daß diese Schiefer zu der Kreide gehören und hier durch einen Zufall noch eine Spur der Kreidetransgression über die Gipfel der Wildgrubenspitze erhalten geblieben ist.

Es ist dies eine geradezu prachtvolle Illustration der Bedeutung dieser alten Querfaltung, welche weder die Transgression des Tithons noch auch jene der Kreide einzuebnen vermochte.

Die Kreidetransgression ist auch an der Nordseite des Zürser Sees recht klar zu verfolgen. Hier finden wir nicht nur auf der Oberfläche der Tithonkalke wieder die feinen, gelblichgrauen Kalkbreccien mit den blauschwarzen, kleinen Fischzähnen, sondern auch, wie Fig. 5 lehrt, den ziemlich seltenen Fall einer Einschaltung von Basalbreccien in die Kreideschiefer.

Zu den merkwürdigsten tektonischen Gebilden in der Umgebung des Flexenpasses gehören die Reste von Tauchfalten, welche in den Kreideschiefern stecken.

Es sind dies vor allem die Gipfformen von Rockspitze und Hasenfluh. Mit der seltsamen Gestalt der Rockspitze habe ich mich bereits im Jahre 1914 zum erstenmal beschäftigt.

In der Arbeit über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen ist der Aufbau der Rockspitze in dem beiliegenden farbigen Profil bereits

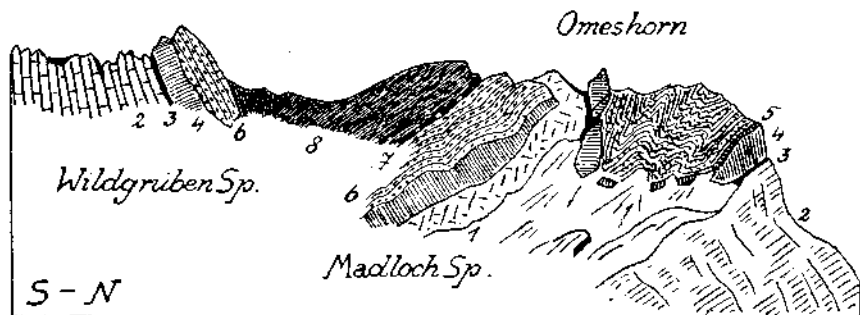


Fig. 4. 1 = Ungeschichteter Hauptdolomit. 2 = Geschichteter Hauptdolomit. 3 = Kössener Schichten. 4 = Oberrätalkalke. 5 = Bunte Liaskalke. 6 = Hornsteinreiche Fleckenmergel. 7 = Tithonkalke. 8 = Kreideschiefer.

richtig eingetragen. Ich habe aber damals den Zahn der Rockspitze noch nicht als Rest einer Tauchfalte, sondern als eine mitgeschleppte Schubscholle betrachtet.

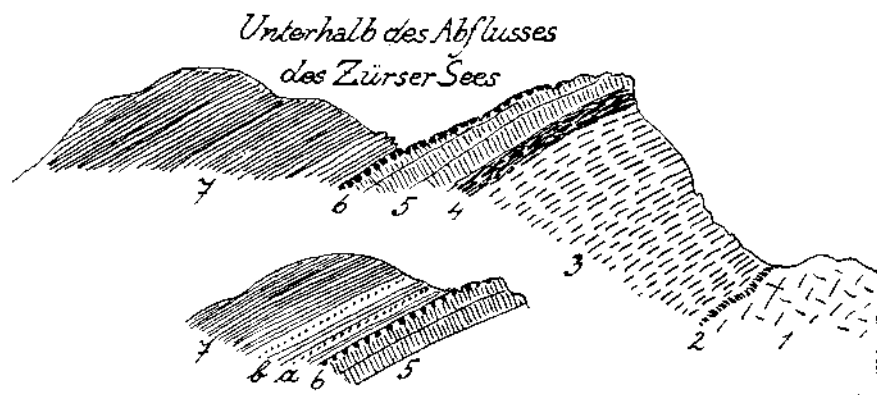


Fig. 5. 1 = Oberrätalkalke. 2 = Bunte Liaskalke. 3 = Hornsteinreiche Fleckenmergel. 4 = Rote schlürige Tithonkalke. 5 = Graue Tithonkalke. 6 = Feine, gelblichgraue Kalkbreccien mit schwarzen Fischzähnechen. 7 = Dunkle Kreideschiefer, unten Breccien.  $\alpha$  = gelblichgraue Kalkbreccien.  $\delta$  = Kreideschiefer.

Die Erkenntnis des Tauchdeckenbaues ist erst im Jahre 1925 bei der Untersuchung und Beschreibung des Spulleralpkopfes in der Arbeit über den Bau des Spullerseeewerkes veröffentlicht worden.

In dieser Arbeit ist auch bereits darauf hingewiesen, daß der Gipfel der Rockspitze ebenfalls als ein Rest einer Tauchfalte aufzufassen ist.

Der Gipfel der Rockspitze ragt allseitig frei aus den tief zurückgewitterten Kreideschiefern empor, wie die Profile und Ansichten von Fig. 6 und 7 zu erkennen geben.

Die Faltenstruktur ist lange nicht so schön wie am Spulleralpkopf erhalten, immerhin aber deutlich genug, um den Bautypus zu erkennen. Die besten Aufschlüsse bietet die Westseite gegen das Paziertal (Fig. 7).

Der Kern besteht aus hornsteinreichen Aptychenkalken, die außerordentlich stark verfaultet und verwalzt sind. So entsteht aus den sonst dünn-schichtigen Aptychenkalken durch die Verfaltung ein dicht verschweißtes Gestein, das in großen Blöcken bricht.

Eine weitere Eigentümlichkeit ist dann ein Rest einer grellroten Breccie, welchen ich nur an der Westseite des Gipfelturmes eingeschaltet fand.

Das Band der Oberrätikalke ist offenbar schon bei der heftigen Faltbiegung zerrissen und in Schollen aufgelöst worden.

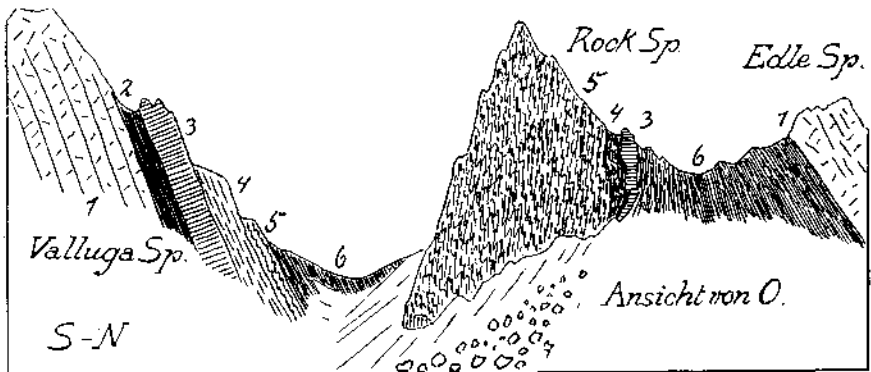


Fig. 6. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberrätikalke. 4 = Fleckenmergel. 5 = Aptychenkalk. 6 = Kreideschiefer. 7 = Bergsturzhalde aus 5.

Wenn man die tektonische Einfügung der Rockspitze näher betrachtet, so erkennt man unschwer, daß sich diese Tauchfalte ziemlich nahe an dem Südrand der Kreidemulde befindet. Trotzdem ist es nicht möglich, dieselbe etwa unmittelbar an die Schichten der Valluga anzuknüpfen. Da stehen zwei Hindernisse entgegen.

Einmal sind die grauen, hornsteinreichen Aptychenkalken der Rockspitze eine ziemlich verschiedene Fazies von den roten und grauen Tithonkalken der Valluga.

Dann zeigen die Tithonkalken der Valluga eine ruhige, wenig gestörte Lagerung und Struktur, wogegen die Aptychenkalken der Rockspitze auf das heftigste durchfaultet sind.

Eine derartige Durcharbeitung und Durchknetung ist aber wohl kaum auf der kurzen Distanz zwischen Valluga und Rockspitze möglich gewesen. Dieses Ausmaß von innerer Durchbewegung macht im Gegenteil eine längere Transportbahn wahrscheinlich.

Wir kommen also dazu, aus der heftigen Verknetung und Verfaltung der Aptychenkalken der Tauchdecke der Rockspitze auf einen Ferntransport derselben zu schließen.

Nun stehen wir aber an der Rockspitze nicht einmal mehr 3 km von dem Südrande der Arlberggneise entfernt.

Es ist also auf dem heutigen kalkalpinen Boden gewiß kein Raum mehr für die Ausbildung von so intensiv bearbeiteten Tauchfaltenkernen übrig.

Nun hat aber R. Staub bereits 1921 auf seinen Profilen durch die westlichen Ostalpen, welche der Geologie der Schweiz von A. Heim beigegeben sind, die Annahme zur Konstruktion benutzt, daß die Gneise der Ferwall- und Silvrettagruppe zwar etwas überkippt sind, im wesentlichen aber doch das normale Liegende der Lechtaler Alpen bilden.

Damit wäre also die südliche Fortsetzung der Lechtaler Alpen im Hangenden des Gneisgebirges zu suchen, wo aber die kalkalpine Hülle bekanntlich von der Erosion schon längst zerstört worden ist.

Die Störungen zwischen dem Südrande der Lechtaler Alpen und der Ferwallgruppe sind nun zwar nicht so unbedeutend, wie es R. Staub hinstellt, doch ist an einem ursprünglich normalen, sedimentären Verband der unteren Trias der Südseite der Lechtaler Alpen mit dem Gneisgebirge wohl nicht zu zweifeln.

Inmerhin sind hier z. B. im Verlauf des Stanzer Tales zwischen Landeck und Arlberg so gewaltige Abschrägungen ausgedehnter Schichtenmassen im Streichen vorhanden, daß man gewiß nicht von einer ungestörten Verbindung zwischen Kalkalpen und Kristallin reden kann.

Die mächtige Phyllitzone von Landeck, welche W. Hammer in diesem Jahrbuch 1919 beschrieben hat, keilt gegen den Arlberg zu vollständig aus.

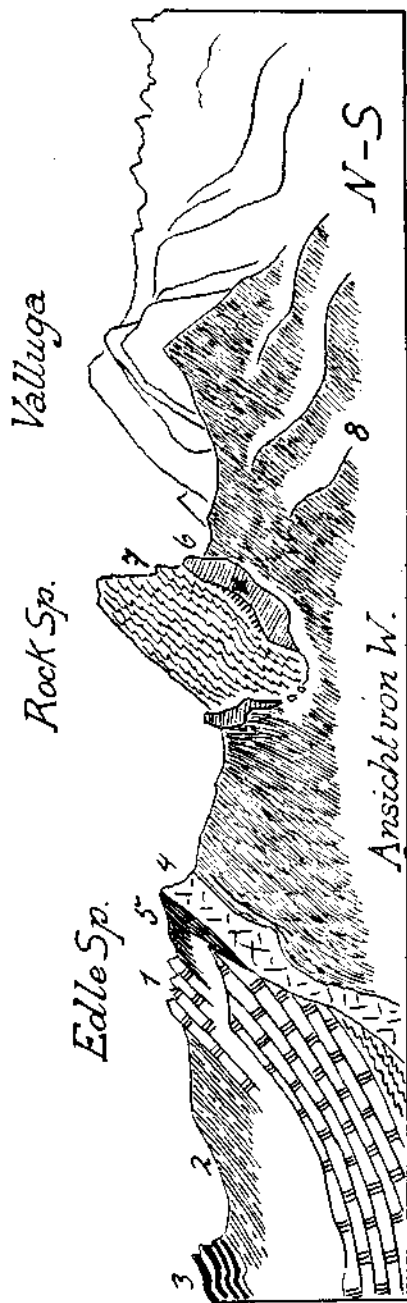


Fig. 7. 1 = Verezzter Muschelkalk mit reicher Hornsteinführung. 2 = Farnschiefer. 3 = Raubwacken der Raibler Schichten. 4 = Hauptdolomit. 5 = Küssener Schichten. 6 = Oberrätlike. 7 = Aptychenkalk, heftig verfallt und verwälzt. 8 = Kreideschiefer. X = Rote Breccie, vor allem kleinere und größere Brocken von Hauptdolomit mit einem grobkörnigen Kalkzement verbunden. Dasselbe Breccie findet sich auch an der Hasenföh.

Ein ähnliches tektonisches Schicksal erleidet auch die begleitende erzführende Zone von Verrucano und Buntsandstein. Diese Zone schwillt zwischen Pettneu und St. Jakob ganz gewaltig an und keilt dann westlich vom Arlbergpaß vollständig aus.

Dagegen läßt sich ein meist nur ganz schmales Band von graphitischen, feinblättrigen, stahlgrauen bis rötlichen Phylliten und Tonschiefern im Hangenden der Verrucanozone von Landeck bis in das Rätikongebirge verfolgen, wo diese Phyllite von den Schweizer Forschern (Gubler, Leutenegger) als Karbon bezeichnet worden sind. Diese Zone erscheint am ganzen Südrand der Lechtaler Alpen, u. zw. immer mit Verrucano und Buntsandsteinen eng verschuppt.

Diese wenigen Angaben mögen genügen, um die Behauptung zu unterstützen, daß hier zwar wohl ein ursprünglicher sedimentärer Verband zwischen Kristallin und Kalkalpen vorhanden war, daß derselbe aber in späterer Zeit sehr beträchtliche Störungen erlitten hat.

Diese Störungen sind einerseits sehr scharfe Abschrägungen von großen Schichtengruppen im Streichen, anderseits lebhafte Verschuppungen von alten Phylliten mit Verrucano-Buntsandstein und Rauhwaacken. Die starken Schichtenabschrägungen sprechen ebenfalls für bedeutendere Verschiebungen.

Man könnte daran denken, die Schichtenabschrägung des Quarzphyllits mit der Transgression des Verrucanos in Beziehung zu bringen.

Die Transgression des Verrucanos ist deutlich vorhanden. Nach der Schutzzusammensetzung der Verrucano Konglomerate und Breccien kann er aber nicht aus der Abtragung von Quarzphyllit entstanden sein. Es fehlen darin ja gerade Stücke von typischem Quarzphyllit, wogegen rote Tonschiefer reichlich vorhanden sind.

Außerdem ist die Zone des Verrucanos ja selbst ebenso scharf abgeschrägt wie jene des Quarzphyllits.

Man hat hier also ganz bestimmt eine rein tektonische Wirkung vor sich, die aber so ausgedehnt ist, daß man sie nicht einfach übergehen kann.

Es sind also, wie es ja von vornherein wahrscheinlich ist, zwischen Kalkalpen und Gneisgebirge hier namhafte Störungen vorhanden, und man kann nicht mit R. Staub die beiden Gebirgswelten ungestört verbunden denken.

Für die Ableitung unserer Tauchfaltenreste ergibt sich aber leider nur der Hinweis auf ein hohes, ehemals auf dem Gneisgebirge lagerndes Gebiet, von dem heute nichts mehr zu finden ist.

Ich habe schon in der Arbeit über das Spullerseewerk angegeben, daß sich auch noch weiter östlich von der Rockspitze ähnliche Reste von Tauchdecken in ganz derselben regionalen Einschaltung befinden.

Solche Reste liegen nordöstlich von der Leutkircher Hütte am Hirschepleiskopf und am Stanskogel. Sie bestehen aus Hornsteinkalken und vor allem wieder aus stark verfalteten Aptychenkalken.

Auch diese Faltenkerne stecken wieder in der Fortsetzung derselben Kreidemulde.

Wahrscheinlich gehört auch noch die kompliziert gebaute Gipfelmasse der Griesmattespitze östlich von der Ansbacher Hütte zu der-

selben tektonischen Reihe. Wir haben also nahe am Südrande der Lechtaler Alpen eine Kette von offenbar zusammengehörigen Tauchfaltenresten, welche sich vom Spulleralpkopf im W bis zu der Passeier Spitzengruppe im O, also auf eine Länge von zirka 27 km, ausdehnen.

Die Einpressung aller dieser Tauchfaltenkerne erfolgte in eine zusammenhängende Mulde von Kreideschiefern.

Heute sind die Tauchfaltenkerne durch die Eingriffe der Erosion bereits weit voneinander getrennt.

Sie stecken auch nur mehr vielleicht 200—400 m tief in der Kreidebasis und müssen infolgedessen bei ihrer hohen und ausgesetzten Lage schon in geologisch kurzer Zeit verschwinden. Die Abtragung der weichen Kreideschiefer, welche ihre Grundlage bilden, geht ja relativ sehr rasch vonstatten. Kehren wir nun wieder zum Profil der Rockspitze, Fig. 7, zurück, um ihre tektonische Einschaltung auch noch gegen oben hin zu prüfen. Der Faltenkern der Rockspitze wird an seiner Nordseite noch von etwa 250—300 m mächtigen Kreideschiefern überlagert. Es handelt sich natürlich wohl nur um eine Anschuppung und Vorschiebung der Kreideschiefer und keine eigentliche Überlagerung. Dann legt sich mit glatter Schubbahn die Schubmasse der Edlespitze (Erler Spitze) darüber, welche aus Hauptdolomit besteht, der noch streckenweise von Kössener Schichten, Oberrätalken und Aptychenkalen überlagert wird.

Diese prachtvoll aufgeschlossene Schubmasse, welche ich im Jahre 1914 auf dem farbigen Profile in diesem Jahrbuch abgebildet habe, ist durch eine sehr scharfe Abscherung des Hauptdolomits ausgezeichnet. Während der Hauptdolomit an der Südseite der Edlespitze nur eine Mächtigkeit von etwa 30 m besitzt und ungeschichtet und mylonitisch aussieht, erreicht derselbe am Nordwestende der Schubmasse an der Rüfspitze eine Mächtigkeit von zirka 300 m bei ausgesprochen deutlicher Schichtung.

Da sich im Hangenden dieser Hauptdolomitmasse die weichen Kössener Schichten in ziemlicher Ausdehnung erhalten haben, muß diese enorme Abscherung wohl ausschließlich auf Kosten der Basis der Schubmasse vor sich gegangen sein. Es handelt sich also wohl nicht um eine Auswälzung, sondern eher um eine Abschleifung oder Abscherung der unteren Teile des Schubkörpers.

Wir werden im Laufe dieser Untersuchung noch mehrere Beispiele von außerordentlich scharfen Abscherungen von Liegendteilen von Schubmassen im Bereiche des obersten Lechtales kennenlernen.

Auch diese mächtigen Abscherungen von unteren Teilen der Schubmassen beweisen, daß die Schubmassen ausgedehnte Wanderungen über unebenes Terrain vollzogen haben, wobei dieselben durch die Reibung teilweise sehr stark abgenutzt wurden.

Wie ich ebenfalls schon im Jahre 1914 beschrieben habe, wird die Schubmasse der Edlespitze noch von einer höheren und recht eigenartigen Schubmasse überlagert, für welche ich damals den Namen „Krabachjochdecke“ eingeführt habe.

Diese Schubmasse ist auf den beiliegenden Zeichnungen Fig. 8, 9, 10, 11 in einzelnen Teilen abgebildet. Fig. 8 zeigt die Lagerung dieser Schubmasse im Verhältnis zur Edlespitze und zum Krabachjoch, auf

welchem die Stuttgarter Hütte steht, welche einen Besuch dieser Gegend ungemein erleichtert. Die Krabachjochdecke besteht aus ziemlich mächtigem Muschelkalk, Partnachschiefern, sehr mächtigen Raibler Schichten und Hauptdolomit. Jüngere Schichten sind im Bereiche dieser Schubmasse, welche sich zwischen Paziell-, Krabach- und Almejurtal ausdehnt, nicht mehr erhalten. Die Krabachjochdecke nimmt dabei eine flachmuldenförmige Lage ein. Sie beherrscht dabei den schönen Bergkamm zwischen Krabach- und Almejurtal, welcher in der Kuglaspitze eine Höhe von 2675 m erreicht. Die Krabachjochdecke streicht von SW gegen NO. In dieser Richtung beträgt ihre Ausdehnung zirka 7 km, während ihre Breite durchschnittlich nur etwa 2 km ausmacht.

Auch die Krabachjochdecke ist von einer scharfen Abschrägung zugestutzt worden. Diese Abschrägung ist so bedeutend, daß wir z. B. auf der ganzen Nordwestseite des Deckenrestes reiche Profile von Muschelkalk, Partnachschiefern und Raibler Schichten antreffen, während

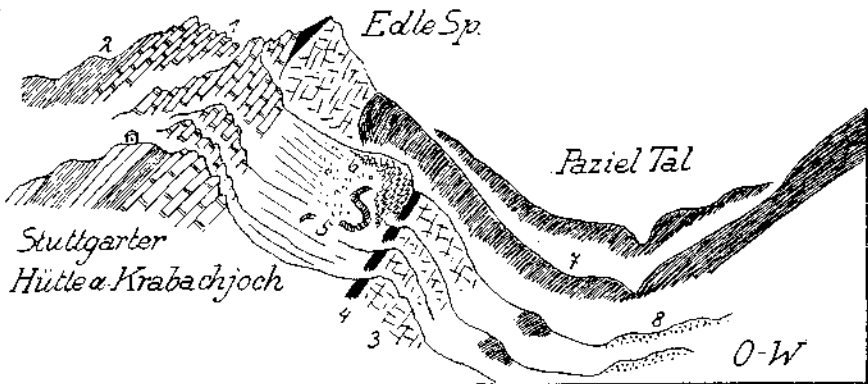


Fig. 8. 1 = Vererzter Muschelkalk. 2 = Partnachschiefer. 3 = Hauptdolomit. 4 = Kössener Schichten. 5 = Oberrätkalke. 6 = Aptychenkalke. 7 = Kröideschiefer. 8 = Endmoränen der Schlußeiszeit.

diese Schichten auf der Südostseite so ziemlich bis auf den hangenden Hauptdolomit abgeschert erscheinen.

Auch hier ist diese enorme Abschrägung nicht die Folge von Auswälzung, sondern die einer Abschleifung oder Abscherung.

Der Beweis dafür liegt in der sehr guten Erhaltung der reichgegliederten und teilweise auch fossilreichen Ablagerungen unmittelbar neben den gewaltigen Abscherungen.

Die Profile Fig. 9 und Fig. 10 sollen über den Aufbau der Muschelkalk-Partnach-Raibler Schichten genauer unterrichten.

Auffallend ist der Reichtum an Eisen in den unteren Teilen des Muschelkalks, welcher wahrscheinlich auch die Veranlassung für die Benennung Edlespitze (nicht Erler Spitze) gewesen ist. Auch für Almejurtal ist in früherer Zeit die Bezeichnung Edietal gebräuchlich gewesen, was ebenfalls mit dem hier umgegangenen Bergbau zusammenhängt. Neben dem Reichtum an Eisenerzen, denen nach Angabe von Prof. Dr. Petrascheck jede Spur von Zink fehlt, erscheint der Muschelkalk

außerordentlich reich mit verschiedenartigen Formen von Hornsteinen ausgestattet.

Zum Teil tritt der Hornsteingehalt in wilden, zackigen Wucherungen, zum Teil in Knollen und Knauern auf.

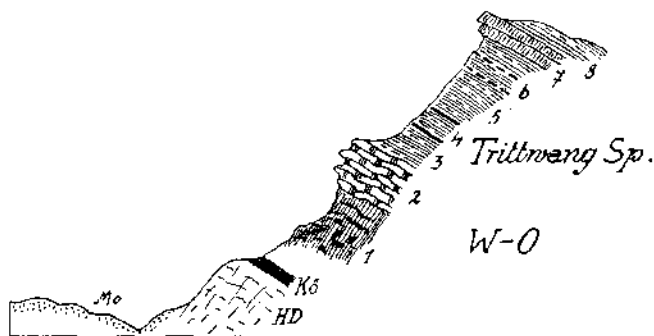


Fig. 9. 1 = Eisenolomit mit Lagern von Breunerit. 2 = Hornsteinknauerkalke. 3 = Feinblättrige, schwarze, metallisch glänzende Tonschiefer. 4 = Blaugraue Kalklagen. 5 = Schwarze Tonschiefer. 6 = Gelbe, harte Kalkknollen. 7 = Mächtigere Kalkbänke. 8 = Tonschiefer. HD = Hauptdolomit. K6 = Kössener Schichten. Mo = Endmoränen der Schlußzeit.

Die Hornsteinknauerkalke wechsellagern mit lichten, festen Dolomitbänken, mit dunkelgrauen, hornsteinreichen Dolomitlagen und mit hellen

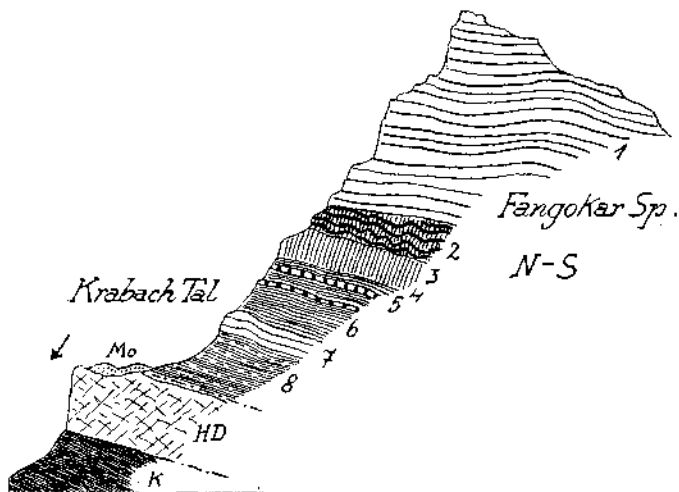


Fig. 10. 1 = Hauptdolomit. 2 = Graue, dolomitische Rauhwacken. 3 = Dicke Kalkbank. 4 = Mergellagen. 5 = Kalklagen - zwei gelblichgelbe Lagen - Mergel. In den gelb verwitternden Lagen reiche Fossilführung, Ostreen, Lamachellen, viele *Cidaris*-Stacheln, kleine Ammoniten. 6 = Lunzer Sandsteine und Tonschiefer. 7 = Graue, weißadrigte Kalke. 8 = Dunkle, blättrige Tonschiefer. HD = Hauptdolomit. K = Kreideschiefer. Mo = Endmoränenwäffe.

Kalken mit knorrigen Hornsteinen. Einzelne Lagen der Hornsteinknauerkalke sehen aus, als wären sie mit Blei ausgegossen.

In geringer Ausdehnung kommen auch typische Muschelkalk-Krinoidenkalke vor. Auf den Hornstein- und Dolomitlagen folgen dann die ebenfalls reichgegliederten Partnachschichten.



Die Partnachschiefer sind hier viel dunkler und meist dünnblättriger als die benachbarten Kreideschiefer. Sie enthalten ziemlich häufig gelbrindige, dunkle, muschelartig brechende Kalkknollen, dann blaugraue Kalke. Sie verwittern ungemein milde zu feinem, schwarzem Gehänge, das wie schwarze Schneehänge aussieht und auf dem man auch so weich wie auf Firm geht.

Die Kreideschiefer bilden einen viel härteren Boden und brechen in grauen, seidig glänzenden Platten, die einen hellen Farbenton besitzen.

So lassen sich die Partnachschiefer und die Kreideschiefer, die ja meistens ohne Fossilführung sind, auch in tektonisch komplizierten Gebieten ganz gut voneinander trennen.

Im Hangenden der Partnachschiefer treten stärkere Kalklagen, u. zw. graue, weißadrig Kalke, auf, welche man eventuell als eine Vertretung von Wettersteinkalk ansehen könnte. Sie sind aber nur von geringer Mächtigkeit und spielen in der Schichtenfolge keine wesentlichere Rolle.

Gleich darüber beginnt die Serie der Raibler Schichten, über deren Aufbau uns das Profil Fig. 10 unterrichten soll, das von der Nordseite der Fangokarspitze stammt.

Das auffallendste ist hier eine ziemlich reiche Fossilführung, welche durch kleine Formen und massenhaftes Vorkommen von Cidaritenstacheln an die Südtiroler Cassianer Schichten erinnert.

Im Verhältnis zu der benachbarten mächtigen Entwicklung der Raibler Schichten im Gebiete von Krieger- und Zuger Horn sind hier die Sandsteine viel geringer mächtig, auch die Rauhbacken treten bescheidener auf, und Gipslager scheinen ganz zu fehlen. Außerdem haben auch die Kalklagen der oberen Raibler Schichten lange nicht jene Mächtigkeit wie etwa am Krieger- und Zuger Horn.

Der Hauptdolomit im Hangenden der Raibler Schichten zeigt keine besonderen Merkmale.

Im Inneren der Krabachjochdecke lassen sich nur geringe Spuren von gegenseitigen Verschiebungen der einzelnen Schichten gegeneinander nachweisen.

Die deutlichste Verschiebung dieser Art ist mir zwischen Edlespitze und Edlesattel begegnet, deren Profil Fig. 11 wiedergibt.

Bei dieser Verschiebung zwischen Partnachschiefer und Raibler Schichten sind sowohl Teile der liegenden Partnachschiefer als auch die tieferen Schichten der Raibler Schichten abgeschert worden.

Nach dem Bewegungsbild dieser Störung handelt es sich wohl um eine sekundäre Aufschiebung der höheren Schichtenzonen gegen die Partnach- und Muschelkalkschichten der Edlespitze, also etwa in der Richtung von O gegen W.

Die Hauptverschiebung der Krabachjochdecke ist dagegen von S gegen N oder genauer wohl von SO gegen NW zu erfolgt.

Mit diesen Angaben will ich nun die Beschreibung der Krabachjochdecke beschließen.

Sie findet auf der Westseite der Flexenpaßfurche keine Fortsetzung mehr.

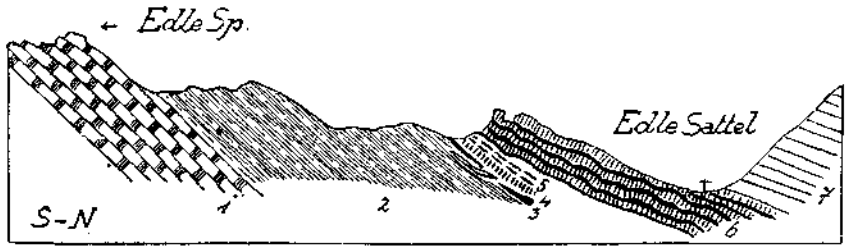


Fig. 11. 1 = Vererzter, hornsteinreicher Muschelkalk. 2 = Partnachschiefer. 3 = Schollen von Lunzer Sandsteinen. 4 = Gelber Kalk mit *Ostrea*, *Cypris*-Stacheln, kleinen Ammoniten ... Die Kalke sind innen schwarz, außen gelb bis bräunlichgelb. 5 = Dunkelgrauer Dolomit. 6 = Graue, löcherige Rauhwacke. 7 = Hauptdolomit.

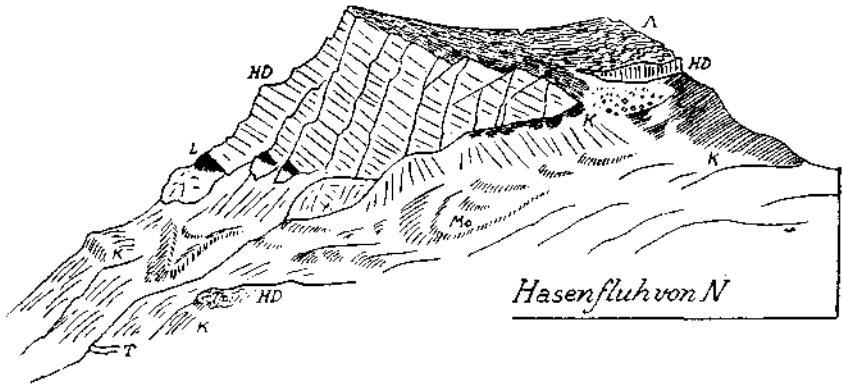


Fig. 12. HD = Hauptdolomit. L = Rote Breccie. A = Stark verfaltete Aptychenkalke. T = Tithonkalke. K = Kreideschiefer. Mo = Endmoränen der Schlußzeit.

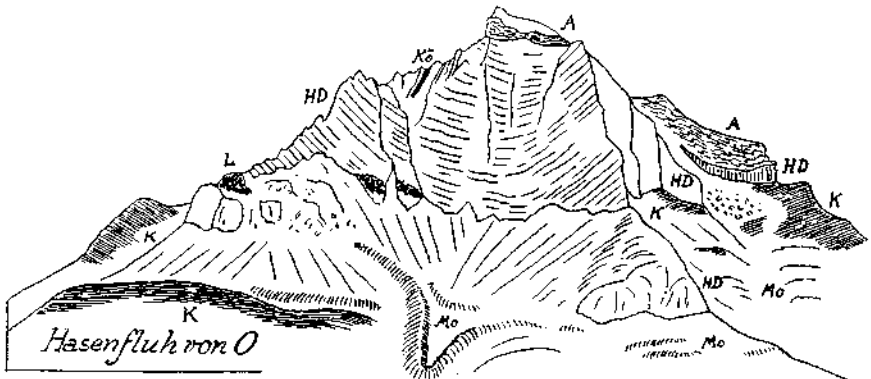


Fig. 13. HD = Hauptdolomit. Ks = Kössener Schichten. L = Rote Breccie. A = Stark gefaltete Aptychenkalke. K = Kreideschiefer. Mo = Endmoränen der Schlußzeit.

Dafür treffen wir hier in dem Gipfelkörper der Hasenfluh ein sehr interessantes tektonisches Gebilde, welches ich früher für eine Fortsetzung der Schubmasse der Edlespitze angesehen habe.

Der Gipfelkörper der Hasenfluh stellt eine etwa 1 km lange und  $\frac{1}{4}$  km breite Schubmasse vor, deren zwei randlich stehende Gipfel (2545 m und 2540 m) nahezu gleich hoch sind.

Dabei zeigt die Hasenfluh von allen Seiten einen so verschiedenartigen Aufbau, daß es zur Darstellung nötig ist, wenigstens die vier Hauptansichten zu bringen.

Die Zeichnungen Fig. 12, 13, 14, 15 sollen uns hier mit der Gestalt der Hasenfluh genauer bekanntmachen, als es mit einem Profilschnitt möglich gewesen wäre.

Die Schichten, welche sich am Aufbau dieses Berges beteiligen, sind Hauptdolomit, Kössener Schichten, Oberrätikalke, bunte Breccien und Aptychenkalke.

Die Aptychenkalke sind ganz ebenso wie an der Rockspitze außerordentlich zerfaltet und zerwürgt.

Die Unterlage des Gipfelkörpers der Hasenfluh bilden auf allen Seiten wieder die Kreideschiefer.

Der Aufbau des Gipfelkörpers besitzt im ganzen eine Muldenform, ohne daß aber damit die Formgebung im Detail beschränkt wäre. Die Mächtigkeit des Hauptdolomitsockels unterliegt großen Schwankungen.

An der Ostseite beträgt seine Mächtigkeit, wie Fig. 12 erkennen läßt, über 300 m, an der Nordseite keilt der Dolomit dagegen an einer Stelle ganz aus, und die zwei keilförmig zugespitzten Enden sind auch gegeneinander verschoben.

Die roten Breccien, welche an der Ostseite und am Nordwesteck eingeschaltet sind, erinnern ganz an die roten Breccien an der Westseite der Rockspitze.

An dem Abhang der Hasenfluh gegen Zürs ist, wie Fig. 12 und 16 darstellen, auf der Stufe von 1900 m Höhe eine zirka 400 m lange Scholle von Hauptdolomit vorhanden. Diese Scholle bildet den Steilrand der Terrasse unmittelbar oberhalb der Hotelkolonie von Zürs. Der Hauptdolomit ruht direkt auf den flachliegenden Kreideschiefern. Ich konnte nicht entscheiden, ob es sich hier um eine tiefere tektonische Schuppe oder nur um eine abgerutschte Masse der Hasenfluh handelt.

Die Abrutschung dieser ziemlich langen und schmalen Scholle müßte natürlich zu einer Zeit erfolgt sein, als die Talfurche des Flexenpasses noch nicht unter 1900 m tief eingeschnitten war.

Bei der heutigen Talform könnte eine Abrutschung ja niemals gerade genau an der oberen Kante eines Steilhanges zum Stillstand kommen.

Während die Kreideschiefer, welche den Gipfelbau der Hasenfluh tragen, an den meisten zugänglichen Stellen eine ruhige Lagerung zeigen, stellen sich an der Ostseite im Bereiche des scharf zugeschnittenen Muggenrats lebhaft Falten mit eingeschlossener Dolomitschollen ein.

Diese Störungen sind am klarsten, wie Fig. 15 angibt, an der Südseite des Muggenrats abzulesen und verdanken wohl einem heftigen Anschub der Hasenfluhsscholle gegen das im W aufragende Massiv der Grätlisgrat- und Wildgrubenspitze ihre Entstehung.

An der Nordseite der Hasenfluh lagert unmittelbar südlich vom Zürser See (2149 m) ein Faltenkern aus Aptychenkalke auf den Kreide-

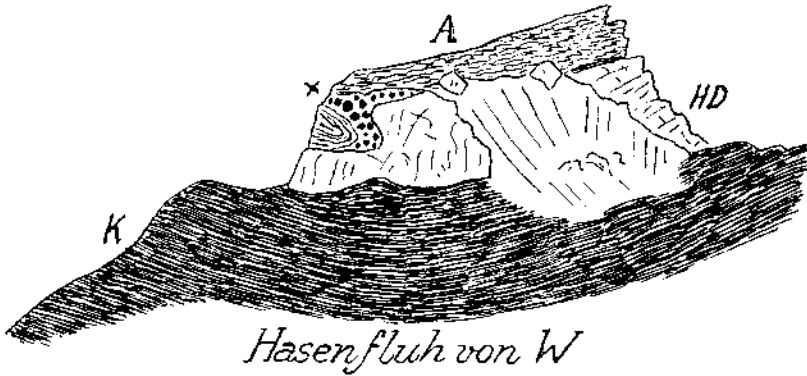


Fig. 14. HD = Hauptdolomit. A = Stark zerfallene Aptychenkalke. K = Kreideschiefer. x = Rotzementierte Breccie.

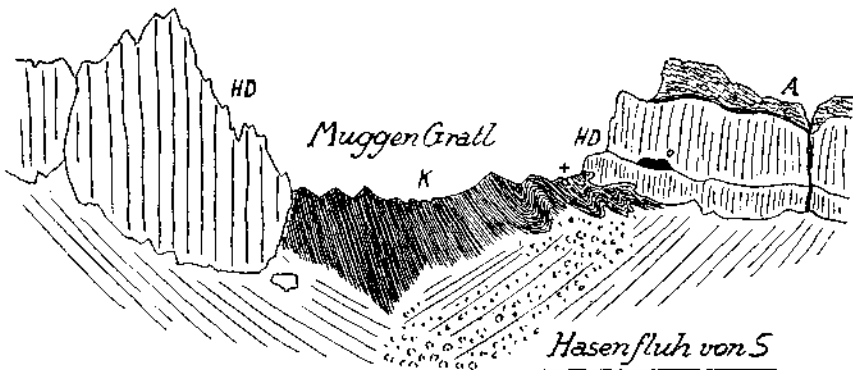


Fig. 15. HD = Hauptdolomit. A = Heftig verfallene Aptychenkalke. K = Kreideschiefer. o = Auffallende Höhle entlang einer tektonischen Fuge im Hauptdolomit. + = Scholle von Hauptdolomit in den Kreideschiefern.

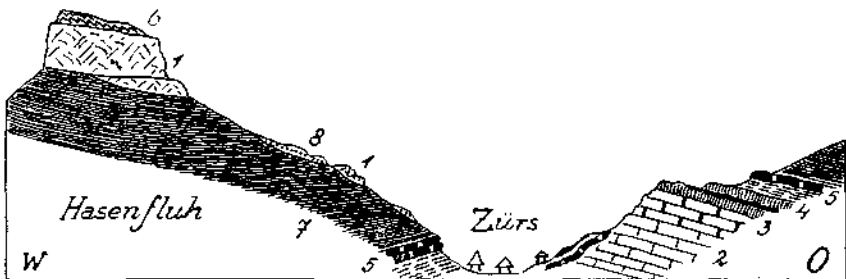


Fig. 16. 1 = Hauptdolomit. 2 = Hauptdolomit und Plattenkalk. 3 = Kössener Schichten und Oberrüt-kalke. 4 = Flockenmergel. 5 = Tilhonkalke. 6 = Stark gefaltete Aptychenkalke. 7 = Kreideschiefer. 8 = Moränenwälle.

schiefern. Bei dieser Scholle ist der Gedanke an eine Abgleitung vom Dach der Hasenfluh auch nicht ganz von der Hand zu weisen.

Was nun die regionaltektonische Einordnung der Hasenfluhsscholle betrifft, so ist einmal festzuhalten, daß sie ganz ähnlich wie die Rockspitze

nur wenige hundert Meter vom Südrand der Kreidemulde entfernt liegt. Zwischen ihr und dem Muldenrand ist keine weitere tektonische Einschaltung mehr vorhanden.

An ihrem Aufbau sind ebenfalls neben Hauptdolomit große Massen von scharf bearbeiteten Aptychenkalken beteiligt.

Die muldenförmige Verbiegung ist allerdings viel flacher als bei der Rockspitze. Aus diesem Grunde habe ich die Hasenfluh auch früher für eine einfache Schubmasse gehalten. Heute scheint mir ein Vergleich mit dem Faltenkern der Rockspitze näherliegend.

Wir wenden uns nun dem Gebiete des obersten Lechtales in der Umgebung von Lech zu. Hier haben die Aufnahmen des Sommers 1929 gegenüber der Karte von H. Mylius vom Jahre 1909 sowie auch gegenüber meiner Profildarstellung vom Jahre 1914 einige wesentliche Änderungen ergeben.

Nach der Karte von Mylius sollte das Gehänge von Krieger- und Zuger Horn der Hauptsache nach aus Arlbergkalken bestehen.

Dies ist nun keineswegs der Fall, vielmehr werden diese beiden Berge zu überwiegendem Anteil von Gesteinen der Raibler Schichten aufgebaut.

Wir werden uns hier genauer mit diesen Bergen beschäftigen und ihren Aufbau mit Hilfe einer Anzahl von neu gewonnenen Profilen erläutern.

In meiner Arbeit über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen ist das beigegebene farbige Querprofil vom Arlberg zum Karhorn im wesentlichen richtig gezeichnet.

Dagegen ist der westliche Teil der farbigen Ansicht des Gebirges bei Lech (Jahrbuch 1914, Taf. XIV) unrichtig wiedergegeben.

Ich habe diesen Teil der Profiltafel, nämlich das Gebirge unmittelbar östlich von Lech, damals nicht selbst begangen, sondern aus der alten Karte übernommen.

Dadurch bin ich im Herbst 1913 auch um die Entdeckung der Eruptivgesteine gekommen, welche gerade in diesem Gebiete, wie das beiliegende Profil Fig. 17 und die Taf. III zeigen, in den Arlbergkalken eingeschaltet liegen.

Ich wende mich nun zuerst dem Gebirge unmittelbar südlich von Lech zu, in welchem die erst 1929 entdeckten großen Massen von Eruptivgesteinen stecken, deren petrographische Untersuchung Herr Direktor W. Hammer beigezeichnet hat.

Der Gebirgshang südlich und östlich von Lech, welcher auf Taf. III abgebildet erscheint, gehört zu der großen basalen Schubmasse, in welche auch die Flexenpaßfurchen eingeschnitten ist.

Das Profil Fig. 17 gibt einen Schnitt durch den Nordteil dieser Schubmasse wieder, der den ganzen Schichtenumfang derselben enthüllt.

Während unsere große Schubmasse im S vom Arlberg auch noch Buntsandstein und Verrucano enthält, bilden an ihrem Nordrande dem Muschelkalkschichten ihre ältesten Bestandteile.

Es hat also hier bereits eine vollständige Abscherung von Buntsandstein und Verrucano stattgefunden.

Die Muschelkalkschichten besitzen nördlich und östlich von Lech eine ziemliche Ausdehnung und ruhen dabei als Basis der großen Schubmasse auf einem mächtigen System von Fleckenmergeln. Die Aufschiebung des Muschelkalks ist insbesondere in der Lechklamm etwa  $1\frac{1}{4}$  km nordöstlich von der Kirche von Lech sehr klar erschlossen.

Die wohlgeschichteten und hornsteinführenden Schichtenplatten des Muschelkalks lagern hier unmittelbar auf den Fleckenmergeln, welche durch die Einschaltung von Manganschiefern ausgezeichnet sind.

Diese Auflagerung ist insofern von Interesse, als sowohl weiter östlich wie auch weiter westlich unter unserer Schubmasse noch viel jüngere Schichtenglieder, wie Oberjura Hornsteinkalke, Aptychenkalke und sogar Kreideschiefer, erhalten sind.

Der Muschelkalk von Lech liegt also gerade in eine Schichtenlücke des Untergrundes hineingeschoben.

Wir haben also den merkwürdigen Fall, daß gerade der älteste Bestandteil einer Schubmasse in eine Schichtenlücke des Untergrundes

hineinpaßt. Das kann nun ein Zufall sein, es kann aber auch den Ausdruck einer mechanischen Gesetzmäßigkeit bedeuten.

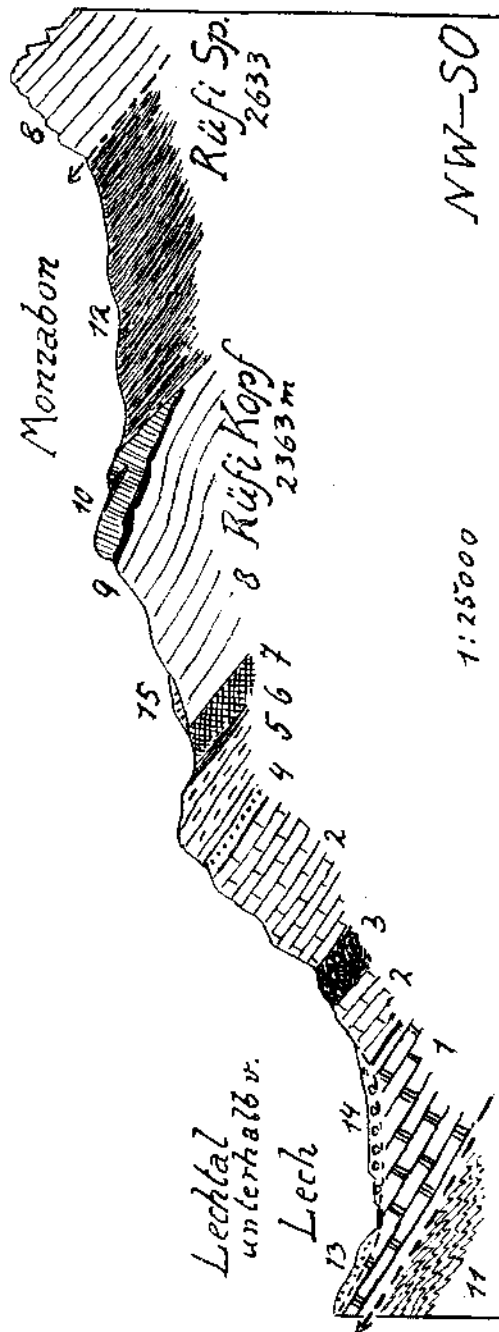


Fig. 17. 1 = Muschelkalk, 2 = Arbergkalk, 3 = Arbergkalk, 4 = Lunzer Sandsteine, 5 = Lunzer Sandsteine, 6 = Opponitzer Kalk und Dolomit, 6 = Grüne, 7 = Kalkrathwacken mit Kalk- und Dolomitbrocken, Dolinen, 8 = Hauptdolomit, 9 = Kössener Schichten, 10 = Oberjura, 11 = Fleckenmergel, 12 = Lunzer Sandsteine, 13 = Kreideschiefer, 14 = Schotterterrasse, 15 = Moränenwall.

Es kann z. B. der Muschelkalk von Lech eine Vorrangung an der Schubfläche gebildet haben und wie ein Pflug beim Vorrücken der Schubmasse eine Furche in den Untergrund eingeritzt haben.

Es kann sich aber auch um eine alte, bereits vortektonische Furche des Untergrundes handeln, in welcher die unteren Teile der Schubmasse festgehalten wurden.

Wenn man die große Abscherung unserer Schubmasse östlich von Lech genauer betrachtet, so wird man sich eher für die letztere Deutung entschließen, weil hier nicht nur der Muschelkalk, sondern auch alle über ihm folgenden Schichten bis auf Reste von Hauptdolomit abgesichert erscheinen.

Über dem Muschelkalk folgen östlich von Lech schlecht aufgeschlossen einige Tonschieferlagen und dunkle Kalke, dann die mächtige Serie der Arlbergkalke. In diese Arlbergkalke sind nun hier, wie Taf. III illustriert, mächtige dunkelgrüne Tuffe und Laven eingeschaltet, welche einen gegen 100 m hohen, steilen Terrainanschnitt zeigen.

Nach der Untersuchung von Direktor W. Hammer handelt es sich vorherrschend um Tuffe und Laven von Melaphyren, welche stellenweise massenhafte kleinere und größere Stücke von Triaskalken umschließen.

Das Auftreten von Tuffen ist bisher in den Nordalpen unbekannt gewesen und erinnert sehr an die Verhältnisse in den Südalpen, wo bekanntlich die Einstreuung von Tuffen in der Trias eine sehr weit verbreitete Erscheinung bildet. Die Einschaltung der Tuffe und Laven in die Arlbergschichten bei Lech stellt jedenfalls für die Nordalpen eine ganz einzig dastehende Erscheinung vor.

Es kommen allerdings an der Nordseite des Lechs bei dem Gasthaus „Goldener Berg“ sowie am Kriegerhorn noch mehrere Stellen vor, wo Tuffe und Laven in der Trias auftreten. Doch handelt es sich dabei nur um sehr viel geringere Massen.

Die Arlbergkalke, welche also südlich und östlich von Lech die eben erwähnte große Eruptivmasse umschließen, werden ihrerseits von Sandsteinen, Kalken, Dolomit, Mergeln und Rauhwackeu der Raibler Schichten überlagert. Durch die Rückwitterung der weichen Schichten ist die schöne Stufe der Schafalpe entstanden, über welcher sich das Horn des Rüs-kopfes erhebt.

Dieses besteht aus Hauptdolomit mit einer Kappe von Kössener Schichten und Oberrätalkalken mit Bändern von buntem Lias.

Auf die Oberrätkalke greifen mit scharfer Transgression dann die mächtigen Kreideschiefer der Monzabonalpe über. Diese werden endlich von der Hauptdolomitschubmasse der Rüs Spitze eingedeckt.

Wie bekannt, trägt diese Schubmasse dann die schon vorhin genauer beschriebene Krabachjochdecke.

Wir finden also an dem prachtvollen Deckenprofil zwischen Lech und Arlberg drei stratigraphische Merkwürdigkeiten für die Nordalpen vereinigt.

Es sind dies von S gegen N die auffällige Vererzung des Muschelkalks am Krabachjoch, dann die Ausbildung der Raibler Schichten mit ihren Anklängen an die Cassianer Schichten und endlich die große Masse von Laven und Tuffen von Melaphyr in den Arlbergkalken. Die Tuffe

und Laven von Lech zeigen ebenso wie die sie umschließenden Arlbergkalke nur eine geringe mechanische Beanspruchung. Sie wurden offenbar nur eingeschlossen in eine große Blockmasse transportiert und dabei innerlich völlig geschont. Es fällt dies um so mehr auf, als die ganze Schubmasse östlich von Lech zwischen Walkersbachtal und Bockbachtal bis auf Reste des Hauptdolomits abgeschert wurde.

Diese Abscherung der unteren Teile unserer Schubmasse beginnt bereits knapp östlich von dem derzeit sichtbaren Ende der Eruptivmasse von Lech.

Wenn wir hier eine Profilsansicht des Rüfikopfes (Fig. 18) aus dem Walkersbachtal betrachten, welche nur etwa 1 km östlich von dem Profilschnitt von Fig. 17 beginnt und ebenfalls zum Rüfikopf leitet, so erkennen wir, daß an der Basis bereits schon die Arlbergkalke auf Kreideschiefern lagern.

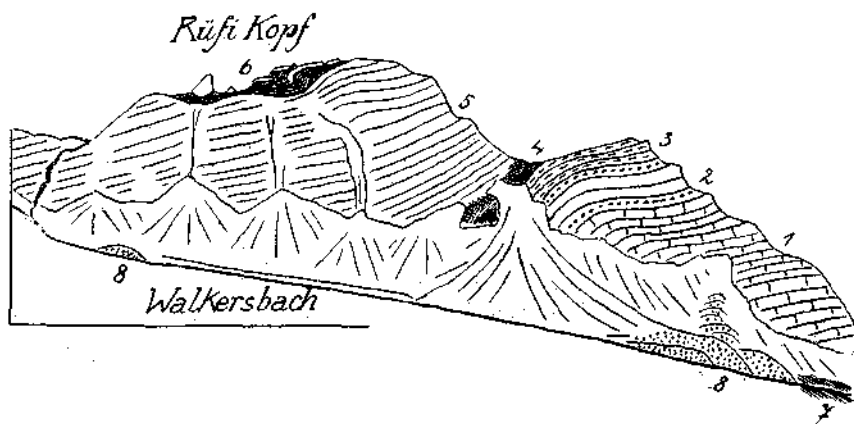


Fig. 18. 1 = Arlbergkalke mit eingeschalteten Tuffen und Laven. 2 = Lanzer Sandsteine. 3 = Opponitzer Kalke. 4 = Gelbe Mergel und Rauhwacken. 5 = Hauptdolomit. 6 = Kössener Schichten und Oberärthkalke. 7 = Kreideschiefer. 8 = Endmoräne.

Die Einschaltung der Tuffe ist verschwunden. Auf der anderen Talseite des Walkersbaches greift die Abschrägung bereits bis zum Hauptdolomit der Wöster Spitze hinauf und nur Schollen von Rauhwacken erinnern noch an die Raibler Schichten.

Wir erkennen auch hier wieder, daß selbst eine noch so scharfe und umfangreiche Abscherung die innere Struktur einer Schubmasse ganz geschont lassen kann, wogegen bei einer Auswalzung die innere Struktur der betroffenen Masse mit umgeformt wird.

In der Gegend von Lech dringt unsere Schubmasse über das Lechtal gegen N vor.

Es ist dies jenes Gebiet, das die Karte von H. Mylius aus dem Jahre 1909 geologisch zur Darstellung gebracht hat.

E einige Fehler dieser Aufnahme habe ich bereits im Jahre 1914 berichtigt.

Weiter hat dann Th. Benzinger für den nördlichen Teil dieses Gebietes im Jahre 1929 eine wesentlich genauere Darstellung geliefert. An die noch nicht veröffentlichte Aufnahme von Th. Benzinger im Maßstab



1:25.000 habe ich dann meine Neuaufnahmen des Sommers 1929 angeschlossen. Beide Aufnahmen sollen dann im Rahmen der Herausgabe der vier Alpenvereinskarten der Lechtaler Alpen veröffentlicht werden.

An dieser Stelle habe ich nur die Absicht, einige neue Profile durch die große Schubmasse an der Nordseite des Lechs zwischen Lech und Roter Wand vorzulegen.

Ich beginne meine Beschreibung im O und schreite dann gegen W bis zur Gruppe der Roten Wand vor.

Wie ich schon erwähnt habe, übersetzt die geschlossene Schubmasse zirka  $1\frac{1}{4}$  km nordöstlich von der Kirche von Lech die Lechklamm. Der Rand der Schubmasse verläuft dann wieder bis in den Hintergrund des Zuger Tobels gegen W und grenzt so die Schubmasse des Kriegerhorns im N ab.

Außerhalb von dieser geschlossenen Schubmasse sind aber auf dem Untergrund einer mächtigen Serie von Fleckenmergeln noch mehrere isolierte Reste von Schubmassen vorhanden. Fünf kleinere Schubschollen von Hauptdolomit sowie drei von Aptychenkalk lagern zwischen den Schluchten von Kitzbach und Gaisbach, zwei Schollen von Oberrätalken bei Bürstegg, eine wesentlich größere bildet endlich den Gipfelkörper des Karhorns.

Über diese letztere Schubscholle sind von Mylius, mir und von Benzinger bereits mehrere Profile veröffentlicht worden. Das Karhorn stellt eine Faltenstirne vor und gehört unbedingt an die Front einer Schubmasse, deren Zusammenhänge heute von der Erosion allseitig abgeschnitten worden sind.

Ich schalte hier zwei Zeichnungen ein, welche das Gehiet des Karhorns betreffen.

Die eine Zeichnung (Fig. 19) gibt eine Ansicht des Karhorns von W aus wieder. Sie zeigt die verkehrte Lagerung der Schichten, wie sie eben einer Stirneinrollung entspricht. Interessant ist dabei, wie die weichen Kössener Schichten bei dieser Einrollung zusammengestaut wurden, wogegen die starrere Platte der Oberrätkalke in einen Schweif von Trümmern aufgelöst erscheint.

Die andere Zeichnung stammt von der Südostseite des Karhorns (Fig. 20).

Sie zeigt den auffallenden Unterschied zwischen der Ausbildung der Fleckenmergel im Liegenden der Schubmasse und jenen Fleckenmergeln, welche tektonisch schon zur Schubmasse des Karhorns gehören.

Es kommen also hier normale und verkehrt liegende Fleckenmergel durch die Aufschiebung unmittelbar miteinander in Berührung.

Ich habe im Jahre 1914 die Schubmasse des Karhorns mit der Schubmasse des Kammes Höllenspitze—Horn im S verbunden. Benzinger verbindet die Scholle des Karhorns mit der Schubmasse des Allgäuer Hauptkammes, was, wie Fig. 36 zeigt, nicht möglich ist. Gegen W zu dürfte die Schubmasse des Karhorns über den tiefen Auenfelder Sattel hinweg mit der Schubmasse der Juppenspitze zu verbinden sein.

Es kann als gesicherte Beobachtung gelten, daß die Schubscholle des Karhorns nicht mit der großen Schubmasse von Kriegerhorn—Mohnenfluh zusammengehört, sondern eine tiefere Schubmasse vorstellt, welche von

der ersteren wenigstens teilweise noch überfahren wurde. Der Aufbau der Schubmasse des Kriegerhorns ist ein verhältnismäßig einfacher. Wir wollen denselben an der Hand einer Reihe von Profilen (Fig. 21, 22, 23) kurz erläutern.

Am Ostende der Schubmasse nimmt, wie Fig. 21 darstellt, noch der Muschelkalk am Aufbau der Schubmasse teil. Arlbergkalk sind hier nur



Fig. 19. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberrätkalke. 4 = Bunte Liaskalke. 5 = Fleckenmergel. α = Die Platte der Oberrätkalke ist tektonisch in einen Schweif von Trümmern ausgezogen.

in Form von lichthem Dolomit vorhanden. Deutlich ausgebildet erscheinen die Sandsteine der Raibler Schichten. Die Schubmasse stößt hier im N bereits an Kreideschiefer, welche von da an ununterbrochen bis in den Hintergrund des Zuger Tobels hineinziehen.

Gleich neben der Burgalpe stellt sich die erste große Gipslinse am Nordrande unserer Schubmasse ein. Es folgen dann noch zwei kleinere

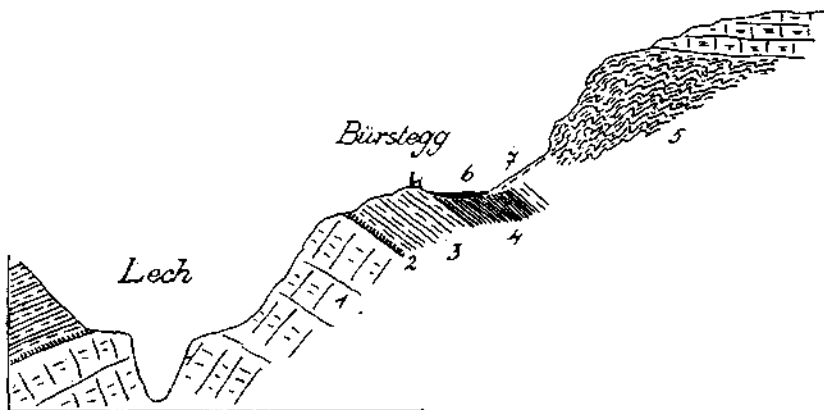


Fig. 20. 1 = Oberrätkalke. 2 = Bunte Liaskalke. 3 = Fleckenmergel. 4 = Mauganschiefer. 5 = Stark verfallene, hornsteinreiche Fleckenmergel. 6 = Torflager. 7 = Hangschutt.

Gipsmassen an der Nordseite des Kriegerhorns, die alle dieselbe tektonische Lage zeigen.

Die Gipsmassen bestehen durchaus aus feingebänderten und gestreiften Gipslagen, die eine ziemlich lebhaft Kleinfaltung verraten.

An der Nordseite stoßen die Gipsmassen teils mit Zwischenschaltung kleiner Schubsplitter (Fig. 21), teils unmittelbar (Fig. 22) an die Unterlage von Kreideschiefern.

Es gibt auch Stellen, wo die kleinen Schubsplitter sogar zwischen die Kreideschiefer hineingepreßt worden sind.

Die stratigraphische Position der Gipslager ist normalerweise in den oberen Raibler Schichten.

Hier sind die Gipslager aber offenbar aus ihrer normalen Heimstätte tektonisch verdrängt worden.

In dieser Hinsicht bietet das Profil Fig. 22 durch das Kriegerhorn die besten Aufschlüsse. Hier sehen wir ein Stümgewölbe von Raibler

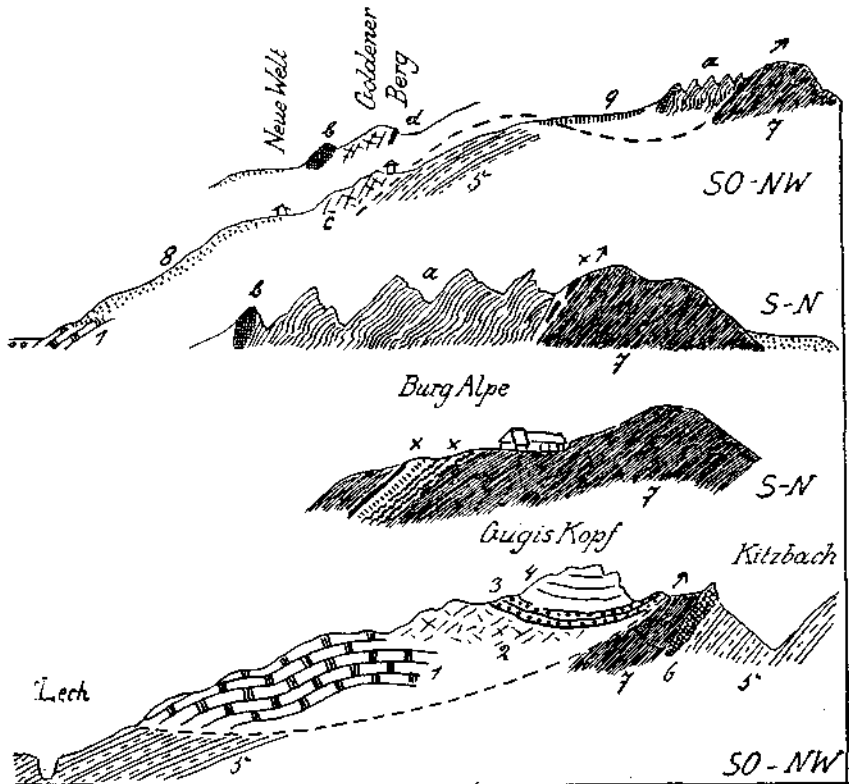


Fig. 21. 1 = Muschelkalk. 2 =LICHTER Dolomit. 3 = Lunzer Sandsteine. 4 = Streifiger, dunklerer Dolomit. 5 = Fleckenmergel. 6 = Aptychenkalke. 7 = Kreideschiefer. 8 = Grundmoränen. 9 = Torfmoor. a = Gebäudertes Gips. b = Gelbe Rauhwacke. c = Grauer Kalk. d = Gang von Melaphyrtuff. x = Schmale Lage von zerwürgtem Aptychenkalk, Rauhwacke. x-x = Aptychenkalk + grüne + rote Hornsteinkalke.

Schichten prächtig ausgebildet mit einem Kern von Dolomit mit darüber gebogenen Lunzer Sandsteinen.

Steigt man nun von diesem Gewölbe gegen S zum Gipfel des Kriegerhorns empor, so trifft man nur auf eine Folge von Kalken und lichten Dolomit.

Diese Schichten habe ich als „Opponitzer Schichten“ zusammengefaßt. Sie spielen beim Aufbau des Kriegerhorns eine große Rolle und enthalten auch an der Südseite dieses Gipfels noch Einschaltungen von Melaphyr Laven und Tuffen.

Wir haben also an der Südseite des Gewölbes der Lunzer Sandsteine gegen das Kriegerhorn zu keine Einschaltung von Gips mehr gefunden. Es sind aber nach unserer Erfahrung die Gipslager der Raibler

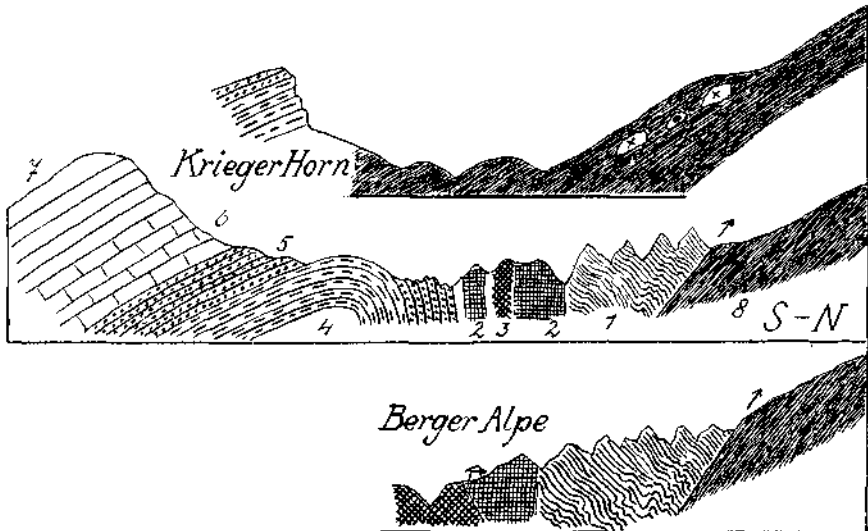


Fig. 22. 1 = Feingebänderter Gips. 2 = Gelbe Rauhwacken. 3 = Dunkler, weißadrigter Dolomit. 4 = Streifiger Dolomit. 5 = Lunzer Sandsteine. 6 = Kalks, Opponitzer Schichten. 7 = Liechter Dolomit Opponitzer Schichten. 8 = Kreideschiefer. X = Schollen von Dolomit. • = Scholle von Rauhwacke

Schichten im Hangenden der Lunzer Sandsteine und der Opponitzer Schichten eingeschaltet.

Wenn dies auch hier der Fall war, so müssen dieselben an ihrer ursprünglichen Lagerstätte vollständig ausgequetscht worden sein.

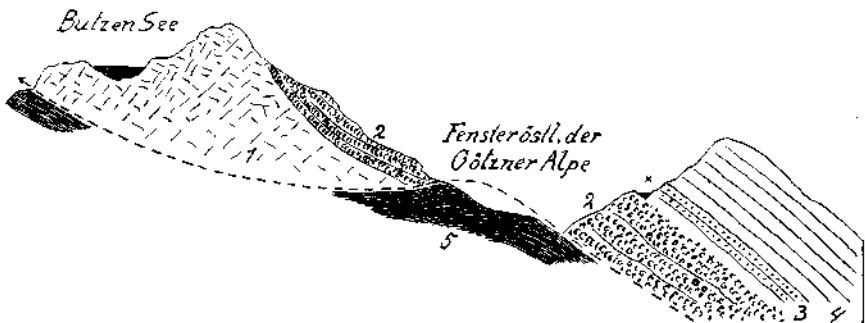


Fig. 23. 1 = Wenig geschichteter Hauptdolomit. 2 = Mächtige, blockreiche, grobe Kalkrauhwacken - tektonische Rauhwacken. 3 = Lunzer Sandstein und Tonschiefer. 4 = Opponitzer Kalk und Dolomit. 5 = Kreideschiefer. X = Gipsdolomine mit Wasser gefüllt.

Eine Sicherheit, daß die Gipslager am Nordrande unserer Schubmasse unbedingt aus den Raibler Schichten abstammen müssen, ist allerdings nicht gegeben.

Bekanntlich führen ja auch im Stanzer Tale die oberen Werfener Schichten einzelne Gipslager. Solche sind am Südrande der Lechtaler

Alpen z. B. bei Grins, dann bei Flirsch und bei Pettneu erhalten und werden teilweise sogar abgebaut.

Eine Verschleppung solcher Lager wäre an der Basis einer Schubmasse wohl nicht ausgeschlossen. Von den Begleitgesteinen der Gipslager könnten die gelben Rauhewacken sowie ein Streifen von dunklem, weißadrigem Dolomit ebenfalls ohne weiteres in die untere Trias gehören.

Mylius hat die Gipslager auf seiner Karte als einzige Ablagerungen der Raibler Schichten eingetragen. Es fällt dies um so mehr auf, als er die viel typischeren Glieder der Raibler Schichten, wie die Lunzer Sandsteine, Lumachellen und Opponitzer Kalke, nicht erkannt, sondern als Arlbergschichten kartiert hat.

Wir kommen also zu dem Ergebnis, daß die Gipslager an der Nordfront der Schubmasse des Kriegerhorns nicht mit Sicherheit den Raibler Schichten zugezählt werden können.

Wenn sie, was immerhin viel wahrscheinlicher ist, doch zum Schichtenbesitz der Raibler Schichten gehören, so müssen sie auf tektonischem Weg ganz aus ihrer ursprünglichen Umgebung herausgerissen worden sein.

Die Lage der Schichtung der Gipsmassen spricht für eine enge Zugehörigkeit zu der Stirnfalte des Kriegerhorns.

Während nämlich die Schichtung der östlichen großen Gipsmasse bei der Burgalpe steil gegen S einfällt, zeigen die Gipslager an der Nordseite des Kriegerhorns eine nordfallende Schichtung, welche fast senkrecht auf den Kreideschiefern steht. Sie schließen sich aber mit dieser Schichtung unbedingt eng an die Stirnwölbung des Kriegerhorns an.

Etwa 1 km westlich von der Gipslinse am Nordkamm des Kriegerhorns schließt sich im Hintergrund des Zuger Tobels das Kreidefenster.

Es findet dies unmittelbar neben der Götzner Alpe statt und das Profil Fig. 23 verzeichnet die hier aufgeschlossenen Verhältnisse.

Die Kreideschiefer zeigen sich hier im Fenstergrund sehr stark verschuppt und verquetscht, darüber lagert eine so grobblockige Breccie, daß man dieselbe mit einer Gehängebreccie verwechseln kann.

Sie zieht aber entlang des tiefeingeschnittenen Zuger Tobels im Liegenden der Lunzer Sandsteine und der Opponitzer Kalke des Kriegerhorns talab und stellt wohl eine tektonische Breccie an der Basis der Schubmasse vor.

Im Liegenden dieser groben Breccie erscheint dann ein Keil von mylonitischem Hauptdolomit, in welchen der schöne, einsame Butzensee eingesenkt erscheint.

Wenig tiefer treffen wir dann unter der Nordschwelle des Butzensees wieder auf die Kreideschiefer im Liegenden unserer Schubmasse.

Die tiefe Nische, in welcher der Butzensee lagert, ist auch geologisch recht interessant. Wie schon Mylius auf seiner Karte angegeben hat, befindet sich südlich vom Butzensee ein Vorkommen von Gips.

Fig. 24 bringt die Lagerung dieses Vorkommens zur Darstellung.

Es handelt sich aber dabei keineswegs etwa um ein Gipslager wie an der Nordseite des Kriegerhorns, vielmehr nur um Kalkrauhewacken mit groben Stücken und Blöcken von Hauptdolomit sowie Breccien aus

Hauptdolomit, welche mit weißlichem und rötlichem Gips verkittet und verheilt sind. Immerhin besteht die Möglichkeit, daß hier wirklich einmal eine Gipsmasse vorhanden war, durch deren Auslaugung der Hohlraum des Butzensees entstanden sein kann. Über dem Butzenssee erhebt sich die schöne Gestalt der Mohnenfluh, welche ganz aus flachgelagertem Hauptdolomit besteht. An ihrer Nord- und Ostseite wird die Schubmasse der Mohnenfluh von den Kreideschiefern unterlagert.

Mylius hat dieselben seinerzeit als Flysch bezeichnet.

Die Kreideschiefer enthalten hier an der Ostseite der Mohnenfluh, wie Fig. 25 angibt, hunte Breccien, welche neben lokalem Schuttmaterial auch ziemlich häufig helle Phyllitstückchen umschließen.

Es ist dies eine Ausbildung der Kreidebreccien, welche mir aus den Lechtaler Alpen nicht bekannt geworden ist.

Die Phylliteinschlüsse erinnern an jenen lichten, weichen, feinblättrigen Phyllit an der Südseite der Lechtaler Alpen, welcher sich von Landeck his in den Rätikon immer neben dem Verrucano verfolgen läßt und von den Schweizern im Rätikon als Karbon bezeichnet wurde.

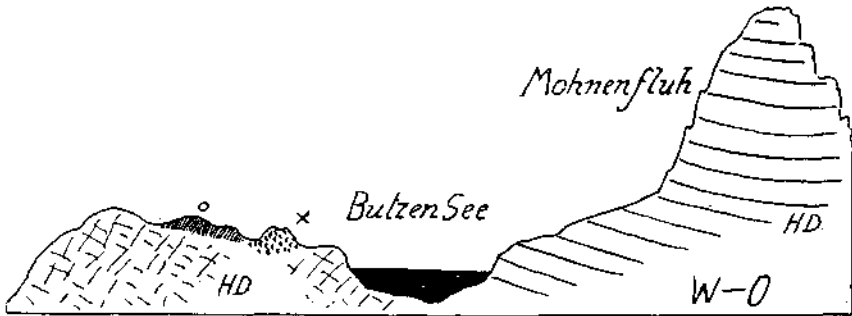


Fig. 24. HD = Hauptdolomit. x = Kalkrahwacken mit groben Brocken und Blöcken von Hauptdolomit. o = Weißlicher und rötlicher Gips mit Stücken von Hauptdolomit verkittet.

Die weiteren Aufnahmen werden vielleicht über diese Phylliteinschlüsse noch genauere Erfahrungen bringen.

Der Bau des Kriegerhorns wiederholt sich, allerdings in vereinfachter Form, in dem westlich benachbarten Zuger Horn (Fig. 26). Interessant sind hier bei der Sägemühle im Rud mächtige Lunzer Sandsteine, aus denen ganz prachthvolle Quellen genau am Bergfuß entspringen.

An diesem Profil erkennt man den vollen Umfang der Raibler Schichten zwischen den Arlbergkalken im Liegenden und dem Hauptdolomit im Hangenden.

Hier wird auch deutlich, daß die Lager der Gipsmassen wahrscheinlich in die mächtige Zone von Rahwacken hineingehören, die hier bei der Zuger Alpe zwischen dem Kalk und Dolomit der Opponitzer Schichten und dem Hauptdolomit eingeschaltet sind.

Wir haben die Kreidebreccien an der Ostseite der Mohnenfluh unter die große Hauptdolomitschubmasse hinabtauchen gesehen. Etwa 8 km südwestlich davon taucht am Klesenzajoch die Kreideunterlage in einem tektonisch recht interessanten Fenster wieder empor.

Fig. 27 gibt hier den geologischen und tektonischen Befund wieder.

Das Fenster ist ganz einseitig gebaut und durch eine Vertikalstörung zur Öffnung gebracht worden.

Dabei entspricht der Ostseite der Mohrenfluh von Fig. 25 hier die Westseite der Hirschenspitze. Der Schönbühel zwischen Klesenzajoch und Johannesjoch zeigt prachtvolle spitzbogige Falten,

Die jungen Schichten, welche am Klesenzajoch auftauchen, sind aber von den Kreidebreccien der Mohrenfluh recht verschieden. Neben Mergel und Breccien finden sich viele größere Blöcke eines glasgrünen, sehr festen Sandsteins mit schwärzlichen, pulverigen Verwitterungsklüften. Dieses Gestein erinnert sofort an die sogenannten Ölquarzite des Rätikons oder an die Glaukonitsandsteine des Flysches.

Jedenfalls habe ich in den Kreideschiefern der Lechtaler Alpen nirgends bisher solche Ölquarzite aufgefunden.

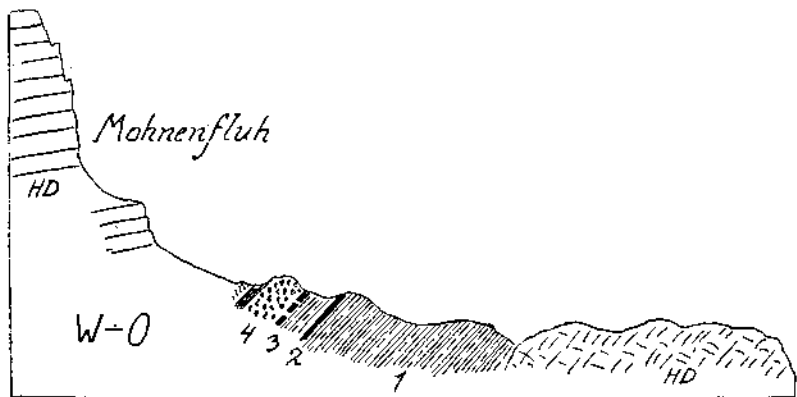


Fig. 25. 1 = Fleckenmergel. 2 = Schwarze, blauschillernde Manganschiefer. 3 = Schollen von roten Hornsteinen und roten Kalken mit rotblauen Hornsteinen. 4 = Bunte Breccien, die feineren bräunlichen Breccien enthalten Phyllitstückchen. Mit den Breccien wechsellagern gelbbraune feste Mergel. HD = Hauptdolomit.

Nach der Neuaufnahme von J. Gubler haben wir ja in dem Fenster der Ober- und Unter-Partnomalpe im Großen Walsertal bereits mit dem Auftreten von Flysch zu rechnen.

Es ist dieses Fenster vom Fenster des Klesenzajoches noch etwa 7 km entfernt.

Wir befinden uns am Klesenzajoch schon ganz nahe an der mächtigen Erhebung der Roten Wand, die mit ihrer geologisch so bunt bemalten Gipfelwand weithin alles Gebirge überragt und beherrscht.

Fig. 28 gibt eine Ansicht der Roten Wand von O her wieder.

Der Aufbau ist ein ziemlich einfacher und reicht vom Hauptdolomit bis zu den Kreideschiefern, welche den Gipfel bilden.

Die Muldenform der Roten Wand senkt sich rasch gegen NW. Ihr Kamm bildet dabei den kühn zugeschnittenen Gipfel des Madratsch (Fig. 29), welcher steil zu dem tiefen Sattel der Furgge absinkt. Mit Staunen finden wir hier an diesem interessanten Sattel neben den steilgestellten Kreideschiefern wieder ein größeres Gipslager mit seinen charakteristischen Dolinen. Darunter taucht dann ein Streifen von Hauptdolomit auf.

Von der Höhe der Furgge eröffnet sich auch ein prachtvoller Blick auf die übermächtig aufragende Rote Wand und auf das selten schöne Halbfenster der Klesenzaalpe.

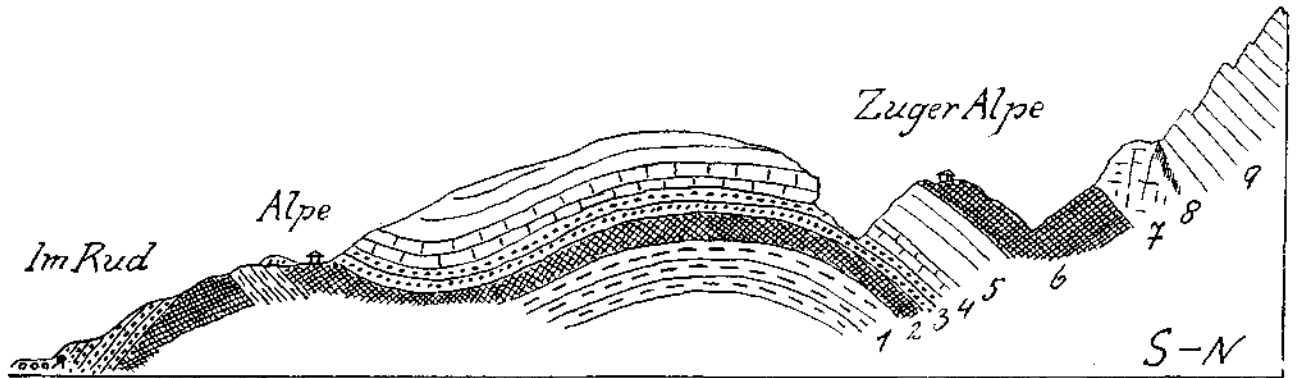


Fig. 26. 1 = Arlbergkalk. 2 = Aschendolomit und Rauhwacken. 3 = Lunzer Sandsteine. 4 = Kalk- und Dolomitalagen-Kalke mit Querklüftung, Opponitzer Schichten. 5 = Lichter Dolomit, Opponitzer Schichten. 6 = Rauhwacken und Dolomitmylonit. 7 = Ungeschichteter Dolomit. 8 = Gelbe Mergel und Rauhwacken. 9 = Hauptdolomit.



Fig. 27. 1 = Rauhwacke. 2 = Hauptdolomit. 3 = Plattenkalk. 4 = Kössener Schichten. 5 = Oberrätalkalke. 6 = Bunte Liaskalke. 7 = Fleckenmergel. 8 = Grüne und rote Horsteinkalke. 9 = Aptychenkalke. 10 = Sandsteine und Mergel mit Blöcken von glasgrünen Glaukonitsandsteinen, bunte Breccien . . .



Hier ist die Unterlagerung der großen Schubmasse aus Hauptdolomit durch Kreideschiefer, Aptychenkalke, Hornsteinkalke und mächtige Fleckenmergel in großartigen Dimensionen (Fig. 30) erschlossen.

Die steilstehenden Kreideschiefer an der Furgge gehören ins Hangende der Mulde der Roten Wand. Sie werden hier von den Kreideschiefern an der Basis der Überschiebung nur durch einen schmalen Zug von Gips und Hauptdolomit getrennt.

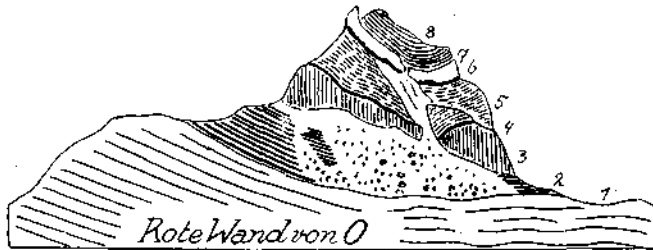


Fig. 28. 1 = Hauptdolomit und Plattenkalk. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberrätkalke. 4 = Bunte Liaskalke. 5 = Fleckenmergel. 6 = Grüne und rote Hornsteinkalke. 7 = Aptychenkalke. 8 = Kreideschiefer.

An der Südseite der Roten Wand streicht die bekannte Formariner-Verwerfung in der Richtung von SO gegen NW vorbei.

Sie trennt dabei mit einem tiefen Schnitt von der Roten Wand den stolzen Vorbau des Rothorns ab (Fig. 31).

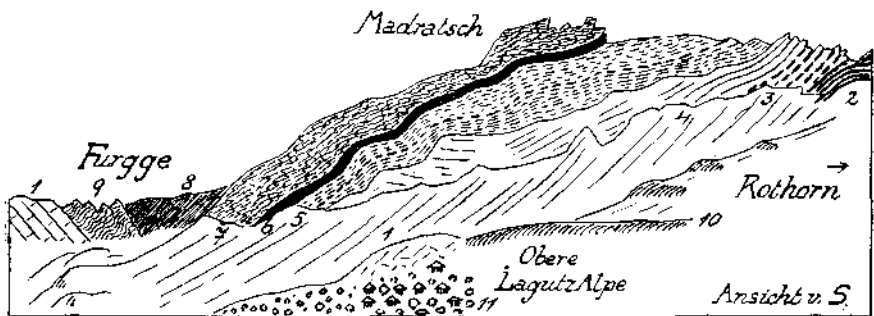


Fig. 29. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberrätkalke mit auffallenden roten Mergelbändern. 4 = Oberrätkalke. 5 = Fleckenmergel mit einem roten Band. 6 = Sehr mächtige grüne und rote Hornsteinkalke. 7 = Aptychenkalke. 8 = Kreideschiefer. 9 = Gipslager der Raibler Schichten. 10 = Endmoränen. 11 = Bergsturzhalde.

Das Rothorn erhebt sich unmittelbar über dem Formarinersec und stellt eine einseitige Falte vor, deren Achse parallel mit der Formariner-Verwerfung von SO gegen NW verläuft.

Man erkennt auf den ersten Blick, daß die Wirkung der Formariner-Verwerfung nicht nur in einer Hebung des nordöstlichen Flügels gegen den südwestlichen bestehen kann. Es hat auch noch ein heftiger An-schub des höheren Flügels gegen den niedrigeren stattgefunden, welcher den letzteren sogar in enge Falten warf.

Daß entlang der Formarinverwerfung nicht nur vertikale Verschiebung, sondern auch starke Pressung stattgefunden hat, können wir auch

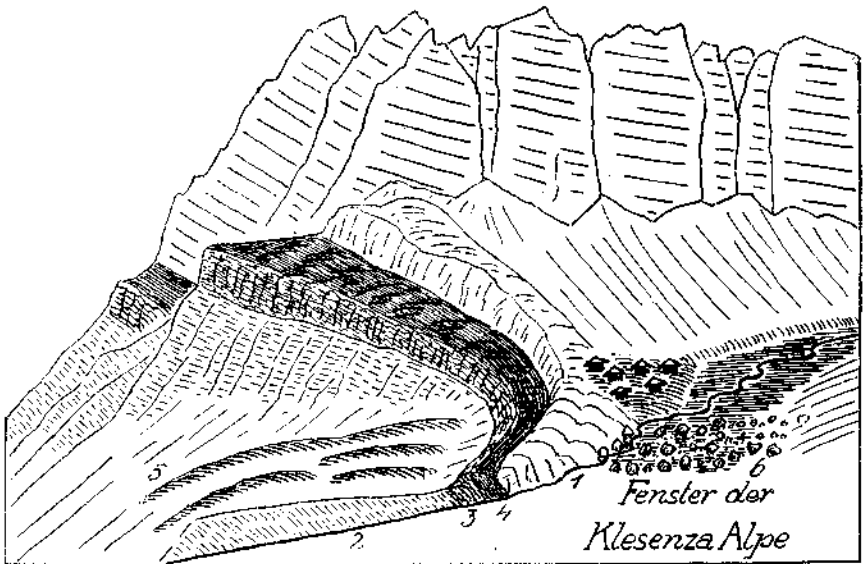


Fig. 30. 1 = Hauptdolomit. 2 = Fleckenmergel. 3 = Aptychenkalke. 4 = Kreideschiefer. 5 = Endmoränen der Schlußeiszeit.

an dem prächtigen Höhenweg vom Formarinsee zum Spullersee sehr deutlich erkennen. Wir treffen hier noch in der Nähe der schön ge-

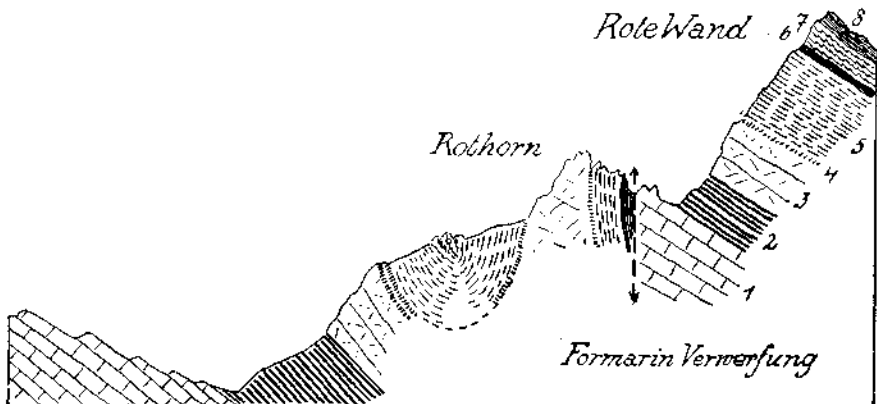


Fig. 31. 1 = Hauptdolomit und Plattenkalk. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberrätikalke. 4 = Bunte Liaskalke. 5 = Fleckenmergel. 6 = Grüne und rote Hornsteinkalke. 7 = Aptychenkalke. 8 = Kreideschiefer.

legenen Freiburger Hütte am Weg auf die in Fig. 32 dargestellten Verhältnisse. Die Schichten richten sich gegen die Formarinverwerfung zu immer steiler auf, bis die unmittelbar anschließenden Kreideschiefer eine vertikale Stellung einnehmen.

Die Fortsetzung der Roten Wand bildet dann hier der schöne Felskopf des Formaletsch (Fig. 33), welcher sich zwischen Formarinsee und Radonatobel erhebt.

Hier streicht die Formarinverwerfung in den Hintergrund des Radonatobels hinab. In dieser Gegend habe ich dieselbe bereits in der Arbeit über das Spullerseewerk im Jahr 1925 in diesem Jahrbuch beschrieben.

In dem wilden Hintergrund des schlecht zugänglichen, von Lawinen und Steinschlag bedrohten Radonatobels findet die Formarinverwerfung zwischen Gamsbodenspitze und Gehrengrat ihren wohl großartigsten Ausdruck.

Die hochehobene Mulde der Roten Wand (Fig. 28) stellt in nordwestlicher Fortsetzung die Mulde des Spullersees vor. Diese kräftig gebogene Muldenform findet im Bereiche der Roten Wand zugleich ihre höchste Erhebung und auch ihr Ende.

Die Störung an der Furgge schneidet dieses ganze große Bauelement zugleich mit der Formarinverwerfung ab.

Innerhalb von dieser Muldenzone sind die Zeichen von ostwestlichen Verschiebungen gar nicht so selten.

Ich führe als Beispiele dafür die Ansichten des Schafbergs (Fig. 34) und des Pöngertlekopfes (Fig. 35) an.

Beide Berge stellen Teilstücke vom nördlichen Rahnen der Spullerseenmulde vor. Sie besitzen eine einfache Schichtenfolge, in welcher zwischen den mächtigen Massen von Hauptdolomit und Plattenkalk im Liegenden und den Oberrätalkalken im Hangenden die Kössener Schichten eine weiche und leicht verschiebbare Zone bilden.

Diese für tektonische Ereignisse höchst empfindliche Zone zeigt nun auch in ostwestlicher Richtung ganz lebhaft Falten und Verschiebungen an.

Die Ansichten Fig. 34 und 35 sind räumlich so angeordnet, daß immer der linke Bildrand gegen O, der rechte gegen W gekehrt ist.

Fig. 34 gibt außerdem die Lage des zwischen seinen zwei Stau-mauern aufgefüllten Spullersees wieder.

Zum Schlusse lege ich hier noch eine Ansicht der Höllen- und Mittagsspitze vor, welche sich zwischen Lech und Steeg an der Südseite des Lechs erheben (Fig. 36).

In dieser Berggruppe gelangen die von O gegen W oder genauer von SO gegen NW gerichteten Schiebungen und Falten zu einem besonders großartigen Ausdruck. Was wir hier sehen ist vor allem das Westende der Schubmasse des mächtigen Allgäuer Hauptkammes. Der Allgäuer Hauptkamm endet als Kamm mit der prachtvoll aufgerichteten Gestalt des Biberkopfs oberhalb von Lechleiten.

Die Schichten des Biberkopfes aber streichen quer über die Lechschlucht und finden nun hier in einer machtvoll geschwungenen Stirnfaltung ihr Ende. Dabei schiebt sich über diese große Schichtenmasse noch eine zweite Schubmasse vor, die den Gipfel der Höllenspitze bildet. Zu dieser oberen Schubmasse dürfte nach meiner Einsicht auch die vorgeschobene Stirnfalte des Karhorns gehören.

Die Schubmasse des Karhorns wäre also mit der Schubmasse des Gipfels der Höllenspitze zu verknüpfen und nicht mit jener des Allgäuer

Hauptkammes. Sie scheint noch um zirka 4 bis 5 km weiter gegen W vorgedrungen zu sein.

Die Schubmasse des Gipfels der Höllenspitze löst sich gegen O zu immer deutlicher von der darunter befindlichen Schubmasse des Allgäuer Hauptkammes ab.

Während die Schubmasse des Allgäuer Hauptkammes sich über den Biberkopf mit dem Hohen Licht verbindet, steht die Schubmasse der

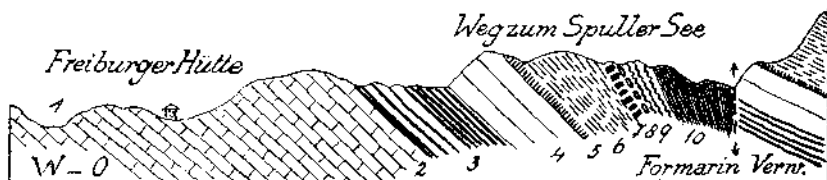


Fig. 32. 1 = Hauptdolomit. 2 = Plattenkalk. 3 = Kössener Schichten. 4 = Oberrätkalke. 5 = Rote Liaskalke. 6 = Fleckenmergel. 7 = Grüne und rote Hornsteinkalke. 8 = Rote Aptychenkalke. 9 = Grüne Aptychenkalke. 10 = Kreideschiefer.

Höllenspitze mit der Ellbogener- und Peischelspitze in streng geschlossenem Zusammenhang.

Zwischen Hohem Licht und Peischelspitze ist aber am Hochalprgat schon die von G. A. Haniel entdeckte und beschriebene Gosaukreide eingeschaltet.

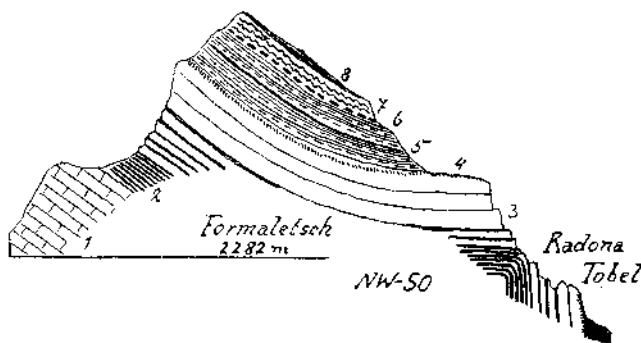


Fig. 33. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberrätkalke. 4 = Rote Liaskalke. 5 = Fleckenmergel mit einem roten Mergelband. 6 = Grüne und rote Hornsteinkalke. 7 = Rote und graue Aptychenkalke. 8 = Kreideschiefer.

Diese Gosaukreide gehört ins Hangende der Schubmasse des Allgäuer Hauptkammes. Im Hangenden der Schubmasse des Gipfels der Höllenspitze stellen sich dann bei Holzgau die ebenfalls von G. A. Haniel entdeckten Senonmergel ein. Die Schubmasse des Gipfels der Höllenspitze wird gegen W zu scharf abgeschert. Zuerst verschwinden der Hauptdolomit, dann die Kössener Schichten, endlich im Nordgehänge des Horns auch der Oberrät- und Liaskalk.

Nun stoßen die Fleckenmergel vom Liegenden und vom Hangenden zusammen.

Auf diese Fleckenmergel dringt dann der Muschelkalk von Lech vor, auf dem die Arlbergkalke mit ihren Melaphyrtuffen und Laven lagern.

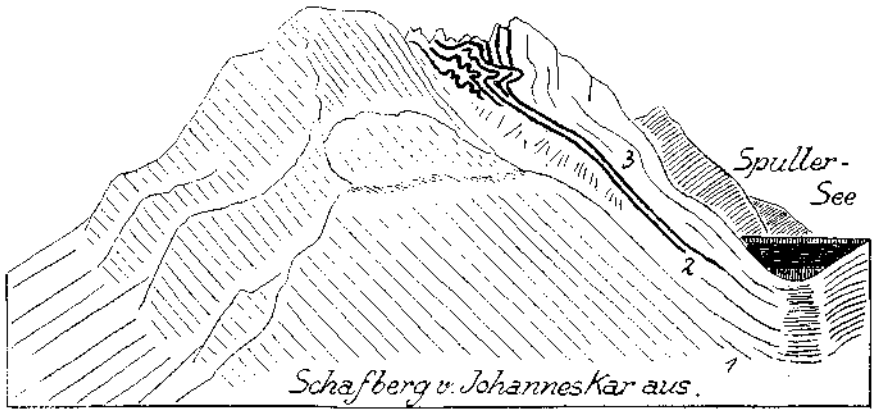


Fig. 34. 1 = Hauptdolomit und Plattenkalk. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberrätikalke mit Lias.

Wenn wir noch einmal Fig. 36 betrachten, so kommen wir zur Einsicht, daß die mächtige Stirnfalte der Schubmasse des Allgäuer Hauptkammes hier eine endgültige tektonische Begrenzung vorstellt.

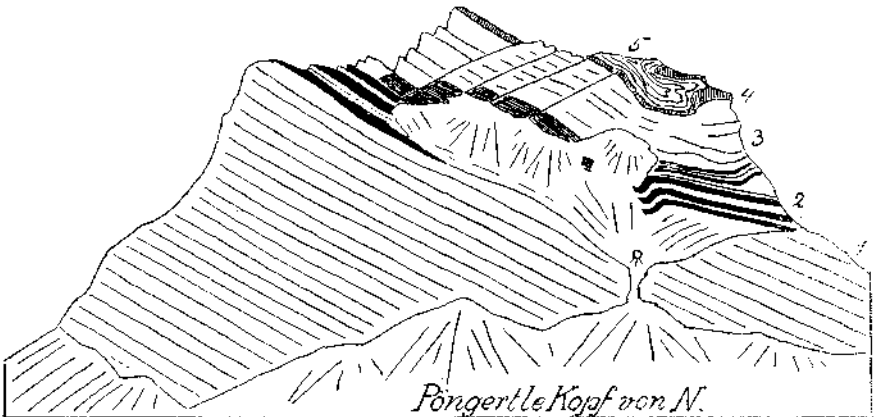


Fig. 35. 1 = Hauptdolomit und Plattenkalk. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberrätikalke. 4 = Bunte Liaskalke. 5 = Fleckenmergel.

Eine Fortsetzung dieser Schubmasse gegen W könnte nur vorhanden sein, wenn diese Schubmasse z. B. bei ihrem ersten Vormarsch auseinandergerissen worden wäre und später das östliche Teilstück bei einem neuerlichen Vorstoß eine Faltenstirne erhalten hätte.

Dagegen kann das nur reinlich abgescherte Ende der Schubmasse des Höllenspitzenpiefels ohne weiteres eine westliche Fortsetzung besitzen. Aus diesem Grunde betrachte ich die Schollen von Karhorn und Juppenspitze als Fortsetzungen der Schubmasse von Höllenspitze

und Horn und nicht als solche der Schubmasse des Allgäuer Hauptkammes.

Benzinger verbindet gegen W hin die „Wandflussschuppe“ von Gubler mit den Schollen von Juppenspitze und Karhorn und diese mit dem Biberkopf, also der Schubmasse des Allgäuer Hauptkammes.

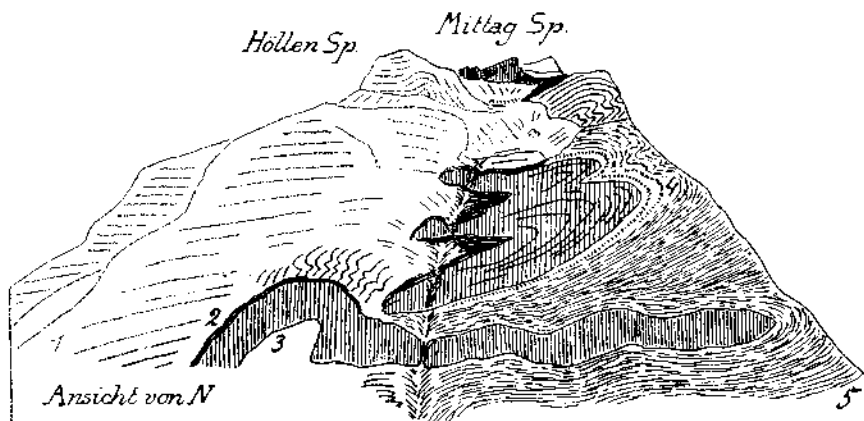


Fig. 36. 1 = Hauptdolomit und Plattenkalk. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberrialkalke. 4 = Bunte Liaskalke. 5 = Fleckenmergel.

Nach dem Vorhergehenden kann eine solche Verbindung jedoch nur mit der Schubmasse des Gipfels der Höllenspitze in Betracht kommen.

Mit der Einteilung der einzelnen Schubmassen, welche J. Gubler in seiner Arbeit für das ganze zentrale Vorarlberg geschaffen hat, werde ich mich erst nach Weiterführung der Neuaufnahmen bis in den Rätikon näher beschäftigen.

Wien, Mitte Februar 1930.

# Petrographische Beschreibung der Eruptivgesteine aus der Gegend von Lech.

Von Wilhelm Hammer.

Die mikroskopische Untersuchung der neu entdeckten Eruptivgesteine im oberen Lechtal ergab, daß sie zu überwiegendem Teile klastisch-vulkanischer Natur sind, feinkörnige Tuffe und Tuffite, denen gegenüber die Laven stark zurücktreten. Von 16 Schläfen aus der Eruptivmasse bei Lech zeigen nur ungefähr ein Viertel Ergußgesteine, das andere sind Tuffe und Tuffite. Bei den gangförmigen Vorkommen am Kriegerhorn ist das Verhältnis 3:4 zwischen Laven und klastischen Gesteinen. Die drei Proben von dem Vorkommen bei der Pension „Goldener Berg“ sind durchwegs Tuffe und Kalk mit Tuffmaterial. Die vulkanischen Vorgänge bestanden also hauptsächlich im Auswurf von Aschen und Lapilli und führten nur untergeordnet zu Lavaergüssen.

Da sowohl die Laven wie die Tuffe so feinkörnig sind, daß sie im Handstück dicht erscheinen, wird eine genaue Abtrennung beider im Felde kaum durchführbar sein.

Die Farbe der Gesteine ist dunkelgraugrün, einzelne besonders kalzitreiche sind hell- bis dunkelgrau. In den Tuffen und auch in einzelnen Melaphyrproben treten hellgrau die eingeschlossenen Kalkstückchen hervor, die eine Größe bis zu 3 cm erreichen; in den Tuffen sieht man auch die größeren schwärzlichen Lapilli. In einzelnen Melaphyrproben werden auch größere weiße Kalzitnester (Hohlraumfüllungen) sichtbar. Die Struktur ist massig, nur zwei Handstücke zeigen ein parallel gerichtetes Gefüge; in einen Falle eine unvollkommene Schichtung, im anderen eine ausgeprägte Flaserung mit Plattpressung und Parallellage der eingeschlossenen Kalkstücke und flaserig-schieferiger Struktur des Tuffes. Das Korn ist, wie erwähnt, außerordentlich klein, die Handstücke erscheinen dicht. Die Melaphyre vom Kriegerhorn und eine Probe von Lech lassen eine allerfeinste Körnung noch mit unbewaffnetem Auge erkennen; mitunter sind an etwas angewitterten Stellen bei manchen Proben noch die winzigen Feldspatleisten zu erkennen, ebenso an einzelnen Geschieben aus der Grundmoräne am Omesberg.

Die Anwitterungsfarbe der Melaphyre ist gelbbraun, ihre Oberfläche durch Auswitterung der Kalzite mitunter luckig. Die Tuffe wittern teilweise mehr grau an, besonders die kalkreichen. Die Erze und die kleinen Lapilli durchziehen als schwarze Punkte schwarmweise die dichte Gesteinsmasse. Ein lichtgrauer Melaphyr (erratisches Geschiebe) ist ausnahmsweise dicht durchsprengt mit sehr kleinen Pyritkriställchen.

Der Gesteinsart nach gehört das gefördertete Magma zu den basaltischen, u. zw. zu den besonders feldspatreichen, relativ augitarmen und olivinfreien (oder sehr armen) Arten.

Nach ihrer Altersstellung und dem Erhaltungszustand und wegen der stratigraphischen Gleichstellung mit analogen Bildungen der Südalpen kann man die Gesteine als Melaphyre und Melaphyrtuffe bezeichnen.

In der **Eruptivmasse von Lech** sind nach dem mikroskopischen Befund folgende Ausbildungsformen von Melaphyr vertreten:

Ein Schriff zeigt ein Gestein von hypokristallin-porphyrischer Struktur mit einer Grundmasse aus feinsten Plagioklasnadelchen in regelloser Anordnung, deren sehr geringe Zwischenräume von einem kalzitähnlichen, wahrscheinlich aus Glasbasis hervorgegangenen Aggregat erfüllt sind. Als Einsprenglinge, aber mit Übergängen in der Größe zu den Grundmassenfeldspäten erscheinen schmaltafelförmige große Plagioklase, deren symmetrische Auslöschungsschiefe sie zwischen Oligoklas und Andesin einordnen läßt, außerdem einzelne, große, verzwilligte Augite. Reichlich nadelförmiges, schwarzes Erz. Die Plagioklase sind z. T. durch Kalzit ersetzt; auch größere Nester von Kalzit sind im Schriff.

An diese Ausbildung schließt sich ein Melaphyr an, der als Einschluß in einem Tuff angetroffen wurde. Die Grundmasse besteht ebenfalls aus dem feinen Plagioklasnetzwerk mit vielem Eisenerz und Resten einer umgewandelten Glasbasis (?), Einsprenglinge sind ein anorthitarmer Plagioklas in reichlicher Menge und wenig Augit. Auch im Handstück sichtbar sind die vielen weißen, runden Kalzitnester, die wohl Füllungen von Blasenräumen sind.

Nur eine Gesteinsprobe zeigt im Dünnschliff eine vollkristalline ophitische Struktur bei gleichzeitig größerem Korn als die anderen Melaphyre, ein gleichmäßiges Bulkenwerk von leistenförmigen Plagioklasen mit einfacher Verzwilligung und saurerer Randzone, während bei den anderen Arten kein zonarer Bau beobachtet wurde. Der Plagioklas gehört zum Oligoklasandesin. Die Zwickelräume erfüllen Chlorit, Kalzit und Titaneisenerz; einzelne größere Chloritnester deuten durch ihre kristallförmige Umgrenzung auf Augit.

Als vitrophyrische Melaphyre können drei Gesteinsmuster bezeichnet werden, welche im Schriff reichlich braunes Glas als Füllung von Zwischenräumen und als Umrandung der größeren Kristallauscheidungen aufweisen. Als solche treten wieder in erster Linie die schmaltafelförmigen Plagioklase auf, die größtenteils durch Kalzit unter Erhaltung der Leistenform ersetzt sind, in viel geringerer Menge ein sehr blaßbräunlicher Augit, teils in großen Einzelkristallen, teils in Nestern kleiner Kriställchen, die sich in Chlorit umsetzen, was auch die übrigen vielen Chloritnester auf gleichen Ursprung zurückleiten läßt. Einzelne, besonders große, mitunter in sternförmige Gruppen verwachsene Plagioklase leiten zu porphyrischer Struktur über.

Diese Laven umschließen bereits Stückchen von blasigem Glas und Kalkbröckchen; die Glasbasis selbst zeigt schlierenweise auch blasige Struktur, sofern es sich hier nicht um eingeschmolzene Lapilli handelt.

Die klastischen Gesteine der Lecher Eruptivmasse sind Aschen- und Lapillituffe und feinkörnige Agglomerate von vulkanischem und kalkigem Material.

Die ersteren enthalten in wechselnder Menge Bruchstücke eines blaßgrünen Glases, das in der Regel dicht durchsetzt ist mit mikroskopisch



kleinen, kkreisrunden oder ovalen Blasenräumen. Die Blasenräume sind meist mit einer dünnen Rinde ausgekleidet und mit sphärolithisch angeordneten feinsten Fasern von Zeolithen (?), seltener von Kalzit ausgefüllt. In dem Glas zwischen den Blasenräumen sind meistens einzelne schmale Plagioklasleisten ausgeschieden. (In einer Probe als Labradorit bestimmt.) Diese Lapilli sind rundlich umgrenzt oder scharfzackig ausgebuchtet, entsprechend den offenen Blasenräumen am Rande, und erreichen eine Größe von höchstens 1 cm Durchmesser, sind also schon an der unteren Größengrenze dessen, was noch als Lapilli bezeichnet wird, eher schon vulkanische Sande. Mitunter ist das Glas der Lapilli bereits feinkristallin umgewandelt.

Außerdem umschließen die Tuffe stets auch Kalkfragmente aus den umgebenden Triasschichten; der Kalk ist vollkommen unverändert und läßt gelegentlich noch Spuren von Mikrofossilien erkennen. Durch starke Zunahme und Vergrößerung der Kalkbeimengung gehen Mischgesteine hervor, die als Agglomerate bezeichnet werden können.

Schließlich sind in manchen Tuffen auch Bruchstücke von Melaphyr (vitrophyrische Melaphyre und porphyritische Melaphyre ähnlich denen am Kriegerhorn) enthalten, die durch Zertrümmerung vorausgehender Lavaergüsse in den Tuff gelangt sind. Tuffauswürfe und Lavaergüsse sind wohl in raschem Wechsel einander gefolgt.

Die Bindemasse der Einschlüsse besteht aus einer reichlichen Menge feinkörniger Umwandlungsprodukte (Chlorit, Kalzit, Eisenoxyde usw.), feinen Glassplittern (Asche) und enthält auch Plagioklastafeln und seltener Augitkriställchen. In einem Falle ist die Grundmasse rein kalkig, mit vereinzelt Plagioklasen und etwas Chlorit, und hier wohl eine Mischung von Kalkschlamm mit tuffigen Einstreuungen.

Infolge der starken Zersetzung ist es in manchen Fällen nicht sicher zu entscheiden, ob ein Tuff oder stark zersetzte Lava mit zahlreichen Einschlüssen vorliegt.

Die Struktur der Melaphyre und Tuffe ist mechanisch völlig unversehrt, das zarte Balkengerüst der Plagioklase und die kleinen Sphärolithe nicht gestört. Nur das oben schon erwähnte verflaserte Handstück zeigt auch im Dünnschliff die Zeichen einer Durchbewegung. Es entstammt wohl einer untergeordneten, örtlichen Bewegungsfläche.

Auch das gangförmige Vorkommen am **Kriegerhorn** setzt sich aus Laven und Tuffen zusammen.

Die Melaphyre sind hier etwas verschieden von denen bei Lech, indem sie einerseits (zwei von den drei Proben) eine ausgesprochen porphyrische Struktur durch Ausbildung zweier Generationen von Feldspat besitzen, was mit dem gangförmigen Auftreten in Beziehung stehen mag, und andererseits durch den höheren Anorthitgehalt der Feldspäte.

Die porphyrischen Melaphyre besitzen eine Grundmasse aus einem Filz feinsten Plagioklasnadelchen, sehr viel schwarzen Erzkörnern und einer sehr geringen Menge eines nicht weiter auflösbaren Zwischenmittels. Daneben tritt Plagioklas als Einsprengling in dünntafeliger Entwicklung auf, mitunter gruppenweise verwachsen. Nach der symmetrischen Auslöschungsschiefe der Leisten steht er zwischen Andesin und Labrador. Einfache Verzwilligungen, Mangel eines zonaren Baues wie bei den

anderen Arten. Sie sind größtenteils schon durch Kalzit ersetzt. Augit fehlt; ob er ursprünglich vorhanden war, ist fraglich, da der sonst an seine Stelle tretende Chlorit ebenfalls fehlt. Nur einzelne größere Kalzitnester könnten vielleicht auch von Augit herkommen. Reichlich ist Titaneisen und Titaneisenglimmer vorhanden.

Ein Melaphyrschliff vom Kriegerhorn entbehrt der porphyrischen Struktur und zeigt ein gleichmäßig ophitisches Balkengerüst der gleichen Plagioklase wie die Einsprenglinge der porphyrischen Art. Hier sind deutliche Spuren eines femischen Bestandteils enthalten in Form großer netzförmig struierter Nester eines gelblichgrünen, feinfaserigen Chlorits.

Unter den Tuffen am Kriegerhorn befindet sich ein typischer Aschentuff mit kleinen Lapilli; er setzt sich zusammen aus winzigen, blaßgrünlichen, scharfkantigen Glassplittern und sehr kleinen, blasig erstarrten Lapilli und einer feinkrümmeligen, kalzitischen Einbettungsmasse. Kristallausscheidungen von Feldspat oder Augit fehlen, ebenso Erze. Er erinnert an Palagonittuffe, doch fehlt den Lapilli die bei Palagoniten sonst vorhandene Umrundung und rötliche Farbe.

Andere Tuffproben dieser Örtlichkeit enthalten, ähnlich wie jene von Lech, große Mengen von Kalkeinschlüssen und sind mit kalkreichem Zement gebunden, der eine leichte Schichtung erkennen läßt.

Auch Stückchen von Melaphyr kommen als Einschluß in diesen Tuffen vor.

Die Zunahme der Kalkbrocken geht schließlich in einer anderen Probe so weit, daß die Lapilli nur mehr vereinzelt zwischen den Kalkstückchen liegen, wobei die Bestandteile dieser Breccie ohne Zwischenmittel dicht aneinandergedrückt sind. Die Bläschen der Lapilli sind hier mit Kalzit gefüllt.

Die Gesteinsproben von dem Vorkommen bei der Pension „Goldener Berg“ in Lech gehören der gleichen Art an wie die letztbeschriebenen Tuffkalke vom Kriegerhorn: dichte Kalke, die stellenweise noch die Herleitung aus fest aneinandergedrückten Brocken erkennen lassen, mit eingeschlossenen Lapilli und auch mit Melaphyrstückchen. Faserige Drucksuturen zeigen stellenweise eine mäßige Pressung des Gesteins an, die aber die Einschlüsse nicht deformiert hat.

Unter den aus den Grundmoränen aufgesammelten **erratischen Geschieben** kehren alle oben beschriebenen Gesteinsarten wieder, sowohl die Melaphyre mit ophytisch-körniger Struktur und die porphyrisch struierten Melaphyre (Typus Kriegerhorn) als auch die mannigfaltigen Tuffe und kalkig-tuffigen Agglomerate. In einem an Umwandlungsprodukten der dunklen Gemengteile reichen Melaphyrgeschiebe deuten einzelne Kristallumgrenzungen dieser sekundären Mineralnester auf ein früheres Vorhandensein von Olivin. (Möglicherweise sind auch in dem nicht porphyrischen Melaphyr vom Kriegerhorn die oben erwähnten Nester mit maschenförmiger Struktur [ohne Kristallumrisse], die an die bekannten Bilder der Serpentinbildung in Olivin erinnern, in dieser Richtung zu deuten.)

In den Nordtiroler Kalkalpen kommen außer dieser neuentdeckten Ahlagerungsstelle Ergußgesteine und Tuffe sonst nicht vor.

Die in den Juraschichten des Wettersteingebirges steckenden Ehrwaldite sind echte Gänge, mit starker Kontaktmetamorphose der angrenzenden Kalke; ihr Gestein gehört auch zu den Melaphyren, unterscheidet sich von den Lecher Gesteinen aber beträchtlich durch die Vorherrschaft des Augits, als Einsprengling und in der Grundmasse, das Fehlen des Feldspats und den ständigen Gehalt an Olivin.<sup>1)</sup> Ähnliche Unterschiede bestehen gegenüber dem allerdings sehr zersetzten Olivin-diabas vom Ladizöchel im Karwendel, der nach Richter<sup>2)</sup> in schlotförmigen kleinen Gängen in den Kössener Schichten und Fleckenmergeln aufbricht.

Petrographisch sind den Lecher Gesteinen viel ähnlicher die von Reiser<sup>3)</sup> beschriebenen körnigen Diabase und Diabasporphyrite des Allgäu, die stock- oder gangförmig im Flysch liegen, reichlich Plagioklas neben Augit führen und olivinfrei sind. Tuffige Begleiter fehlen bei allen diesen nordalpinen Vorkommen.

Die nächstgelegenen basischen Ergußgesteine und Tuffe sind die Diabase in den Bündner Schiefen des Oberinntals, welche gleichfalls größtenteils Ergußgesteine sind und von tuffigen Ablagerungen und Mischgesteinen aus kalkigem und tuffigem Material begleitet werden. Auch Mandelsteine (Variolite) sind nicht selten. Alle diese unterscheiden sich aber von den Lechtaler Gesteinen dadurch, daß sie größtenteils schon einer Metamorphose unterworfen wurden und nun in der „Grünschieferfazies“ vorliegen. Ihr Alter ist nicht genügend festgestellt, um in dieser Richtung Vergleiche anzustellen.

Unter den Diabasgängen am Rande der Ötztaler Alpen stimmen jene im Tösner Bergbau petrographisch gut mit den ophitischen (glasfreien) Melaphyren überein in der Struktur, dem besonders hohen Feldspatgehalt und der Kalzitisierung.

Basische Ergußgesteine treffen wir weiterhin in den Raibler Schichten der Münstertaler Alpen, in denen Spitz und Dyrenfurth<sup>4)</sup> Diabasporphyrit, verbunden mit Mandelstein, Tuffen (mit Lapilli) und kalkigen Tuffiten, über große Erstreckung verfolgen konnten. Der Diabasporphyrit ist teilweise bis zur Ausbildung von Amphibolit metamorphosiert, die klastischen Sedimente sind weniger metamorph und lassen noch ihre ursprüngliche Struktur erkennen.

Diese Vorkommen leiten bereits über zu der großen Entfaltung von Melaphyr- und Augitporphyrlaven und Tuffen in der ladinischen Stufe der Dolomitentrias.

Nach der Beschreibung von M. Ogilvie-Gordon<sup>5)</sup> treten hier viele mit den Lechtalern übereinstimmende Gesteinsarten auf neben anderen, die dort fehlen, in mannigfaltigem Wechsel. Hingewiesen sei auf die feldspatreichen Augitporphyrite des Buffaure, die Palagonittuffe, die dichten Tuffe mit blasigem Glas u. a. m.

1) Reis, Erläuterungen zur geologischen Karte des Wettersteingebirges, Geognostische Jahreshefte, München 1911.

2) Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1928, S. 118.

3) Tschermaks Mineralogische Mitteilungen, 1889.

4) Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, N. F., 44. Lief. S. 55.

5) Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, XXIV. Bd., Heft 2, S. 37 u. f.

### Zusammenfassung.

Die vorliegende Arbeit liefert für das Gebiet des obersten Lechtales eine Reihe von Profilen, die sich dem Naturdetail der Berge möglichst enge anzuschmiegen versuchen.

Die neuen Angaben betreffen vor allem die Ablagerungen der Schlußeiszeit, die Transgression von Tithon und Kreide zu beiden Seiten des Flexenpasses, die mächtige, alte Quersfaltung der Roggal-, Wildgruben-, Wildgrätligratgruppe, den feineren Bau der Tauchfaltenkerne von Rockspitze und Hasenfluh, den Schichtinhalt und die Tektonik der Krabachjochdecke, die Eruptivgesteine der Umgebung von Lech, den Schichtinhalt und die Tektonik der Schubmasse von Kriegerhorn-Mohnenfluh, das erste Auftreten von Flyschgesteinen im Fenster des Klesenzajoches, den Aufbau der Roten Wand und den Verlauf der Formarinstörung.

Das Fehlen von stellenweise sehr beträchtlichen Teilen im Liegenden der Schubmassen konnte mit Sicherheit als Wirkung von mechanischen Abschrägungen und nicht als solche von Auswäzungen erkannt werden.

Die Abschrägungen lassen selbst bei bedeutendem Umfang die innere Struktur der davon betroffenen Schubmassen weitgehend unversehrt.

Bezüglich der Zusammenhänge der heute von der Erosion freigelegten Schubschollen von Karhorn-Juppenspitze . . . ist eine Ableitung von der Schubmasse von Höllenspitze-Horn (Ellbogener Schuppe von C. A. Haniel) am wahrscheinlichsten.

Mit der Schuppe des Allgäuer Hauptkammes (Biberkopf) kann dagegen keine Verbindung bestehen, weil diese im Nordgehänge der Höllenspitze mit einer prachtvollen Stirnfaltung gegen NW und W zu tektonisch völlig abgeschlossen erscheint.

Die mikroskopische Untersuchung ergab, daß die Eruptivgesteine bei Lech und am Kriegerhorn basaltischen Magmen entstammen, welche als feldspatreiche, augitarne Melaphyre und dazugehörige Aschen und Tuffe erstarrt sind.

Die Melaphyre sind teils ophitisch-körnig, teils porphyrisch struiert und enthalten oft noch Glasbasis. Der größte Teil der vorliegenden Gesteinsproben gehört zu den Tuffen: Aschen- und Lapillituffe. Die Lapilli bestehen zumeist aus stark blasig erstarrtem Glas mit einzelnen Plagioklasleisten. Durch Zunahme von eingeschlossenen Kalkfragmenten ergeben sich Übergänge zu kalkigen Gesteinen mit einzelnen Lapillieinschlüssen.

Andere Vorkommen hasischer Ergußgesteine mit Tuffen sind in den nördlichen Kalkalpen nicht bekannt. Am meisten Ähnlichkeit besitzen die Melaphyrlaven und Tuffe in der ladinischen Stufe der Südtiroler Dolomiten.

### Erklärung zu Tafel III.

Das Bild stellt die Ortschaft Lech samt dem südöstlich davon aufragenden Gehänge der Schafalm vor.

Die Terrasse, auf welcher die Kirche steht, wird von jungen Schottern aufgebaut, welche weiter talab an die Moränen von Stubenbach anschließen, hinter denen sie aufgestaut wurden. Das Berggehänge selbst besteht im unteren und mittleren Teil aus Arlbergkalken, im oberen Teil aus Raibler Schichten.

Die weißen Punkte umgrenzen den Raum, in welchem Laven und Tuffe von Melaphyren auftreten, die hier den flachgelagerten Kalken der Arlbergschichten eingeschaltet sind.

### Erklärung zu Tafel IV.

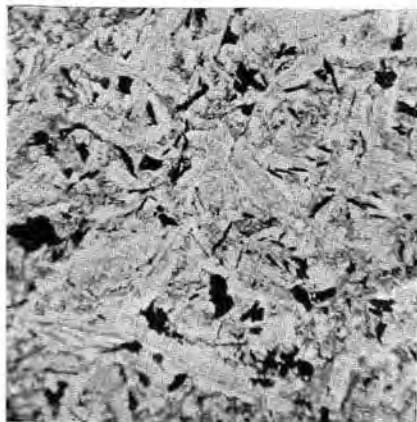
#### Dünnschliffbilder.

1. Körniger Melaphyr, Lecher Eruptivmasse.
  2. Porphyritischer Melaphyr, Kriegerhorn.
  3. Blasige Melaphyrlava (Lapilli), Lecher Masse.
  4. Derselbe Dünnschliff bei gekreuzten Nikols (Sphärolithe in den Blasenräumen).
  5. Aschentuff, Kriegerhorn.
  6. Lapilli im Kalk, Kriegerhorn.
- Vergrößerung bei 1—5.: 30fach, bei 6.: 50fach.  
Aufgenommen von W. Hammer.

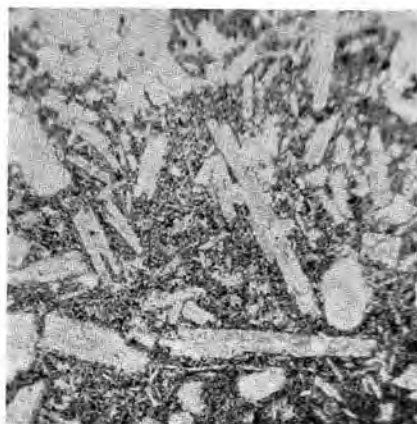


phot. Irma Sander.

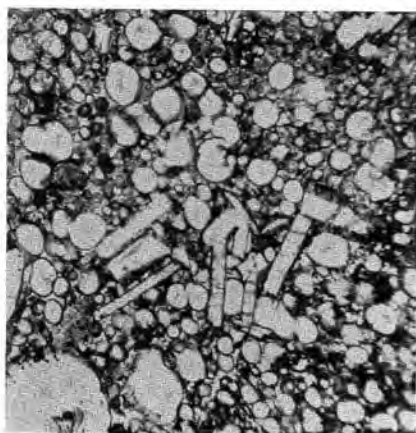
Ansicht der Eruptivmasse südöstlich von Lech.



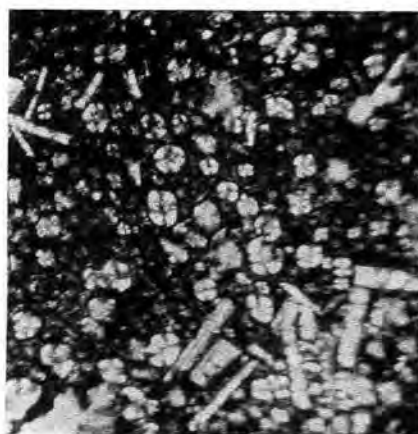
1



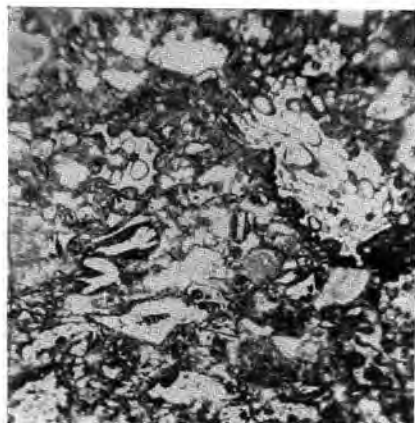
2



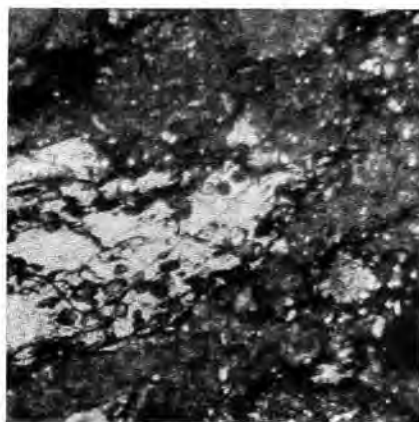
3



4



5



6

# Geologie des Pelmo-Gebietes in den Dolomiten von Cadore.

Von L. van Houten, Delft.

(Mit einer geologischen Karte, 9 Tafeln und 10 Textfiguren.)  
(Aus dem Geologischen Institut der Technischen Hochschule zu Delft.)

## Vorwort.

Die vorliegende Arbeit verdankt ihre Entstehung in erster Linie einer Anregung von Herrn Professor Dr. H. A. Brouwer, der mich, gelegentlich einer rein touristisch geplanten Ferienreise in die Dolomiten, aufforderte, mich einmal näher mit der Geologie meines Reisegebietes zu befassen. In diesem und einem späteren Jahre bereiste ich an der Hand der glänzenden Synthese Mojsisovics' (1) die klassischen Gebiete der Seiser Alpe und von St. Cassian, von Monzoni und Predazzo, und lernte etwas kennen von den vielen interessanten Problemen, die in den Südalpen noch der Lösung harren. Dabei wuchs der Wunsch in mir, durch eine eingehendere Kartierung ein wenig dazu beitragen zu können, und als ich später Assistent von Herrn Professor Dr. G. A. F. Molengraaff wurde, gab dieser mir bereitwilligst Gelegenheit, diesen Plan auszuführen. Professor Molengraaff ist mir auch später bei der Ausarbeitung meiner Ergebnisse zur Seite gestanden.

Schwieriger war die Auswahl der in Betracht kommenden Gebiete, aber ich war so glücklich, in Herrn Professor Dr. R. Klebelsberg nicht nur einen guten Berater zu finden, sondern auch einen Mentor, der mir mit seiner großen Erfahrung und weitgehenden Kenntnis der Dolomiten immer aufs liebenswürdigste beigestanden und mich bei meiner Arbeit unterstützt hat.

Ihnen allen bin ich zu größtem Dank verpflichtet.

Auch der kgl. Italienischen Regierung danke ich sehr für die Mitwirkung, die mir ihrerseits und durch ihre Behörden zuteil geworden ist.

Das kartierte Gebiet, das der Kürze halber unter dem Namen Pelmo-Gebiet zusammengefaßt wurde, erwies sich geologisch in jeder Beziehung als ein recht dankbares. Es schließt im O und W an die schon von Dal Piaz (2, 3) und Nöth (4) bearbeiteten Gebiete an und im N an das neue Aufnahmungsgebiet der Frau Dr. Ogilvie Gordon. Nur gegen S waren mir keine Schranken gestellt, und bloß die ziemlich knapp bemessene Zeit und die Notwendigkeit, der Karte nicht zu große Ausdehnung zu geben, haben mich gezwungen, an einer ziemlich willkürlichen Stelle die Südgrenze zu ziehen. Sicher wäre es aber eine höchst lohnende Arbeit, eine weitere Kartierung gegen S bis zur Val-Sugana-Überschiebung vorzunehmen; das Gelände sieht vielverheißend aus, es



ist vorzüglich aufgeschlossen und wird wegen der Nähe der großen Überschiebung zweifelsohne von größtem Interesse sein.

Die Aufnahme erfolgte in den beiden Sommermonaten der Jahre 1928 bis 1929. 1928 wurde die Arbeit immer von dem denkbar schönsten Wetter begünstigt; 1929 jedoch haben schwere Gewitter und Regen mir manchen Tag verdorben; während oder kurz nach solchem Unwetter in dem durchnäßten, mit dichtem Gestrüpp bewachsenen Tnffgebiet zu arbeiten, war kein Vergnügen, manchmal geradezu unmöglich.

Als topographische Kartenunterlage wurde die italienische Karte (tavoleta) 1 : 25.000 benutzt, u. zw. die Blätter Selva di Cadore, Monte Pelmo, Antelao, Cencenighe, Forno di Zoldo und Cibiana. Von großem Nutzen war mir auch die neue Karte der östlichen Dolomiten, vom Touring Club Italiano im Maßstab 1 : 50.000 herausgegeben. Diese Karte ist sehr schön ausgeführt; besonders die Geländedarstellung ist gelungen, oft besser als auf der Karte 1 : 25.000.

Dr. Nöths Cordevole-Arbeit war mir im Sommer 1928 noch nicht zugänglich, eine Rücksprache mit Dr. Nöth, der damals im Pamir weilte, nicht möglich, so kam es, daß ich eine kleine Ecke des schon von ihm kartierten Gebietes mit in die Kartierung einbezog, wie auf untenstehender Skizze (Fig. 1) angegeben ist. Wegen der größeren Übersichtlichkeit und der besseren Abrundung habe ich das Stück doch in meine Karte aufgenommen, wenn auch unsere Ergebnisse fast genau dieselben sind.

## Einleitung.

### 1. Kurzer Überblick über die geologische Erforschung des Gebietes.

Der erste Geologe, der auf einer Dolomitenreise auch das Pelmo-Gebiet besuchte, war Fuchs (5). Bei Dont im Oberen Zoldotal, allerdings gerade außer Bereich unserer Karte, fand er im Muschelkalk Cephalopoden, die Hauer (6) beschrieben hat. Fuchs folgten 1841 Klipstein (7), 1844 Trinker (8). Ihre Arbeiten wurden schon bei Nöth (4) erwähnt, ich brauche deshalb nicht näher darauf einzugehen. In den folgenden Jahren wurde von Trinker und Guernieri der Grund zu einer topographischen Karte (9) gelegt und 1849 auch die „Geognostische Karte von Tirol“ veröffentlicht.

Im Jahre 1860 kam das große Werk von Richthofen (10) heraus, das zwar nur den äußersten Nordwestzipfel unseres Gebietes berührt, aber Ausgangspunkt ist für die folgenden, eingehenderen Schilderungen von Loretz (11, 12) und Mojsisovics (1). Nachdem 1871 Kurtz (15) eine topographische Beschreibung der östlichen Dolomiten gegeben hatte, erschien 1874 die bedeutende Publikation von Loretz, der eine in den Jahren 1872 und 1873 aufgenommene geologische Karte im Maßstab 1 : 144.000 beigegeben ist. Loretz versucht, in unserem Gebiet die für die untere germanische Trias in Deutschland festgestellte Einteilung anzuwenden, behält aber im übrigen die von Richthofen eingeführte Nomenklatur bei. Ich werde fortan Gelegenheit nehmen, im Text auf das Werk von Loretz zurückzukommen.

Schon in den nächstfolgenden Jahren wurde das Gebiet aufs neue bearbeitet, u. zw. von Mojsisovics. Seine Ergebnisse veröffentlichte er 1879 in seiner großen und reich ausgestatteten Monographie (1), mit Beifügung einer Karte 1 : 75.000. Besonders die Stellung des Cernerariffs hat Mojsisovics richtig erkannt; auch unterscheidet er zwischen Wengener und Cassianer Dolomit; der Gegensatz zwischen beiden ist ja im Florentinatal recht gut ausgeprägt. Übrigens hebt er hervor, daß seine Karte für das Gebiet zwischen Boite und Cordevole nur ziemlich schematisch ist und daß eine genauere Aufnahme sicher lohnend wäre.

Im Jahre 1883 erschien eine geologische Karte der Provinz Belluno von Taramelli (16), mit Text. Weiter sind kurze Notizen von Taramelli (17), Hoernes (18), Böhm (19), Haas (20), Mariani (21) und Dal Piaz (2, 3) über das Vorkommen von Lias am Antelao zu erwähnen. Von großer Bedeutung, wenn auch nur teilweise sich direkt auf unser Gebiet beziehend, sind die Arbeiten von Klehelsberg (22, 23, 24) und Nöth's Beschreibung des angrenzenden Cordevolegebietes (4), auf welche Arbeit ich im Text besondere Rücksicht nehmen werde.

Schließlich sind noch die kurzen geologischen Aufsätze von De Toni und Castiglioni im italienischen Führer durch die östlichen Dolomiten von Berti (25) zu erwähnen und die Notizen von Klehelsberg im Hochtourist (Bd. VII, Dolomiten, 1929.)

## 2. Topographischer Überblick.

(Vgl. Fig. 1.)

Das Pelmo-Gebiet bildet weder orographisch noch tektonisch eine geschlossene Einheit. Es wurde nach dem Wahrzeichen des Gebietes, dem Monte Pelmo (3169 *m*) benannt, dessen unglaublich kühne und doch so fein gezeichnete Felswände sich senkrecht in schwindelnde Höhe erheben. In majestätischer Isoliertheit, wie ein Matterhorn ohne Rivalen, beherrscht er Tag und Nacht jeden Winkel des ausgedehnten Gebietes. Das erste Morgenlicht wird von seinem stolzen Haupt gefangen und wenn abends Täler und Berge schon längst in Dämmerung gehüllt sind, leuchten seine Zinnen noch im letzten Golde. Am allerneisten kommt die unvergleichliche Schönheit dieses Berges aber erst in der Nacht zu ihrem Recht, wenn an dem unheimlich dunklen Gebirgskörper die verschneiten Felsbänder im Mondschein wie Silber schimmern. Wenn sich das eigentliche Gebiet des Monte Pelmo auch nur auf den Gebirgskamm zwischen Cordevole-, Boite- und Zoldotal beschränkt, so ist er wegen seiner zentralen und dominierenden Lage doch dazu geeignet, dem ganzen kartierten Gebiet seinen Namen zu verleihen.

Weil es kein einheitliches Gebiet ist und seine Grenzen bedingt wurden durch die Arbeiten von Frau Ogilvie Gordon, Dal Piaz und Nöth, konnte die Begrenzung keine natürliche sein. Nur im O fällt sie mit einer solchen zusammen, denn dort wird sie von der Wasserscheide zwischen Boite und Piave gebildet, einem der großartigsten Gebirgskämme in den gesamten Dolomiten, gekrönt von mächtigen Gipfeln wie Sorapiß (3205 *m*) und Antelao (3261 *m*). Vom Antelaoipfel zieht sich dann die Grenze ins Boitetal hinab, das in der Nähe von

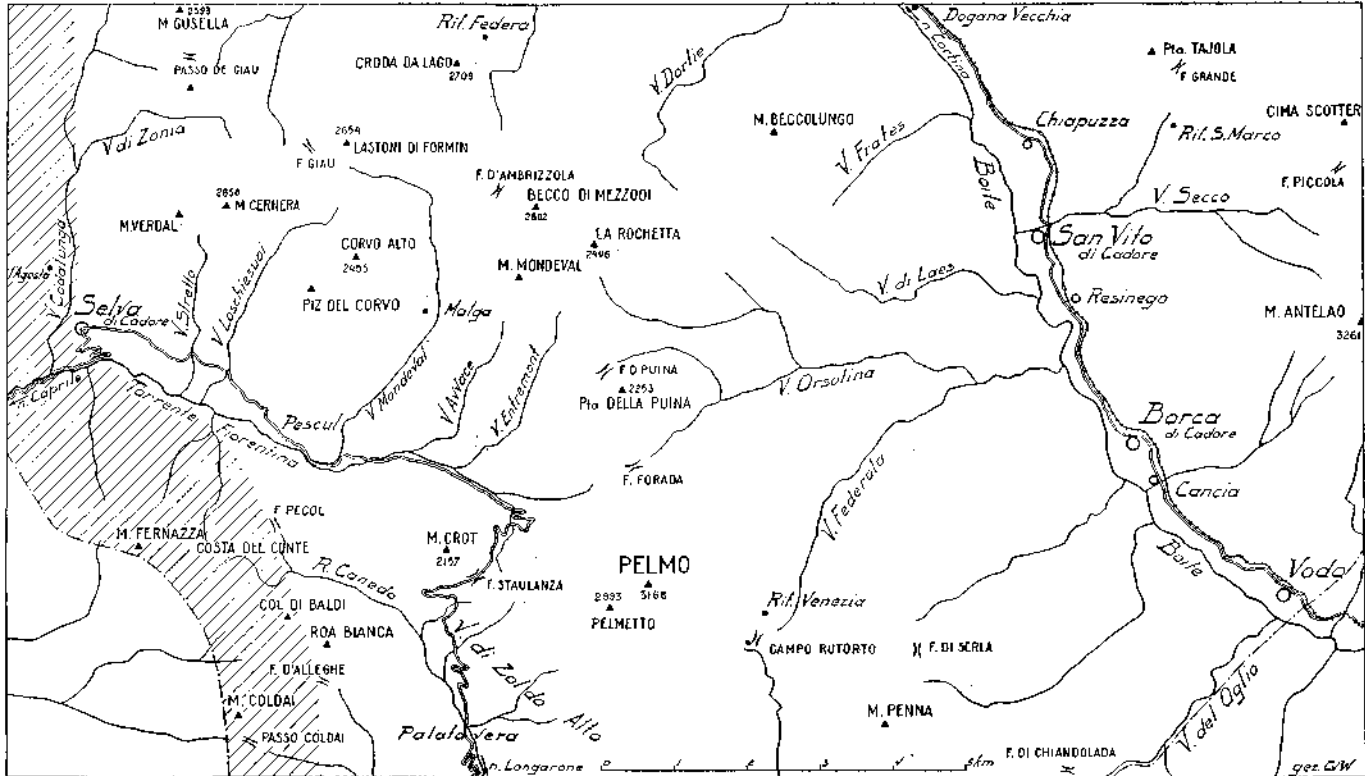


Fig. 1. Übersichtskarte des Pelmo-Gebietes. ———. Grenze des kartierten Gebietes, soweit sie innerhalb des Randes der Skizze verläuft.  
Schafrierung: Das auch schon von Nöthli bearbeitete Gebiet.



### Fiorentinatal mit dem Monte Pelmo.

Die sanft geböschten Talhänge werden ganz von steilstehenden Tuffen und Tuffsandsteinen der ladinischen Stufe aufgebaut, die großenteils mit Diluvium und Gehängschutt bedeckt sind. Von der Kirche zieht sich zu der Häusergruppe im Vordergrund eine ziemlich deutlich markierte Moräne des ehemaligen Gletschers aus dem Codalungatal herab.

Die Häusergruppen hinter der Kirche werden z. T. von Muren bedroht. Links im Hintergrund sieht man die Abrißstelle des großen Bergsturzes von Santa Fosca, dessen Trümmerrmassen bis an den Fiorenlinabach hinabgehen.

Die Wand links oben besteht aus Werfener Schichten, Muschelkalk und Mendoladolomit, die auf die jüngere Tuffformation geschoben sind (Antelaolinie).

Der Monte Pelmo wird von Dachsteinkalk, Räl und Lias aufgebaut. Die verschnittenen Felsbänder der gutgestuften, dickbankigen Liaskalke zeichnen sich rechts in dem Pelmetto deutlich vom Dachsteinkalk ab. In der Mitte liegt der 15 ha große Val d'Arciegletscher, fast ganz mit Bergsturzmaterial bedeckt.

Vor dem Pelmo erhebt sich noch der Monte Crot, der aus Schlerdolomit besteht.

Vodo gequert wird, und durch die Valle dell'Oglio wurde sie weiter gezogen. Eine OW streichende Linie durch die Forcella di Chiandolado und Mareson-Pecol bildet den Abschluß gegen S.

Im N verhält sich die Sache anders. Im Einvernehmen mit Mrs. Ogilvie Gordon, die eben das Falzaregogebiet kartierte, wurde die Nordgrenze bestimmt durch den Parallelkreis, der durch den GiauPaß geht, während im W der Meridian  $0^{\circ} 26' W$  von Rom (Monte Mario) die Grenze bildet, mit der Abänderung, daß sie südlich des Fiorentina-tales am westlichen Abhang des Davagnin-Fernazza-Massivs entlang verläuft.

Schon beim ersten Anblick der Karte läßt das Gebiet sich in drei Teile zerlegen: das Flußgebiet des Cordevole (zur Hauptsache des Torrente Fiorentina), die Valle di Zoldo Alto und das Boitetal, die sich, jedes für sich, auch wieder zergliedern lassen. Es wäre wohl besser, das Zoldogebiet mit dem Fiorentina-gebiet zusammenzunehmen, denn landschaftlich ist der Gegensatz dieser beiden zu dem öden und wüsten Schuttgelände des Boitetales sehr groß.

Kaum ein Tal in den Dolomiten wird reizendere Szenerien aufweisen können als Val Fiorentina, über dessen sanft geböschten, mit frischgrünen Matten und dunklen Wäldern bedeckten unteren Hängen die schlanken, bizarren Türme der Cerneragruppe einerseits, der wuchtige, unnahbare Felsklotz des Pelmo andererseits aufragen. In diesem Gebiete ist die Cerneragruppe eine Einheit an und für sich. Die Südabstürze sind außerordentlich schroff, und die Gruppe wird hier nur von einem, in seinen oberen Partien schluchtartigen Tälchen zergliedert, Val di Loschiesuoi, welches die Gruppe in die Cerneragruppe in engerem Sinne und die Corvogruppe teilt. Übrigens ist die Gruppe, die in der Cima di Loschiesuoi (2673 m) und im Monte Cenera (2657 m) gipfelt, wenig zugänglich. An seinem Westfuß entlang verläuft Val Codalunga, von wo zwei sehr steile Schluchten ins Innere der Gruppe hineinführen, im N Val Zonia. Hier ist die Abdachung, der Pian di Possoliva bedeutend flacher; es ist noch die ursprüngliche Riffböschung.

Wie oben erwähnt wurde, endet die Cerneramasse über dem Fiorentina-tal mit einer mächtigen Denudationssteilwand. Unter dem Dolomit, und von ihm gegen Erosion geschützt, kommen die weicheren Schichten der unteren Trias, darunter die Tuffformation zutage, nur spärlich von kleinen Wasserrinnen, die außerdem stets wasserarm, häufig sogar trocken sind, durchfurcht. Wegen dieser geringen Wasserführung kann die rückwärtige Erosion im nördlichen Talgehänge keinen gleichen Schritt halten mit der Erosion des Haupttales, wo der immer wasserreiche, vom kleinen Val-d'Arcia-Gletscher gespeiste Fiorentina-bach in die weichen, leicht verwitternden Tuffe sehr schnell einschneidet. Das nördliche Gehänge wird dadurch verhältnismäßig zu steil und Murbildung in dem dazu an sich schon sehr geeigneten Gestein wesentlich befördert.

Wegen ihrer Unfruchtbarkeit und geringen Zugänglichkeit ist die Cerneragruppe wirtschaftlich ohne Bedeutung.

Ein ganz anderes Gepräge hat die Landschaft zwischen der Cerneragruppe und dem Monte Pelmo. Hier herrschen weiche Formen vor. Die Gipfel übersteigen kaum die 2000 m und kulminieren in Monte

Mondeval (2283 *m*) und Punta della Puina (2253 *m*). Die ganze Oberfläche wird hier von den schwarzen, fruchtbaren Tuffen gebildet. Diese sind, wenigstens in den unteren Partien und an den Steilhängen, mit üppigen Waldungen und Almen bedeckt; in den vielen tief eingeschnittenen Tälchen sind sie jedoch ausgezeichnet aufgeschlossen. Die ganze Gegend ist ziemlich reich an Quellen und die Bewässerung ist auch in trockenen Sommern leidlich beständig und ergiebig, von Schwankungen nach kurzem, schwerem Regenfall abgesehen.

Infolge der leichten Verwitterbarkeit und der niedrigen Erosion-basis (= das übertiefte Haupttal) sind alle Bachläufe sehr tief eingefurcht, und die Talhänge steil geneigt. Dabei macht das Erosionsbild einen durchaus unfertigen Eindruck. Das Land hat noch viel von seinem ehemaligen Hochebenencharakter bewahrt. Die Rücken zwischen den Quertälern sind breit und rund und noch nicht oder kaum angeschnitten. Die Sammeltrichter der Wildbäche sind verhältnismäßig klein. Letztere haben sich nur rückwärts, noch nicht seitwärts, eingeschnitten und verästelt. Die Erosion befindet sich hier offenbar im Jugendstadium.

Für die Almwirtschaft sind die Verhältnisse in dieser Gegend sehr günstig.

Südlich des Fiorentinatalles dehnt sich bis zum Fuße der Civetta die „Waldgegend“ aus, die, obgleich tektonisch weit mehr gestört, sehr dem Gebiet der Seiser Alpe ähnelt. Wenn man, etwa von der Costa del Conte, die sanft gewölbte, mit Heustadln und Alphütten übersäte, in ihrer Mitte an einigen Stellen sumpfige Hochfläche überschaut, ist diese Ähnlichkeit sogar sehr groß. Man könnte sich auf dem Pitzberg oberhalb St. Ulrich im Gröden wäuen, im Herzen Südtirols. Wie dort der Puflatsch, so erhebt sich hier zur Rechten der Monte Fernazza mit seinen dunklen Augitporphyrituffen, freilich wegen des Nordfallens der Schichten mit weit geringerer Neigung gegen das Fiorentinatal, und hinter ihm könnte es von der Forcella d'Allegha nach Seis statt nach Alleghe hinuntergehen. Dahinter erheben sich Wände und Türme der Civettagruppe, ein ungeheures Felsenmeer wie der Rosengarten, wenn auch viel gewaltiger. Im doppelgipfligen Monte Coldai finden die Schlernzacken ein allerdings nur landschaftliches, nicht geologisches, Äquivalent. Zur Linken schließlich erhebt sich, gigantisch und massiv wie der Langkofl, der Monte Pelmo. In diese unvergleichlich großartige Umräumung eingefäßt liegt die liebliche, grüne Landschaft der hier ziemlich flach geschichteten Tuffe und der etwas härteren Tuffkonglomerate. Das Gebiet ist abwechselnd mit dünnem, am nördlichen Abfall gegen das Fiorentinatal sehr dichtem Wald, Krummholz und Wiesen bedeckt. Letztere bilden die Sommerweiden für das obere Zoldo- und einen Teil des Cordevoletales, und im Hochsommer findet man hier einen regen Almbetrieb.

Die Wasserrinnen sind in diesem Gebiet nicht sehr tief eingeschnitten. So reich bewässert wie die Hügellandschaft zwischen Cernerä und Pelmo ist die Gegeud, die größtenteils zum Flußgebiet des Zoldotales gehört, nicht; jedoch ist auch in trockenen Sommern der Wasserreichtum der Quellen genügend groß. Die Erhebungen sind mäßig und außer der Fernazzaspitze erreicht kein Gipfel 2000 *m*.

Im Zentrum der „Waldgegend“ liegt der Höhenzug der Roa Bianca (1958 *m*) und des Col di Baldi (1920 *m*), die aus den härteren, widerstandsfähigeren Tuffkonglomeraten aufgebaut sind.

Eine vollkommen andere Landschaft zeigt uns das Boitetal. Es ist tief und breit, zeigt einige mehr oder weniger gut ausgeprägte Terrassen und wird auf beiden Seiten von mächtigen Gipfeln überragt, alle etwa 3000 *m* hoch und aus Dachsteindolomit, Rhät und Lias bestehend. Schuttkegel von kolossalen Dimensionen, die in den Dolomiten vergeblich ihresgleichen suchen, füllen fast die ganze Talsohle aus und überdecken hoch hinan die Bergflanken. Auch Schottermassen und sonstige diluviale Ablagerungen haben große Verbreitung und verhindern eine klare Einsicht in den geologischen Aufbau des Gebietes. Diese Gegend, besonders die östliche Hälfte, ist sehr unfruchtbar; die Schutthalden sind gar nicht oder nur von schütterem Wald und Latschen bewachsen, und besonders der breite Talkessel des Ru Secco zwischen Croda Marcora, Cima Belpra und Antelao ist kahle Wüste, wo man tagsüber von dem hellen Dolomidetritus fast geblendet wird und wo eine geradezu unerträgliche Hitze herrscht. Wie eine Oase erscheint uns dann inmitten dieser Einöde das liebliche, blumenbedeckte und ehrwürdige Zirben tragende, kleine Plateau der tonigen Raibler Schichten beim Rifugio San Marco.

Auf der westlichen Talseite sind die Schutt- und Bergsturzmassen unterhalb der Rochetta und auch die Hänge der Sentinella mit außerordentlich dichtem und wenig gepflegtem Wald bedeckt; man möchte fast „Urwald“ sagen. Zwischen der Sentinella und dem Orsofinatal liegt dann die Fortsetzung derselben Tufflandschaft, die schon im Fiorentinaal beschrieben wurde. Südlicher, am Fuße des Monte Pelmo, wird die Struktur wieder von großen Schutt- und Geröllmassen, vielerorts mit „Urwald“ bewachsen, verborgen. Einige weite Lichtungen in diesem Walde wären für Almenbetrieb prädestiniert, doch werden sie nicht dazu benutzt und sind nur im Hochsommer während der Heumahd kurze Zeit besiedelt. Außer der Tabia Senes in nur 1220 *m* Meereshöhe im Tuffgebiet waren alle Almhütten unbewohnt. Alles Vieh bleibt in der Tal- und Waldhut; erst auf der Südostseite des Pelmo, schon im Zoldo, trifft man auf den Serla- und Rutortowiesen wieder größere Herden, die im Hochsommer ständig oben sind.

Das Zoldogebiet wurde nur in seinen nördlichen Partien besucht. Landschaftlich hat es viel Ähnlichkeit mit dem Fassatal. Die Talhänge werden von den dunklen Tuffen gebildet.

Die Täler sind hiemit kurz beschrieben. Auf Einzelheiten werde ich später zurückkommen. Nur das Zentrum des Gebietes, die Pelmogruppe in engerem Sinne, wurde noch nicht erwähnt. Fast ungegliedert, nur von der Fissura zerteilt, erhebt sich der mächtige Berg in ununterbrochener Wandflucht von 1200 *m* Höhe aus dem flachen, schuttbedeckten, leicht schüsselförmigen Plateau der Raibler Schichten. Die zwei einzigen Gletscher des kartierten Gebietes werden von ihm getragen. In tiefen, beschatteten, wenig exponierten Felskaren liegen der kleine Pelmogletscher und der etwas größere Val-d'Arcia-Gletscher eingebettet, die letzten kümmerlichen Reste der einstigen großen Vereisung, die das ganze Gebiet bedeckt hat.

Gruppe	System	Serie	Heteropische Fazies	Riffazies		Vulkanische Fazies		
Paläozoikum Mesozoikum	Perm	Zechstein	Bellerophonschichten					
	Trias	Skytische Stufe	Seiser Schichten Campiler Schichten					
		Anisische Stufe	Alpiner Muschelkalk					
		Ladinische Stufe	Untere Buchensteiner Schichten Obere Buchensteiner Schichten	Mendoladolomit		Pietra Verde		
			Wengener Schichten	Marmolatakalk	Schlerndolomit	Ältere Eruptionen Jüngere Eruptionen	Augit- porphyrit	
			Cassianer Schichten	Cipitkalk	Cassianer Dolomit	Tuffkonglomerate Cassianer Tuffsandsteine		
		Karnische Stufe	Raibler Schichten			Zuweilen noch eine dünne Tuffschicht		
		Norische Stufe		Dachsteindolomit (Dolomia principale)				
		Jura	Rhätische Stufe	Rhätkonglomerat				
			Lias		Dolomit Kalke mit Brachiopoden und Gastropoden Crinoidenkalke			
			Dogger (?)		Rödicke Kalke			



Schließlich möchte ich noch eine kurze Bemerkung über Bevölkerung und Besiedelung machen. Die Bevölkerung ist ladinisch, aber schon ziemlich stark italienisiert, und der Siedlungstypus ist rein italienisch, d. h. vorwiegend geschlossen. Keine Häusergruppe liegt höher als 1400 m, und auch die Almhütten befinden sich in weit niedrigeren Regionen als es sonst in den Alpen üblich ist, u. zw. in Höhen von 1500—1800 m, im Boitetal schon 1200 m. Von den Einwohnern wird fast nur Landwirtschaft, hauptsächlich Viehzucht betrieben. Ein großer Teil der Rinder bleibt ständig in der Talhut; nur im Fiorentina und oberen Zoldo wird der größte Teil im Sommer auf den Almen geweidet, wo der Betrieb konzentrierter ist, als mir bisher aus anderen Teilen der Alpen bekannt war: d. h. die Zahl der Sennereien ist geringer, doch sind diese größer und teilweise auch moderner eingerichtet.

## A. Stratigraphie.

Außer den Bellerophonschichten und den Quartärablagerungen wirkt nur Mesozoikum, u. zw. Schichtenglieder aus Trias, Rhät und Lias, am Aufbau unseres Gebietes mit. Die altpaläozoische, kristalline Unterlage, die Quarzphyllite, weiter die permischen Quarzporphyre und der Grödener Sandstein sind hier noch nicht aufgeschlossen und oberjurassische und kretazeische Bildungen treten erst südlich der Val-Sugana-Spalte auf.

In der Tabelle S. 154 sind die auf der Karte ausgeschiedenen Einheiten und ihr stratigraphischer Zusammenhang angegeben.

### I. Perm.

#### Bellerophonschichten.

Die Bellerophonschichten, das älteste in unserem Gebiet aufgeschlossene Glied der permisch-mesozoischen Schichtfolge, beschränken sich auf das untere Fiorentinatal, wo sie an der Basis einer Schubfläche vorkommen (Fig. 2). Aus diesem Grunde ist die Serie nicht mehr vollständig ungestört vorhanden und man kann deshalb über ihre totale Mächtigkeit nichts Genaueres angeben. Offenbar fehlen die untersten Partien, sind nur die obersten und ein Teil der mittleren Abteilungen aufgeschlossen. Hauptsächlich haben wir es mit dunklen, gut geschichteten, mehr oder weniger bituminösen, häufig weißgeäderten Kalken zu tun, die bisweilen mit einigen dünnen, dunklen Mergellagen alternieren. Mit den Kalken in Wechsellagerung kommen auch noch dunkelgraue Dolomite vor und Rauhacken. Letztere sind entweder hell und kleinzellig oder schmutzig dunkelgrau und — in diesem Fall — kavernöser, wie auch Nöth beschreibt. Die Rauhacken deuten auf ausgelaugten Gips, und man könnte vielleicht auch reine Gipslagen erwarten, die ja sonst in den Bellerophonschichten sehr allgemein sind. Jedoch haben sowohl Nöth früher wie ich jetzt vergeblich in dem schönen Aufschluß zwischen l'Agosta und Costalta nach Gips gesucht. Einheimische aber haben mir manches schöne Stück gezeigt, das nach ihrer Angabe von l'Agosta herkommen sollte, und auch Mojsisovics berichtet über Vorkommen von Gips an der Basis der Bellerophonschichten am Ausgang des Codalungatales.

Bestimmbare Versteinerungen fand ich keine, bloß einige undeutliche Gastropoden (vielleicht Bellerophoniten) und gleichfalls undeutliche pectenartige Reste, alle bei l'Agosta. Aus diesem Aufschluß, der Abrißstelle eines kleinen Bergsturzes, muß ich noch eine oolithische Kalkbank erwähnen.

In den Bellerophonschichten findet man hier und dort kleine Mengen Eisenerz, meist Spärosiderite. Im Walde hinter dem Gehöft Troi trifft man noch auf den verzimmerten Eingang eines nicht mehr zugänglichen Knappenloches, das schon seit langem verlassen war. Auch in andern Formationen findet man in der Gegend von Colle Santa Lucia Erze: z. B. in den Buchensteiner Schichten und im Mendoladolomit von In Som le Crepe (Markasit); in den Augitporphyrittuffen bei Colle (Eisenerz) und im Mendoladolomit an der Straße von Caprile nach Rucava (Bleierz). Die meisten der genannten Erze wurden zur Zeit der tertiären Vererzung der Ostalpen gebildet. Leider konnte ich in der

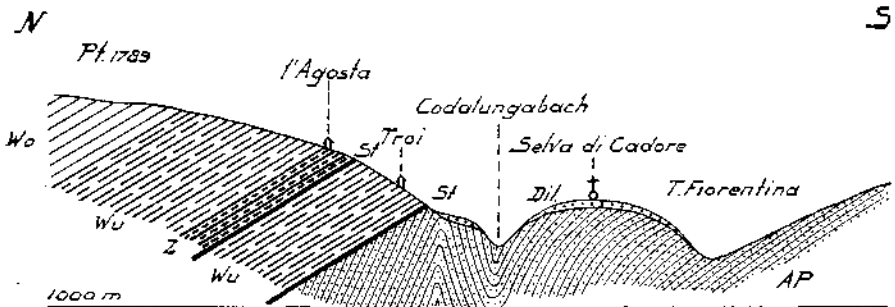


Fig. 2. Profil. Punkt 1789. — l'Agosta — Selva di Cadore.

Z Bellerophonschichten.	AP Augitporphyrittuff
Wu Seiser Schichten	Dil Diluvium
Wo Campiller Schichten	St Störungslinien
} Werfener Schichten	

Beziehung von dem Spärosideritvorkommen von Troi nichts bestimmen, weil das Loch gesperrt war. Vielleicht sind die Spärosiderite der Bellerophonschichten doch syngenetisch.

Die lithologische Ausbildung der Bellerophonschichten deutet auf ein ganz seichtes, warmes Meer hin, dessen Spiegel kleinen Schwankungen unterworfen war.<sup>1)</sup> Gleichmäßig trat eine geringe Vertiefung ein, mit zunehmender Kalksedimentation. Terrigenes Material fehlt oder tritt ganz hinter chemische Sedimente zurück. Ähnliche Verhältnisse, jedoch mit wachsender Zufuhr von klastischem Material, herrschen auch noch während des Werfeniens und Anisiens. Ununterbrochen setzt die Sedimentation in die untere Trias hinein fort, und der Übergang ist ein kaum merklicher. Die dunkelbraunen Kalke der Grenzschichten werden heller, die braune Farbe geht in eine graue über, der Bitumengehalt verschwindet. Chemischer Niederschlag läßt immer mehr nach. Bald stellen sich glimmerige Zwischenlagen ein und Mergel,

<sup>1)</sup> Wiederholte Gipsausscheidung.

Tonschiefer und Kalksandsteine. Dann ist man aber auch schon inmitten des Werfener Komplexes, und hat man schon längst *Pseudomonotis Clarai* Emmer. oder *Pleuromya fassaënsis* Wissm. gefunden. Obgleich ich erstere im Codalungatal schon sehr tief in den Werfener Schichten antraf, läßt sich doch für einzelne Bänke sehr schwer bestimmen, ob sie noch zum Perm oder schon zur Trias gehören.

Anfänglich glaubte ich, auch in Val Stretta Bellerophonschichten gefunden zu haben, und zwar an der Basis der untersten Schuppe. Es ist nicht ausgeschlossen, daß es sich um einen mitgeschleppten Block handelt, aber aus Prof. Nr. 2 geht deutlich hervor, daß man mit größerer Wahrscheinlichkeit annehmen darf, das Gestein gehöre den Seiser Schichten an. Es ist ein schwarzgrauer, bituminöser Dolomit, hier und dort weißgeädert, und ihm folgen dunkle, braungraue, kalkige Schichten, die man in ähnlicher Ausbildung auch in den Seiser Schichten des Codalungatales antreffen kann.

Im Gelände treten die Bellerophonschichten gar nicht hervor.

Die Bellerophonschichten sind in ihren unteren Teilen in der unmittelbaren Nähe von Überschiebungsf lächen oft stark zerbrochen und von vielen kleinen Rutschharnischen durchsetzt.

Loretz, der zuerst in unserem Gebiet kartiert hat, hat die Bellerophonschichten irrthümlicherweise dem Röth gleichgestellt. Freilich hat er selber keine Versteinerungen gefunden. Er beruft sich aber auf einen Fund von *Myophoria costata* Zenk, den Gumbel in der Bozner Gegend in einem Gestein gemacht hat, das der Beschreibung nach den Bellerophonschichten des Ampezzaner Gebietes ähnlich sein sollte. Auch v. Richthofen hat die Bellerophonschichten der Trias zugerechnet. v. Mojsisovics aber hat sie schon auf Grund der von ihm gefundenen Mollusken, die Stache (26) beschrieben hat, als Zechstein erkannt. Er hebt hervor, daß die Fauna zwar auch mesozoische Anklänge hat, daß aber paläozoische Kennzeichen überwiegen.

## II. Trias.

### 1. Skytische Stufe (Werförien).

Werfener Schichten.  $\left\{ \begin{array}{l} a) \text{ Seiser Schichten.} \\ b) \text{ Campiller Schichten.} \end{array} \right.$

Die unterste Stufe der Trias beschränkt sich zwar auch nur auf die Cerneragruppe, jedoch haben die Werfener Schichten dort eine ziemlich große Verbreitung. Sie bilden die Unterlage des Cernerariffs und sind im nördlichen Gehänge des Fiorentinatales und im Codalungatal unter der Dolomitsteilwand dieser Gruppe an vielen Stellen in großer Mächtigkeit aufgeschlossen. Ihre Entwicklung ist fast genau dieselbe wie sonst überall in den Dolomiten.

Loretz (12) hat die Werfener Schichten unseres Gebietes mit den Gesteinen der anisischen Stufe und den Buchensteiner Schichten unter der Bezeichnung „Alpiner Muschelkalk“ zusammengefaßt. Er begründet dies erstens auf der schon vermeldeten, unrichtigen Identifizierung der Bellerophonschichten mit dem Röth, zweitens auf einigen Versteinerungen,

die die obersten Werfener Schichten mit dem germanischen Muschelkalk gemein haben, z. B. *Terebratula vulgaris* Schloth., einige Arten *Pecten* und *Gervillia*; weiter *Rhizocorallium* sp., *Myophoria costata* Zenk und *Lingula tenuissima* Bronn, die jedoch auch schon im Röth der germanischen Trias gefunden werden.

Loretz hat seine Gruppe des alpinen Muschelkalks nun wieder in drei Stufen eingeteilt. Die unterste oder „erste Stufe“ umfaßt unsere ganze untere Trias bis zum Mendoladolomit und also auch die Werfener Schichten. Später hat v. Mojsisovics aus der „ersten Stufe von Loretz“ die Werfener Schichten und den Unteren Muschelkalk einzeln ausgeschieden.

Wie schon erwähnt wurde, ist die Grenze zwischen Bellerophon-schichten und Werfener Schichten gar nicht scharf; der Übergang vollzieht sich durch Wechsellagerung. Aber schon bald stellen sich dann in Codalunga Lagen mit *Pseudomonotis Clarae* Emmer, ein, die also sicher dem Werfener angehören, und terrigenes Material nimmt überhand.

Schärfer ist die obere Grenze, die von dem Richthofenschen Konglomerat gebildet wird, das jedoch im Val Zonia fehlt, oder nur dürftig entwickelt ist. Aufgeschlossen fand ich es dort überhaupt nicht; im Bachbett fehlten auch seine Gerölle, während alle übrigen Schichtglieder der Trias dort ausgiebig vertreten waren: nur am Steiglein, das zum Col Torond hinaufführt, fand ich halbwegs zwei Bruchstücke, aber kein anstehendes Gestein. An anderen Stellen, z. B. im Val Stretta, ist das Richthofensche Konglomerat in normaler Ausbildung vorhanden.

Diese Hangendgrenze liegt etwas tiefer als die Grenze zwischen der ersten und zweiten Stufe des alpinen Muschelkalks im Sinne Loretz, aber bedeutend höher als die Grenze, die Mojsisovics (1) zwischen die skytische Stufe und den Unteren Muschelkalk gelegt hat. Als besonders kennzeichnend für die Werfener Schichten hebt Mojsisovics das Fehlen von Korallen, Echinodermen und Brachiopoden (außer *Lingula*) hervor. Freilich fehlen überall in unserem Gebiete Korallen und Echinodermen in den Schichten unterhalb des Richthofenschen Konglomerats, aber am Ausgang des Val Zonia befindet sich inmitten der hier überaus fossilreichen oberen Werfener Schichten die schon von alters her berühmte Fundstätte von Brachiopoden, seinerzeit bereits von Stur beschrieben, der von dieser Stelle *Rynchonella tetractis* Lor., *Waldheimia angusta* Schl., *Terebratula vulgaris* Schl. u. a. vermeldet.<sup>1)</sup> Die Brachiopodenlagen liegen dort aber zweifellos in einem Komplex von bunten Werfener Schichten, die stellenweise überfüllt sind mit Versteinerungen. Am häufigsten kommen *Holopella gracilior* Schaur. (im Gastropodenoolith), *Naticella costata* Münster. und *Turbo rectocostatus* Hau. vor, in etwas höheren Lagen *Myophoria laevigata* Alb. Bedeutend höher, jedoch noch unter dem Richthofenschen Konglomerat, habe ich auch ein nicht weiter bestimmbares, sehr schlecht erhaltenes Exemplar von *Tirolites* gefunden.

Kurz unterhalb des Gastropodenooliths, freilich noch über der von Mojsisovics (1) auf S. 253 genannten Dolomitbank, befinden sich Lagen mit *Lingula tenuissima* Bronn. und eine wellenkalkähnliche Kalkbank

1) Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1865, p. 246.

mit *Rhizocorallium* sp.; die sogenannten „Wurstelbänke“ wurden hier auch angetroffen.

Die genannten Fossilien, die teils in denselben, teils in etwas jüngeren Lagen vorkommen als die Brachiopoden, beweisen uns eindeutig, daß wir es hier noch nicht mit der anisischen Stufe zu tun haben, und diese Ansicht wird von der lithologischen Ausbildung dieser Schichten noch wesentlich gestützt.

Der Fossilreichtum der unteren Val Zonia ermöglicht uns noch eine weitere Untereinteilung der Werfener Schichten in die Seiser und Campiller Schichten. Diese Teilung, seinerzeit von v. Richthofen (10) auf lithologischer Grundlage vorgeschlagen, wurde später für unser Gebiet von Loretz (12) wieder verworfen, und Mojsisovics schließt sich ihm an. Beide meinen, mit einigem Recht, daß die vertikale Verteilung der Fossilien eine gewisse Gesetzmäßigkeit zwar nicht ganz verkennen läßt, daß aber die Versteinerungen vielmehr eine bestimmte Fazies vertreten. Es werden zwar viele Arten gefunden, aber die einzelnen Bänke, obgleich individuenreich, sind gewöhnlich arm an Arten. Meistens treten in einer Bank nur Exemplare ein und derselben Gattung auf. Die Namen Seiser und Campiller Schichten deuten nach Mojsisovics mehr einen Faziesunterschied als einen zeitlichen Unterschied an.

Doch läßt sich diese Trennung in die Seiser und Campiller Schichten auch chronologisch in der Cerneragruppe recht gut durchführen. Es scheint, daß sich doch einige Fossilien nur auf die oberen, andere nur auf die unteren Partien beschränken, auch wieder einige auf die mittleren. Die Gastropoden z. B. sind bezeichnend für die oberen, die Campiller Schichten, und, wie mir vorkommt, auch die Bänke mit *Myophoria laevigata* Alb., *M. laevigata* var. *elongata* Phil., und *M. ovata* Goldf. und die Cephalopoden. Die Lagen mit *Holopella gracilior* Schaur. treten auf der Grenze beider Gruppen auf, so auch die Lagen mit *Lingula tenuissima* Bronn, und *Rhizocorallium* sp., die man vielleicht schon den Seiser Schichten einreiben kann, wozu die schon genannte Dolomitbank dann auch gehören sollte. Hingegen scheinen *Pseudomonotis Clarai* Emmerl. und besonders *Pseudomonotis aurita* Hau., wie auch Wittenburg (27) hervorhebt, fast nur in den Seiser Schichten vorzukommen.

Die Campiller Schichten haben mit der germanischen Trias *Terebratula vulgaris* Schloth., *Myophoria laevigata* Alb., und einige Arten *Pecten* und *Gervillia* gemein. Chronologisch würde das ungefähr dem deutschen Muschelkalk entsprechen, und zwar dem Wellenkalk, denn *Encrinurus liliiformis* Schl. und *Ceratites* fehlen noch in den Campiller Schichten und treten erst nach dem Richthofenschen Konglomerat auf.

Weiter findet man in den untersten Campiller Schichten *Rhizocorallium* sp., *Myophoria costata* Zenk. und *Lingula tenuissima* Bronn. (letztere nur etwa auf der Grenze), die man auch in den oberen Seiser Schichten antrifft. In bestem Einklange hiemit kommen die drei letztgenannten Versteinerungen in Deutschland sowohl im Röth wie im Wellenkalk vor. Die Seiser Lagen wären also, wenn auch grundverschieden in Fazies, synchron mit dem germanischen Buntsandstein, die Campiller Schichten mit dem Unteren Wellenkalk und erst der alpine Muschelkalk würde dem germanischen Oberen Muschelkalk entsprechen.

Auch lithologisch ist die Zweiteilung in Seiser und Campiller Schichten in unserem Gebiete recht gut ausgeprägt.

Der Komplex der Seiser Schichten ist vorwiegend grau gefärbt; in den Campiller Schichten hingegen herrscht Rot vor. Auf diesen Unterschied der Farben kann man sich bei der Trennung der beiden Horizonte jedoch nicht immer ganz verlassen, weil einzelne Bänke der Seiser Gruppe auch rote Farben haben, und umgekehrt in den Campiller Schichten auch viele graue Lagen auftreten. In großen Zügen aber ist dieser Gegensatz auffallend genug.

Die Seiser Schichten beginnen mit dunkelgrauen, gutgeschichteten Kalken. Bald wird dem kalkigen Sediment terrigenes Material beigemischt. Der Tongehalt wird größer, glimmerreiche Zwischenlagen stellen sich ein. Einige sind rot und überfüllt mit schönen, großen Abdrücken von *Anodontophora fassaensis* Wissm. Reine Kalke treten immer mehr in den Hintergrund; Mergel, Mergelkalke, Kalksandsteine und sandige Mergel wechseln miteinander ab. In den Seiser Schichten sind Versteinerungen selten.

In den obersten Teilen der Seiser Schichten trifft man dann auf einmal auf eine helle, dolomitische Kalkbank, etwa 10—15 m mächtig, undeutlich geschichtet. Die Bank steht an der Stelle an, wo der Codalungabach und der Bach aus dem Zoniatal zusammenfließen. Schon Mojsisovics (S. 253) hat diese Bank erwähnt und sie dem Muschelkalk zugerechnet. Jedoch wurde oben auseinandergesetzt, daß die Bank noch von dem ganzen fossilreichen Campiller Komplex überlagert wird und ungefähr die Obergrenze der Seiser Schichten bildet. Einige Meter oberhalb folgen erst die *Lingula* führenden Lagen und der Gastropodenoolith der unteren Campiller Schichten.

Es ist ein heller, schmutzig-weißer, etwas gelblicher, dolomitischer Kalkstein und nach Mojsisovics soll diese Bank eine Andeutung sein für die schon jetzt in unserem Gebiete angefangene Riffbildung, also weit früher als sonst überall in den Dolomiten. Das muß ich freilich bezweifeln; das Gestein unterscheidet sich doch noch einigermaßen vom Schlerndolomit, der grobkörniger, fester und mehr kristallinisch ist. Auch ist der Schlerndolomit durchweg mehr porös-kavernös und drusiger.<sup>1)</sup>

Nach dieser dolomitischen Bank kamen die Campiller Schichten zur Ablagerung. Obgleich im großen ganzen die Verhältnisse dieselben bleiben wie während der Ablagerung der Seiser Schichten, so treten doch in den unteren Partien die sandig-glimmerigen Schiefer sehr in den Vordergrund. Die vorherrschende Farbe ist rot bis violettrot; einige Lagen sind auch grünlich (diese Bänke trifft man auch am Wege von den Tabiai Forcella nach Lagusello an).

<sup>1)</sup> Auch an einer anderen Stelle, an der Abrißstelle des Bergsturzes von Santa Fosca, findet man eine helle, weiße dolomitische Bank aufgeschlossen, die inmitten der weicheren Schichten auskeilt, ob aber stratigraphisch oder tektonisch, ist fraglich. Ersteres ist zwar recht gut möglich, aber Bewegung hat sicher auch stattgefunden. Es läßt sich hier eine sehr geringe Diskordanz wahrnehmen, der harte Dolomit ist ziemlich zertrümmert und ich wäre deshalb geneigt, anzunehmen, die Bank sei erst später in dieser stark durchbewegten Zone zwischen die leicht gestauchten Schiefer einge-  
drungen (Photographie 12).

Diese tonigen und schiefrigen Gesteine wechsellagern mit rötlichen Kalken und Mergeln und mit graulichen, gelb anwitternden, zart flimmernden Glimmerkalken. Nach oben nehmen die Kalke wieder zu (unreine, plattige, braune Kalke), die rote Farbe tritt etwas zurück. Jedoch wiederholen sich die Verhältnisse, die während der ältesten Campiller Zeit geherrscht haben, auf der Grenze mit dem Muschelkalk noch einmal; in den obersten Campiller Schichten und im Unteren Muschelkalk kehren die roten, sandig-schiefrigen Gesteine und die zartflimmernden Glimmerkalke nochmals zurück.

Die Mächtigkeit der Werfener Schichten läßt sich in unserem Gebiet schwerlich ganz scharf bestimmen, ist jedoch mit 200—250 m nicht zu hoch veranschlagt. Während ihrer Ablagerung haben überall in unserem Gebiete die gleichen Verhältnisse geherrscht; Faziesdifferenzierung setzte erst später ein. Doch läßt sich eine leichte Zunahme der kalkigen Ausbildung gegen O nicht verkennen.

Im Gelände treten die Werfener Schichten, von der Dolomitplatte der Cerneragruppe gegen Erosion geschützt und meistens mit Wald und Wiesen bedeckt, nicht besonders hervor. Die Hänge sind mäßig steil, die Bäche tief eingerissen.

Im Florentinal sind die Werfener Schichten tektonisch verdoppelt. In der Nähe der Schubfläche sind die Gesteine manchmal stark zerbrochen und von Rutschharnischen durchsetzt.

Folgende Fossilien wurden gefunden:

*Pseudomonotis (Claraia) Clarai* Hau., Codalungatal, S. S.

*Pseudomonotis (Claraia) aurita* Hau., Codalungatal, S. S.

*Pseudomonotis venetiana* Hau., Val Stretta, S. S.

*Anodontophora canalensis* Catullo, unter der Costa Salere, S. S.

*Anodontophora elongata* Schloth., unter der Costa Salere, S. S.

*Anodontophora fassaensis* Wissm., Codalungatal S. S.

*Rhizocorallium* sp., Ausgang Val Zonia, Grenze S. S. — C. S.

*Lingula tenuissima* Bronn., Val Zonia, C. S.

*Pecten microtis* Wittenburg, Val Zonia, C. S.

*Holopella gracilior* Schaur., Val Zonia, C. S.

*Turbo rectecostatus* Hau., Val Zonia, C. S.

*Naticella costata* Münst., Val Zonia, C. S.

*Terebratula vulgaris* Schloth., Val Zonia, C. S.

*Macrodon solitarius* Bittner,<sup>1)</sup> Val Stretta, ob. C. S. (vielleicht schon Muschelkalk?).

*Myophoria laevigata* Alb., Val Zonia, ob. C. S.

*Myophoria laevigata* var. *elongata* Phil., Val Zonia, ob. C. S.

*Myophoria ovata* Goldf., Val Zonia, ob. C. S. auch S. S.

*Anodontophora* sp., Col Torond, ob. C. S.

*Tirolites* sp., Val Zonia, ob. C. S.

Es wäre sicher höchst lohnend, die Fundstätte vom Val Zonia einer genaueren Durchsuchung zu unterwerfen. Leider fehlte mir dazu die Zeit.

<sup>1)</sup> Nach Ogilvie (28) soll diese Art im Unteren Muschelkalk vorkommen.

## 2. Anisische Stufe.

In der anisischen Stufe unterscheiden wir von unten nach oben:

- a) Muschelkalkkonglomerat,
- b) Muschelkalk,
- c) Mendoladolomit.

Die untere Grenze der anisischen Stufe läßt sich im Felde gewöhnlich leicht festlegen, wenigstens wenn das Richthofensche Konglomerat gut entwickelt ist, das allerdings hier und dort fehlt. Auch die Obergrenze des Mendoladolomits ist, falls dieser Dolomit von Buchensteiner Schichten überlagert wird und nicht kontinuierlich in den Schlerndolomit übergeht, recht scharf. Hier liegt aber eine Komplikation vor. Statt von Plattenkalken des Oberen Muschelkalks und der Unteren Buchensteiner Schichten wird das auf unserer Karte als Mendoladolomit ausgeschiedene Gestein nur von den Mittleren und Oberen Buchensteiner Schichten überlagert und ist also teilweise, vielleicht sogar größtenteils, mit den Unteren Buchensteiner Schichten gleichaltrig und an ihrer Stelle zur Ablagerung gekommen.

Nach unten reicht der Dolomit bis tief in den Muschelkalk hinein; ob aber zwischen dem Dolomit und dem Richthofenschen Konglomerat nur Unterer Muschelkalk vorhanden ist oder vielleicht auch noch ein Streifen Oberer Muschelkalk, ließ sich nicht mit Sicherheit bestimmen; letzteres ist aber nicht unmöglich. Auf eine weitere Teilung des Muschelkalks in Unteren und Oberen Muschelkalk wurde deshalb verzichtet. Immerhin ist man berechtigt zu sagen, daß unser Muschelkalk im großen ganzen dem Unteren Muschelkalk im gewöhnlichen Sinne (Klebensberg, Ogilvie) entspricht.

Auch während der anisischen Zeit ist es hier noch nicht zu Faziesdifferenzierung gekommen. Der Mendoladolomit ist zwar die erste Riffbildung, die Fazies bleibt in horizontaler Erstreckung jedoch überall dieselbe. Seitliche Grenzen sind dem Riffwachstum damals noch nicht gestellt worden. Der Mendoladolomit bildet das Fundament, die basale Platte, auf der sowohl die heteropischen wie die isopischen Sedimente der ladinischen Stufe abgelagert wurden. Nur an einer Stelle, am äußersten Südostende des Cernerariffs, läßt sich das Auskeilen des Mendoladolomits zwischen Muschelkalk und Buchensteiner Schichten zugunsten der Unteren Buchensteiner Schichten wahrnehmen.

Die Gesteine der anisischen Stufe haben auf unserer Karte etwas größere Verbreitung als die Werfener Schichten, sind aber doch nur auf zwei kleine Gebirgsgruppen, den Monte Cernera und den Monte Fernazza, beschränkt.

### a) Richthofensches Konglomerat.

Das Richthofensche Konglomerat ist in unserem Gebiet nur in geringer Mächtigkeit vorhanden und scheint an mancher Stelle zu fehlen. In dem Falle läßt sich die Hangendgrenze der Werfener Schichten schwer festlegen, zumal die unteren Lagen des Muschelkalks in ihrem Aussehen den Campiller Schichten sehr ähnlich sind. Es wiederholt sich die rote, sandig-glimmerige Fazies und bloß die weinrote Farbe wäre



der violettroten Schattierung der oberen Campiller Schichten gewissermaßen als Unterschied gegenüberzustellen.

Die Mächtigkeit läßt sich nicht genau angeben, ist ja auch schwankend; sie wird aber kaum 1 m übersteigen und im Höchsthalle doch nur wenige Meter betragen.

Die Bestandteile des Konglomerats sind im allgemeinen deutlich gerollt. Durchschnittlich sind die Gerölle 1—5 cm groß und im Val Stretta gewöhnlich härter als das Bindemittel, das dort gelblicher und graulicher Mergel ist. Alle Schichtglieder der skytischen Stufe sind im Konglomerat vertreten, auch die roten, und deshalb macht es einen ziemlich bunten Eindruck.

Die gut abgerundeten Gerölle zeigen weder Zertrümmerung noch irgendeine andere Spur von Dynamometamorphose. Die echte Konglomeratnatur ist völlig deutlich ausgeprägt und eine Deutung als tektonisches Konglomerat muß hier entschieden in Abrede gestellt werden.

Das Richthofensche Konglomerat fehlt an der Straße nach Caprile sowie stellenweise im Val Codalunga und Val Zonia.

#### b) Der Muschelkalk.

Über dem Richthofenschen Konglomerat folgt, wie schon erwähnt wurde, eine Reihe von bunten Mergeln, die mit roten Kalksandsteinen und ziemlich dunklen, zart flimmernden Glimmerkalken abwechseln. Die Gesteine haben oft eine braune oder gelbe Verwitterungsrinde. Nach oben hin wird die Entwicklung dann vorwiegend kalkig. Zuerst kommen bisweilen noch Myophorienbänke vor, später sind die Kalke im allgemeinen fossilarm. Teilweise sind die Kalke grau, jedoch tritt auch eine hellere, dolomitische Bank auf, im Val di Loschiesuoi aufgeschlossen.

Gleich unter dem Mendoladolomit von In Som le Crepe, an der Giaustraße hier und dort aus dem Schutt auftauchend, liegen plattige Kalke, darunter eine gelbe, bröcklige dolomitische Schicht und dann rote, tonige Lagen. Die Plattenkalke, zusammen etwa  $\frac{1}{2}$ —1 m mächtig, sind auch an der Straße von Selva nach Caprile unter dem Mendoladolomit des rechten Bachufers aufgeschlossen und könnten vielleicht schon zum Oberen Muschelkalk gehören. Im Val di Loschiesuoi habe ich sie nicht gefunden. Jedoch scheint mir, daß sich die Ausbildung des Muschelkalks in östlicher Richtung überhaupt ein wenig verändert; sie ist dort etwas einförmiger und weniger reich gliedert als im Val Zouia.

Kurz unter dem Dolomit ist in den Südhängen der Cerner- und Corvogruppe und im Val di Loschiesuoi ein ziemlich mächtiges Paket von grauen Kalken, etwa 30 m mächtig und fossilarm, aufgeschlossen, welches als eine breite, etwas vorspringende graue Bank die grünen Hänge durchzieht. Aus einiger Entfernung betrachtet (z. B. von Selva aus, von wo es unter dem Piz del Corvo recht gut wahrzunehmen ist), scheint das Paket nicht nur sehr gut, sondern sogar ziemlich fein geschichtet zu sein, aber in unmittelbarer Nähe zeigt sich die Schichtung weniger gut ausgeprägt, wenn sie auch nicht ganz verschwindet. Vielleicht sind die grauen, geschichteten Kalkbänke, die man am Col Torond

im Codalungatal kurz unter dem Mendoladolomit findet, ihre Fortsetzung. Hier sind jedoch einige Bänke überaus fossilreich, besonders Crinoiden (*Encrinurus liliiiformis* Schloth. und *Dadocrinus gracilis* Buch.) treten fast gesteinsbildend auf, daneben *Physoporella pauciforata* Gumb. Auch fand ich einige leider sehr schlecht erhaltene Gastropoden. Man ist geneigt, sich zu fragen, ob diese Bank nicht identisch sein könnte mit dem von Mojsisovics (1) beschriebenen grauen Crinoidenkalk von Ruaz im oberen Buchenstein. Leider konnte ich an dieser Stelle keine Ammoniten finden.

Vielleicht wäre es besser, diese Kalke schon dem Mendoladolomit zuzurechnen.

*Physoporella pauciforata* Gumb. ist übrigens in unserem Gebiet selten, was seinerzeit schon von Loretz (12) festgestellt wurde. Außer in einigen Geröllen im Bachbett des Codalungatales konnte ich weder in Handstücken noch in Dünnschliffen Physoporellen finden.

Im Gelände tritt der Muschelkalk genau so wenig hervor wie die Werfener Schichten. Nur unter dem schützenden Dach der Dolomitplatte des Cernerariffs sind die Hänge vielleicht etwas steiler geneigt. Der Muschelkalk ist auch mit ziemlich üppiger Vegetation bedeckt; das Konglomerat ist gewöhnlich sehr schlecht aufgeschlossen.

#### c) Mendoladolomit.

Über dem „Muschelkalk“ bildet in ähnlicher Entwicklung wie in der Schlern-Rosengarten-Gruppe der Mendoladolomit im Fiorentinatal die Sockelplatte der ladinischen Schichtgruppe. Der Übergang von Muschelkalk zu Mendoladolomit vollzieht sich ziemlich rasch, wenn auch nicht ganz unvermittelt, und recht scharf ist die Obergrenze mit den dünn geschichteten Buchensteiner Schichten. In der Cerneragruppe jedoch baut sich aus dem Mendoladolomit kontinuierlich der Schlerndolomit des isolierten Cernerariffs auf. Ununterbrochen und stetig war dort das Riftwachstum bis tief in die ladinische Zeit hinein.

Der Mendoladolomit ist ein hell anwitterndes, massiges, im allgemeinen ziemlich weißes bis gelbliches Gestein. Es ist grobgebankt, aber fast immer ist die Schichtung nur sehr schwach angedeutet — z. B. unter der Hütte von In Som le Crepe — und meistens ist es strukturlos, besonders in den oberen Partien. Häufig kommen unbestimmbare drusige Hohlräume im Gestein vor, aber organische Reste und Strukturen sind selten. Die Entwicklung ist, besonders in der Cerneragruppe, entschieden dolomitisch und grobkristallinisch, doch treten auch feinkristalline Partien vereinzelt auf.

Vom gleichfalls ungeschichteten Schlerndolomit ist der Mendoladolomit schwer zu unterscheiden. Dort, wo der Schlerndolomit dem Mendoladolomit unmittelbar aufsitzt, ist kaum etwas von einer Grenze zu spüren. Bisweilen ist eine nur wenig ausgeprägte Fuge zwischen beiden wahrzunehmen, die in den Südwänden der Cerneragruppe stellenweise zu einem leichten Hervortreten der untersten Wandpartien Veranlassung gibt. Ein schmales, rasenbedecktes Felsband gibt in solchen Fällen die Scheidung zwischen Mendola- und Schlerndolomit an.

Wie schon Loretz hervorhebt, ist die Farbe des Mendoladolomits in der Cerneragruppe und auch am Monte Fernazza — obgleich dort nicht in dem Maße — heller als in den benachbarten Ampezzaner und Buchensteiner Gebieten. Es ist ein typisches Riffgestein.

Die Mächtigkeit, schätzungsweise etwa 50 m, ist Schwankungen unterworfen. Es scheint mir, daß der Mendoladolomit des Monte Fernazza nach S hin anschwillt auf Kosten der Unteren Buchensteiner Schichten. Gleichfalls wird der Dolomit von In Som le Crepe in östlicher Richtung immer mächtiger und bildet dort schließlich eine unzertrennbare Einheit mit dem Schlerndolomit des Cernerariffs.

Wie schon gesagt, bildet der Mendoladolomit eine zusammenhängende Platte. Nur an einer Stelle, am Südostende des Cernerariffs, zwischen Vallazza und Mondeval, keilt auch der Mendoladolomit, ebenso wie höher oben der Schlerndolomit, aus, u. zw. zwischen Muschelkalk und Unteren Buchensteiner Schichten, die sich dort mit scharfem Winkel an die Riffböschung des Mendoladolomits anlagern.

Wie die übrigen Schichtglieder der ladinischen Stufe beschränkt sich auch der Mendoladolomit nur auf das Florentinatal, auf Cerneragruppe und Monte Fernazza.

Nach Loretz sollen auch die Dolomite und Kalke des Becco di Cuzze westlich von Vodo seinem Muschelkalk der zweiten Stufe, also unserem Mendoladolomit entsprechen. Diese Annahme beruht aber auf einem Irrtum, die betreffenden Gesteine sind erst auf der Grenze der ladinischen und karnischen Perioden zur Ablagerung gekommen.

Im Gelände bildet der Mendoladolomit Steilwände. Bei In Som le Crepe und zwischen Rucava und Caprile (wo das Steiglein von Colle Santa Lucia in die Straße Caprile—Andraz einmündet) ist der Mendoladolomit erzführend; bei In Som le Crepe Markasit, bei Rucava Galenit mit ein wenig Sferit (letzterer Fundort liegt schon außer Bereich unserer Karte). Offenbar sind die Erze epigenetisch und höchstwahrscheinlich jungtertiär. Die Bleierze von Rucava stehen in engem Zusammenhang mit der großen Störung, die dort verläuft.

### 3. Ladinische Stufe.

Die Verhältnisse, die während der Ablagerungsperiode des Mendoladolomits für die Riffbildung offenbar recht günstig waren, ändern sich wieder am Anfang der ladinischen Zeit. Als neues Element treten die vulkanischen Bildungen auf, und mit dem Einsetzen der Eruptionen werden dem Riffwachstum aufs neue Schranken gestellt. Das große Riff des Mendoladolomits, bisher eine einheitliche Platte bildend, wird in einige kleine, isolierte Riffe (Cenera, Crot) aufgelöst, die immer mehr zurückgedrängt werden. Der Vulkanismus dauert fort bis in die karnische Zeit hinein und ist Ursache für die Faziesdifferenzierung, welche die ladinische Stufe charakterisiert. Recht verschieden sind die Gesteine, die während des „Ladmiens“ gebildet wurden. Das Schema auf S. 154 gibt die Untereinteilung dieser Periode und das gegenseitige Verhältnis der betreffenden Sedimente wieder.

### a) Buchensteiner Schichten.

Die Buchensteiner Schichten bilden eine deutlich ausgeprägte lithologische Einheit; nur über die Zugehörigkeit einiger der allerobersten Lagen könnte man im Zweifel sein. Infolge des Mangels an Versteinerungen war es nicht möglich, eine weitere Einteilung in Trinodosus- und Reitzschichten zu machen, wie von Horn (29) angegeben wurde, und die Zweiteilung in Untere und Obere Buchensteiner Schichten ist deshalb ziemlich willkürlich. In den Unteren Buchensteiner Schichten herrschen Knollenkalke vor, während in den Oberen Pietra Verde, daneben Kiesel- und Plattenkalke, sehr in den Vordergrund treten.

Die Untergrenze der Buchensteiner Schichten ist nicht überall dieselbe, weil die Mendoladolomitbildung mehr oder weniger spät aufhört. Unter der Hütte In Som le Crepe ist der Mendoladolomit schon mächtiger als etwas weiter westlich (schon außerhalb unserer Karte) unter dem Monte Poré. Auch am Monte Fernazza nimmt die Mächtigkeit in südlicher Richtung zu (hier hat wohl ein Zusammenhang mit der Civettagruppe bestanden). Nur in dem schluchtartigen Vallazzatal oberhalb Pescul — wo Mendola- und Schlerndolomit gänzlich auskeilen — sind wohl die tiefsten Lagen entblößt. Zuunterst sind dunkle Plattenkalke, wechsellagernd mit schwarzen Mergeln, ziemlich bituminös und dünngeschichtet; das Ganze bildet ein wenig mächtiges Paket. Weil aber in Vallazza die Buchensteiner Schichten aufs intensivste gefaltet sind und außerdem an der Riffböschung auskeilen, kann ich über die Mächtigkeit derselben keine zuverlässigen Daten geben.<sup>1)</sup>

Dann folgen die Knollenkalke. Ihre Farbe wechselt von grau bis dunkelgrau, stellenweise sogar schwarz, vielfach aber auch heller grünlichgrau (in den kieselreichen Lagen). Die Knollenkalke sind sehr gut geschichtet, die einzelnen Lagen sind durchschnittlich 3—10 cm mächtig. Die Hornsteinknollen sind in den tieferen Horizonten kleiner als in den höheren. Mit den Knollenkalcken wechsellagern oft kieselreiche, etwas mergelige, dunkelgraue Kalke, wie auch harte, ganz verkieselte Kalke und Hornsteine, die gewöhnlich eine helle, gelblichgrüne bis grüne Farbe haben und häufig ein gebändertes Aussehen zeigen. Bei den Bänderkalcken wechseln 1—3 mm dünne Streifen mit ganz schwarzen, bituminösen Bändern oder die Bänderkalke sind gelblichgrün und bläulichgrün gestreift. Nicht immer sind die Streifen geradlinig; häufig auch begegnet man schlierigen Strukturen, als ob bei der Fällung des Kieselsäuregels Entmischung stattgefunden hätte oder als ob die Kieselsäure später erst infiltriert worden wäre. Im allgemeinen darf man sagen, daß die kieselreicheren Lagen auch die hellere Farbe haben.

Inmitten der Knollenkalke stellen sich schon dann und wann dünne Zwischenlagen von Pietra Verde ein, während auch die Kalke und Hornsteine fast nie ganz tufffrei sind.

Auch Plattenkalke nehmen in den oberen Partien schon wesentlich am Aufbau teil. Doch treten diese erst recht in den Oberen Buchen-

<sup>1)</sup> Auch werden die Buchensteiner Schichten hier noch von der Antelaco Verschiebung angeschnitten, was die Verhältnisse noch komplizierter macht.

steiner Schichten auf, wo aber besonders die Pietra Verde sehr in den Vordergrund tritt und zu großer Mächtigkeit entwickelt ist.

Die Abwechslung von harten und weicheren Lagen verursacht eine außerordentliche Faltbarkeit der unteren Buchensteiner Schichten (Photographien Nr. 1, 2 und 3). Diese Kleinfaltung und auch die unstete Obergrenze des Mendoladolomits erschwert die Bestimmung ihrer Mächtigkeit sehr. In Übereinstimmung mit Nöth's Beobachtungen darf man sie auf 30—50 m taxieren.

Die Oberen Buchensteiner Schichten werden in unserem Gebiet hauptsächlich durch das massenhafte Auftreten von Pietra Verde, daneben auch von Hornsteinen und Plattenkalken gekennzeichnet. Die Pietra Verde, gelblichgrün bis bläulichgrün gefärbt, läßt ihren Tuffcharakter im allgemeinen nur unter dem Mikroskop erkennen. Doch kommt auch, z. B. oberhalb der Hütte In Som le Crepe am Codalungabach vorzüglich aufgeschlossen, ein hellgrüner Tuff vor, dessen Einsprenglinge (Augit, Plagioklas) schon makroskopisch zu erkennen sind. Dieser Tuff ist grober gebankt als die übrige Pietra Verde.

Die Pietra Verde ist ein sehr feinkörniges, kieselsäurereiches Gestein, das leicht verwittert. Von den dunklen Mineralien sind gewöhnlich nur noch die Zersetzungsprodukte Chlorit, Kalkspat, bisweilen etwas Serpentin und Erz vorhanden. Doch sieht man stellenweise noch frische Augitpartikelchen (Diopsid) oder sogar noch kristallographisch gut ausgebildete Einsprenglinge (z. B. in dem obengenannten Tuff). Auch Biotitschüppchen sind hier und dort gut erhalten. Jedoch sind die dunklen Mineralien im allgemeinen schon sehr weit umgewandelt und schwer erkenntlich. Den Feldspäten gegenüber sind sie in der Minderheit; manchmal fehlen sie überhaupt.

Als Hauptbestandteil liegen in der kryptokristallinen, kieseligen Grundmasse die gut ausgebildeten, scharf umgrenzten Feldspatkristalle. Labradorit ist am meisten vertreten.

Als Fremdlinge sind abgerundete Quarzkörner zu erwähnen.

Es bestehen nun verschiedene Übergänge von den Tuffen zu den Hornsteinen und Kieselkalken. Die submarinen Eruptionen gaben offenbar zu reichlicher  $\text{SiO}_2$ -Ausscheidung Veranlassung. Obgleich man, wie auch Horn (29) hervorhebt, im allgemeinen annehmen darf, daß die Kieselknollen der Knollenkalke primärer Bestandteil dieser Kalke sind, gibt es doch auch Anzeichen, daß an anderen Stellen die Kieselsäure erst nachträglich imprägniert worden ist. Umgekehrt findet man auch Hornsteine, die fein mit Kalzit infiltriert sind, und sogar Radiolarien, deren Inneres von einem Kalkspatkristall ausgefüllt worden ist.

Wie schon erwähnt wurde, habe ich in den Buchensteiner Schichten gar keine Versteinerungen gefunden, außer einer *Posidonomya Wegensis* Wissm. am Monte Fernazza und einem unbestimmbaren Fragment einer *Daonella* aus dem Codalungatal; es war aber in beiden Fällen fraglich, ob diese Lagen noch zu den Buchensteiner Schichten gerechnet werden sollten.

Die Dünnschliffe jedoch zeigen Organismen in Fülle, darunter an erster Stelle unzählige Radiolarien, sowohl in den Hornsteinen wie in den Knollenkalken, ein einziges Mal auch im Tuff, weiter auch Spongien-

nadeln. Die meisten Radiolarien sind sehr schlecht erhalten und unkenntlich, aber doch gibt es manches Exemplar, das an der Hand der Rüst'schen Monographie (30) zu bestimmen ist. Es sind fast ausschließlich Spumellarien vorhanden, u. zw. hauptsächlich die Gattung *Cenosphaera*; daneben auch die Gattungen *Porodiscus*, *Zonodiscus*, *Trochodiscus*, *Cenellipsus* und *Cenodiscus*. Bestimmt wurden die Arten *Cenosphaera asturana*, *Cenosphaera bakonyana*, *Porodiscus parvulus*, *Porodiscus paronae*. Andere Arten hatten die größte Ähnlichkeit mit *Cenosphaera ingens*, *Cenosphaera rossica*, *Zonodiscus macrozona*, *Trochodiscus serrula* und *Cenellipsus perovalis*, die Rüst aus karbonischen Ablagerungen beschreibt, ohne weiter dabei anzugeben, ob diese Arten sich nur auf das Karbon beschränken oder auch noch in anderen Formationen vorkommen können.

Die Menge der Radiolarien ist in den Handstücken verschieden und kann sich lagenweise (häufig sind solche Lagen bituminös) bis auf 30% des Gesteinvolumens<sup>1)</sup> steigern. In diesem Falle kann die Frage aufgeworfen werden, ob diese Radiolarite als echte Tiefseeablagerungen zu betrachten sind. Horn (29) glaubt ja für das Gebiet zwischen Auronzo und Agordo für die Buchensteiner Zeit eine beträchtliche Senkung annehmen zu müssen. Später werde ich bei der Besprechung des Fazieswechsels näher auf diese Frage eingehen; ich möchte jetzt nur bemerken, daß der Mendoladolomit, der die Knollenkalke unmittelbar unterlagert, sicher nicht in größerer Meerestiefe als 200 m abgesetzt wurde, daß die Knollenkalke gegen Mendola- und Schlerndolomit auskeilen (ganz nahe an der Riffböschung wurden schon Radiolarite gefunden), und daß die Pietra Verde von pflanzenführenden Augitporphyrituffen überlagert wird.

Interessant ist in dieser Hinsicht die Beobachtung, die in einem der Schiffe gemacht wurde, wo Durchschnitte von kleinen Molluskenschalen, ein Korallenrest und Radiolarien zusammen vorkommen.

Vereinzelt, aber sehr selten, wurden auch Foraminiferen beobachtet.

Die Oberen Buchensteiner Schichten, insbesondere die Pietra Verde, erreichen östlich des Cernerariffs bedeutend größere Mächtigkeit als in benachbarten Gebieten; genau angeben läßt sich die Mächtigkeit nicht.

Die Buchensteiner Schichten werden in unserem Gebiete auf der West- und Ostseite des Cernerariffs gefunden, wo sie oberhalb In Som le Crepe, im Vallazzatal und auf beiden Seiten des Val Mondeval vorzüglich aufgeschlossen sind; an letztgenannter Fundstätte nur die Oberen Buchensteiner Schichten.<sup>2)</sup> Bei In Som le Crepe fehlt ein sehr großer Teil der Unteren Buchensteiner Schichten.

Weiter findet man die Buchensteiner Schichten am allerschönsten aufgeschlossen an der Straße Selva—Caprile, wo sie zwischen den resistenten „dominant layers“ des Mendoladolomits und den dickbankigen Augitporphyrituffen in die zierlichsten Fältelungen gelegt sind (Photographien 1, 2 und 3).

<sup>1)</sup> richtiger: der Schlißoberfläche.

<sup>2)</sup> Bei Punkt 1978 zwischen Val Mondeval und Val Avace werden auch diese Schichten von der Antelao-Linie angeschnitten und kommen weiter östlich nicht mehr vor.

Die Buchensteiner Schichten bilden im Gelände im allgemeinen Steilstufen. Die Gesteine sind meistens schon aus einiger Entfernung leicht zu erkennen; jedoch zeigen einige Steilwände — u. a. oberhalb der Malga Mondeval — dunkle Verwitterungsfarben, besonders nach regnerischem Wetter. An solchen Stellen wäre aus einiger Distanz eine Verwechslung mit den Wengener Tuffen nicht ausgeschlossen. Tatsächlich hat Mojsisovics an dieser Stelle die Buchensteiner Schichten übersehen.

#### b) Gruppe der Tuffe, Tuffsandsteine und Tuffkonglomerate.

Die vulkanischen Erscheinungen, eingesetzt während der Buchensteiner Zeit, dauern nicht nur mit unverminderter Heftigkeit bis in die karnische Zeit hinein fort, sondern erreichen in der Wengener Periode ihr Maximum. Sie haben das in unserem Gebiet am meisten verbreitete Gestein geliefert, das mit seiner dunklen Farbe und seinen weichen Verwitterungsformen — in schroffem Gegensatz zu dem hellen und steilwandigen Dolomit — der Landschaft ihr eigenartiges Gepräge verleiht.

Die sehr dunkle Farbe und die übereinstimmende mineralogische Zusammensetzung (Hauptbestandteile sind fast immer Augit und Plagioklas) lassen uns diese viele hundert Meter mächtige Gesteinsserie schon auf den ersten Blick als eine unzertheilbare Einheit betrachten, obgleich die einzelnen Schichtglieder in großer Mannigfaltigkeit entwickelt sind. Es wechseln Laven, Tuffe, Tuffsandsteine, Agglomerate, Mergel, Plattenkalke, lettige Lagen, Konglomerate, Breccien, unreine gelbliche Kalke und Tonschiefer in bunter Reihenfolge miteinander; freilich sind die Tuffe, Tuffsandsteine und Tuffkonglomerate Hauptsache. Sie alle auf unserer Karte auszuscheiden wäre natürlich eine Unmöglichkeit, zumal die Schichtausbildung eine unstete ist und einzelne Schichtglieder nur beschränkte horizontale Ausdehnung haben.

Weil die Tuffe außerdem sehr fossilarm sind — außer in den allerhöchsten Lagen — kann eine Untereinteilung nur annähernd gegeben werden; und sie gibt dann aber nur die großen Züge des Unterschieds an. In dieser Weise lassen sich noch recht gut vier Gruppen unterscheiden, nämlich ältere Wengener Tuffe, jüngere Wengener Tuffe und Tuffsandsteine, Tuffkonglomerate und Cassianer Tuffsandsteine, darunter die Pachycardientuffe. Freilich vollzieht sich der Übergang von der einen zur anderen Gruppe durch Wechsellagerung, und eine scharfe Grenze gibt es selten (nur zwischen der ersten und zweiten Gruppe gelingt es oft, eine schärfere Grenze zu geben). Jedoch als Ganzes betrachtet, heben sich die vier Gruppen durch genügend charakteristische Merkmale voneinander ab.

Besondere Schwierigkeiten ergeben sich aber an den Stellen, wo nachträgliche Bodenbewegungen tiefere Tuffkomplexe in das Bereich jüngerer Tuffe gebracht haben, u. zw. speziell dort, wo die dritte Gruppe — die Gruppe der Tuffkonglomerate — fehlt, was in der Nordhälfte unseres Gebietes der Fall ist. Die obersten jüngeren Wengener Tuffsandsteine sind nicht zu unterscheiden von den Cassianer Tuffsandsteinen (nur Versteinerungen oder Einlagerungen von Cassianer Schichten können uns einwandfreien Aufschluß geben, und beide sind recht selten).

Deshalb bin ich genötigt gewesen, an vielen Stellen der Karte auf die genauere Einteilung zu verzichten und sämtliche Tuffe unter einer Farbe zusammenzufassen.

Aus demselben Grunde war es sehr schwer, in nur aus Tuff bestehendem Gelände Verschiebungen zu finden und weiter zu verfolgen.

Cornelius-Furlani (31, 32) unterscheiden nebst Laven die Explosiv- und Sedimentärtuffe; in unserem Gebiete haben wir es fast ausschließlich mit letzteren zu tun. Als Explosivtuff könnte man das Agglomerat auffassen, von dem weiter unten die Rede sein wird. Die Einschlüsse sind viel weniger grob als in den Explosivtuffen der von Cornelius-Furlani bearbeiteten Marmolatagruppe, vielleicht wegen der größeren Entfernung des Eruptionszentrums. Laven scheinen zu fehlen; es ist aber immerhin nicht unmöglich, daß zwischen den untersten, ungeschichteten, dunklen und dichten Augitporphyrituffen, die an der Straße zwischen Selva und Caprile anstehen, auch Laven vertreten sind.

Wie oben schon angeführt wurde, entstammen die Tuffe einem Augit-Plagioklasmagma. Ihre Hauptbestandteile sind Augit und Plagioklas — und deren Zersetzungsprodukte —, die in zahlreichen größeren und kleineren Kristallen wirr durcheinander liegen. Einige Augite zeigen sehr schöne Kristallformen, aber meistens kann man besser von Kristallfragmenten reden, denn die Kristalle sind oft stark zerbrochen und hatten offenbar viel durch den Transport zu leiden. So sind auch die zahlreichen Quarz xenolithen recht gut abgerundet. Als weiterer Bestandteil sind Biotitschüppchen zu erwähnen, die allerdings untergeordnet vorkommen. Akzessorisch sind Erz und Apatit, höchst selten Titanit. Und schließlich gibt es in geringerem oder größerem Maße Verunreinigungen. Es sind unzählige Übergänge vorhanden zu normalen marinen Sedimenten — mit denen die Tuffe ja auch wechsellagern —, die fast nie ganz tufffrei werden. Auch in den Cipitkalken findet man hier und dort noch Plagioklasleistchen.

#### b/1. Wengener Tuffe.

##### α) Ältere Eruptionen.

Es sind im allgemeinen sehr massive und dichte Gesteine von dunkler oder schwarzer Farbe, ungeschichtet oder grob gebankt (ein bis mehrere Meter mächtig). In den Tuffen zwischen Selva und Caprile und auch zwischen Rifugio In Som le Crepe und Giaupaß fehlen mergelige und schiefrige Zwischenlagen fast ganz, sind aber nicht selten in der Nähe von Mareson im Oberen Zoldo (hier auch kieselige Kalke) zu finden; auch Plattenkalke gibt es dort. In der oberen Hälfte, besonders in den allerobersten Lagen, wird die Schichtung dünner, Tuffsandsteine schalten sich ein und pflanzenführende Schiefer. Den Abschluß bildet ein sehr mächtiges Agglomerat, das überall in unserem Gebiet gleichmäßig entwickelt ist. Es besteht aus erbsen- bis faustgroßen, selten kopfgroßen Geröllen von hellen und grauen Kalken und Dolomit mit tuffigem Bindemittel. Die eingeschlossenen Kalke, aus den Gruppen der Buchensteiner Schichten, Mendoladolomit und Marmolatakalk(?) herstammend, sind häufig abgerundet, aber auch sehr oft scharfkantig und gebrochen; kleine, abgesprengte Kalksplitter liegen rings um die größeren Einschlüsse im



Tuff. Nie zeigen die Kalkgerölle irgendeine Umwandlung; organische Strukturen, wenn vorhanden, sind erhalten geblieben.

Kalke und tuffiges Material nehmen in gleicher Menge am Aufbau der Agglomerate teil.

Es ist dieses Agglomerat, 5—10 m mächtig, das sich als Explosions-tuff im Sinne Cornelius-Furlani deuten läßt. Nur ein größerer Einschluß ist mir bekannt, nämlich am Col dai Dof, wo ein unregelmäßiger Dolomitblock von 3 bis 5 m Durchmesser an der Basis des Agglomerats liegt (Photographie 4).

Aus verschiedenen Gründen habe ich dieses Agglomerat als Grenze zwischen den beiden Wengener Eruptivgruppen angenommen.<sup>1)</sup> Erstens wird es überall in gleichbleibender Entwicklung angetroffen; zweitens ist die Beschaffenheit der Tuffe unterhalb und oberhalb des Agglomerats wesentlich verschieden; drittens läßt es sich auch paläontologisch belegen. Freilich wurden schon überall in den das Agglomerat beiderseits begrenzenden Tuffen Einschlüsse von *Daonella Lommeli* Wissm. und *Posidonomya Wengensis* Wissm. führenden Pflanzenschiefer gefunden. Aber auf der Forcella Vallazza in der Corvogruppe ist eine überaus reiche Fundstätte, und hier gelang es mir, kleine Ammoniten aus der Zone des *Protrachyceras Archelaus* Laube zu finden, u. zw. *Trachyceras Rächthofeni* Mojs. und *Trachyceras Doleriticum* Mojs.; weiter auch unbestimmbare, schlecht erhaltene Formen.<sup>2)</sup> Diese Fundstätte liegt nur wenige Meter unter dem Agglomerat.

Gleichzeitig beweisen diese Versteinerungen uns eindeutig, daß auch die unterste Tuffgruppe wenigstens größtenteils der Wengener Periode angehört.

Die dünnplattigen, hellgrauen, sehr feinkörnigen Kalkmergel von dieser Stelle hatten größte Ähnlichkeit mit den Pflanzenschiefern aus dem berühmten Fundort hinter Corvara.

An der Straße Selva—Caprile liegen in diesem älteren Tuffkomplex Einschlüsse von Buchensteiner Schichten und vielleicht von Marmolata-kalk. Der 10—20 m mächtige Schichtkomplex, der diese Einlagerungen enthält, ist den Tufflagen konkordant eingeschaltet. Mir scheint aber eine Deutung als stratigraphische Einlagerung doch zu einfach und unwahrscheinlich. Nicht nur liegt allerhand Material von sehr verschiedener Größe in einem wirren Durcheinander — Knollenkalke, Kieselkalke, Bänderkalke, Dolomit —, es ist auch sehr stark gebrochen, und zwischen den großen Blöcken liegen ineinandergeknäuelte und fremdverschlungene Partien von Plattenkalken (Photographie 5). Tuff trifft man nur sporadisch an. Der allgemeine Eindruck ist der starker Durchbewegung; es ist eine Art Riesenbreccie. Auch das Kleingefüge zeigt Bewegung: es gibt deformierte (allerdings nicht stark) Radiolarien und gebrochene und gegeneinander verschobene Muschelfragmente. Nach Nöth (4) sollen diese Einlagerungen auf größerer Erstreckung vorkommen, und eine tektonische Deutung wäre deshalb schwierig; mir scheint es aber, daß man dieser Erklärung wenigstens für diese Stelle, in diesem sowieso schon stark gestörtem Gebiet, kaum aus dem Weg gehen kann.

1) Auch Penck (33) hat diese Scheidung angenommen.

2) Loretz erwähnt aus dieser Lokalität noch *Ammonites Jarbas* Mü.

Mit Explosivtuffen haben wir es in diesem Falle nicht zu tun; es fehlt jede Ähnlichkeit.

Die Gesteine dieser Gruppe sind härter als die leicht verwitterbaren Tuffsandsteine, auch ihre Farbe ist dunkler. Übergänge zu Cipitkalken kommen in dieser Gruppe noch nicht vor. Hier und dort trifft man größere Dolomitblöcke im Tuff eingeschlossen an; es sind wahrscheinlich kleinere, isolierte Einzelstöcke, deren Wachstum schon bald von neuen Eruptionen erstickt wurde. Auch zeigen die Tuffe gewöhnlich noch keine bestimmten Absonderungsformen, wie z. B. die Kugeltuffe der zweiten Gruppe; nur an wenigen Stellen ausnahmsweise schwache Andeutung von radialstrahliger Absonderung, viel weniger schön aber als am Oberende der Pufelser Schlucht auf der Seiser Alpe.

Die Mächtigkeit der älteren Tuffe wird zwischen 200—300 m schwanken.

### β) Die jüngeren Wengener Eruptionen.

Die Tuffe werden jetzt dünngeschichteter, die einzelnen Lagen wechseln von einigen Zentimetern bis 1 m, immer mehr Tuffsandsteine und auch mergelige Lagen stellen sich ein. Die Farbe wird öfters heller grau, ist oft auch bräunlich. Prachtvolle kugelförmige und konzentrisch-schalige Absonderungen sind sehr allgemein („Kugelbasalte“ von Colle Santa Lucia und von Selva, Photographie 6). Kohlenschmitzen und besser erhaltene, obgleich fast stets unbestimmbare Pflanzenreste sind sehr häufig zu finden. Nach oben gehen diese Gesteine in tuffige Mergel, dann in gelbe, unreine Cipitkalk<sup>1)</sup> über, die die ersten Cassianer Versteinerungen führen. Fehlen diese Zwischenlagen von Cassianer Schichten, so ist die Begrenzung nach oben recht schwer, wenn nicht ganz unmöglich. In solchen Fällen sind die Tuffsandsteine beider Gruppen auf der Karte mit derselben Farbe, ohne weitere Signatur, angegeben.

Die Täler sind in den Tuffen tief eingeschnitten, die Talhänge steil; die Gipfformen jedoch sind weich und gerundet. Durch ihre sehr leichte Verwitterbarkeit und große Fruchtbarkeit tragen die Tuffe schöne Wälder und üppige Almböden. Nur eine Gefahr bringen die Tuffe mit, sie befördern Murbildung sehr, besonders dort, wo die Gehänge verhältnismäßig zu steil geneigt sind. Und wo „Dipslope“ vorherrscht — z. B. an der Straße Selva—Caprile am linken Bachufer, wo die Schichten außerdem von der Straße unterhöhlt sind — ist die Lage geradezu kritisch (Fig. 3). Nach jedem schweren Regenfall kommen dort große Stücke vom Berg herunter und täglich ist dort eine Katastrophe zu erwarten. Es ist nur ein Glück, daß das Florentinatal zwischen Caprile und der Säge unterhalb Selva unbewohnt ist.

Verbreitung: Die älteren Tuffe kommen vor im Höhenzug vom Monte Fernazza bis zum Crot und nördlich von der Antelaolinie. Hier konnte ich das Agglomerat verfolgen bis zur Wasserscheide mit dem Boitetal und weiter östlich auch wieder an der Sentinella. Mir scheint, daß das Tuffpaket nach O weniger mächtig wird (man entfernt sich ja auch vom Eruptionszentrum).

<sup>1)</sup> Hier wird der Name Cipitkalk noch in der alten Bedeutung gebraucht. Auf S. 180 wird aber vorgeschlagen, diesen Namen nur für die isolierten Rifflöcke zu behalten.

In der Nähe von Zoldo wurde der untere Tuffkomplex auch wieder angetroffen.

Die Oberen Wengener Tuffe haben viel größere Verbreitung, sowohl im Fiorentinatal wie im Boitetal und in Zoldo. Ihre Mächtigkeit ist ungefähr dieselbe wie die der älteren Tuffe. Die Oberen Wengener und die Cassianer Tuffsandsteine sind in den zwei ersten Tälern, wie schon erwähnt wurde, nicht immer rein auszuscheiden, weil die dazwischenliegenden Tuffkonglomerate fehlen.

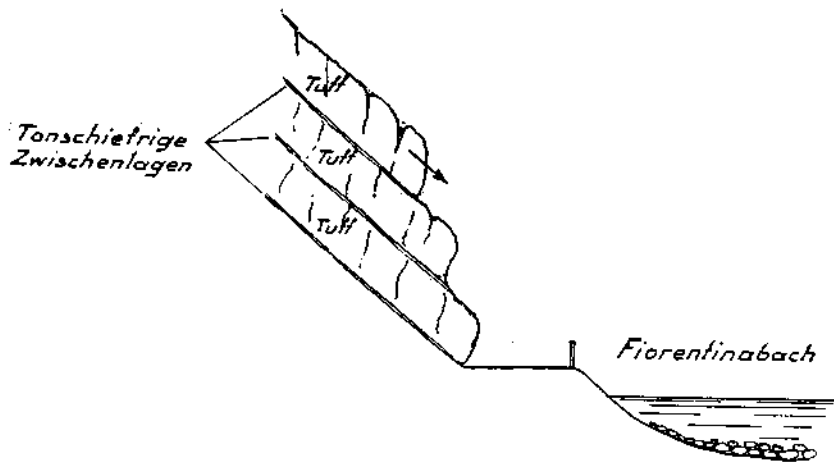


Fig. 3. Murbildung in den älteren Augitporphyrituffen an der Straße Selva—Caprile.

#### b/2. Cassianer Tuffe.

##### α) Tuffkonglomerate.

Diese Gruppe hat im S unseres Gebietes, im oberen Zoldo, große Verbreitung, sie wurde auch in der Valle dell'Oglio angetroffen. Nöth (4) widmet ihr eine ausführliche Beschreibung, der ich nur beistimmen kann. Auch ihre stratigraphische Stellung wurde von Nöth eingehend behandelt. Ich brauche deshalb nicht näher auf die Altersbestimmung einzugehen, die außerdem im Terrain selbst schon ohne weiteres klar war, werden doch die Konglomerate im oberen Zoldo in normalem stratigraphischem Verband zwischen den oberen Wengener Tuffen und den Pachycardientuffen angetroffen und sind ihnen außerdem doch mergelige und tonige Cassianer Schichten eingelagert (am R. Canedo). Zwischen Konglomeraten und Pachycardientuffen sind auch noch stellenweise Girvanellenkalke eingeschaltet, die nach brieflicher Mitteilung von Herrn Professor Dr. Julius Pia höchstwahrscheinlich auch Cassianer Alters sind. Übrigens sind die Grenzen dieser Gruppe nur wenig scharf zu fixieren. Wie Nöth bereits angeführt hat, wechsellagern zuerst feine Konglomeratlagen mit Tuffsandsteinen, die allmählich zurücktreten. Die Konglomerate bestehen fast ausschließlich aus Eruptivmaterial von verschiedener Größe und die Fragmente sind entweder eckig oder mehr oder weniger abgerundet. Irgendeine regionale oder vertikale

Sortierung nach der Korngröße konnte ich nirgends feststellen. Es wäre nur zu bemerken, daß die Gerölle in den oberen Lagen des Col di Baldi größer sind und daß das Gestein viel grober geschichtet ist (1—3 m). An der Staulanzastraße zwischen Pecol und den Palafaverawiesen ist auch manchmal sedimentäres Material mit eingeschlossen (durchschnittlich sind die Körner etwa 2—3 cm groß); auch am Wege zum Col Marin sind solche Einschlüsse zu beobachten. Es sind wieder hellere Kalkbröckchen und graue Buchensteiner Kalkfragmente.

Die Mächtigkeit dieser Gruppe ist wahrscheinlich weniger hoch als bei Nöth angegeben, mir scheinen 200 m schon nicht zu niedrig.

Im Gelände zeigen die Tuffkonglomerate sich weniger weich als die Tuffsandsteine. Manchmal bilden sie fast vertikale Wände, wie am Col di Baldi, an der Roa Bianca und im nördlichen Gehänge des Zoldotales.

### β) Die Cassianer Tuffsandsteine (z. T. Pachycardientuffe).

Von echten Tuffen kann man, wie bei den Oberen Wengener Tuffen, in dieser Gruppe nicht mehr reden; nur von regenerierten Tuffen. Reine organogene marine Zwischenlagen (Girvanellenkalk, Korallenkalk, Echinodermengesteine usw.) treten immer häufiger auf. Der Übergang zu solchen Gesteinen vollzieht sich immer sehr gleichmäßig. Im Tuff nimmt toniges, mergeliges oder kalkiges Material allmählich zu, bis man Schiefertone, gelbe Kalkmergel und zuletzt reine Kalke hat. Neue Tuffsedimentation setzt dann fast immer wieder unvermittelt, ohne Übergang ein. Durch Zwischenlagerung von tonigen und mergeligen Cassianer Schichten gehen diese Cassianer Tuffsandsteine in den überlagernden Cassianer Dolomit über, der offenbar einmal als große einheitliche, wenn auch ungleich mächtige Platte das ganze Gebiet bedeckt hat. Nirgends in dem ganzen Gebiet wird der Tuff direkt von Raibler Schichten überlagert; immer gibt es noch mehrere hundert Meter Cassianer Dolomit zwischen beiden.

Doch ist die vulkanische Tätigkeit mit der Ablagerung der untersten Cassianer Dolomittlagen noch nicht zum Abschluß gelangt. Inmitten des Cassianer Dolomitkomplexes begegnet man im Boitetal an vielen Stellen nur örtlich verbreiteten, nicht sehr mächtigen Tuffschichten, die bald auskeilen, u. zw. in verschiedenen Höhen des Dolomits. Sehr instruktiv ist der Aufschluß an dem Saumweg, der von der Ponte della Cancia zur Tabia Ciauta hinaufführt. Aus den obersten Tuffsandsteinen gelangt man in ein zirka 30 m mächtiges, geschichtetes Kalk- und Dolomitpaket. Mit scharfem Übergang setzt wieder Tuff ein (einige Meter). Allmählich aber nimmt die kalkige Sedimentation wieder die Überhand. Zuerst kommen Tuffsandsteine in 20 cm mächtigen Lagen, zusammen kaum 1 m; dann folgen unreine, tuffhaltige Kalkbänke ( $2 \times 7\frac{1}{2}$  cm) und schließlich, noch mit ziemlich scharfem Übergang, wieder reine Kalk- und Dolomitbänke (Fig. 4). Ein ähnliches Profil nimmt man auch auf dem Pian di Madier, etwa 75 m unterhalb der Raibler Schichten wahr, wo sich zuerst noch tonige Schichten zwischen die Kalkmergel fügen, und gleichfalls in der Steilwand unter dem Rifugio San Marco (Fig. 5). Der Übergang ist hier gleichmäßiger.

Diese allerhöchste Tuffschicht — vielleicht gibt es mehrere in verschiedenen Höhen — führt in großer Menge prachtvolle Exemplare von *Myophoria Kefersteini* Mstr. nebst *Pachycardia Rugosa* Hau. und anderen Versteinerungen. Die obersten Tuffe fallen überhaupt in die

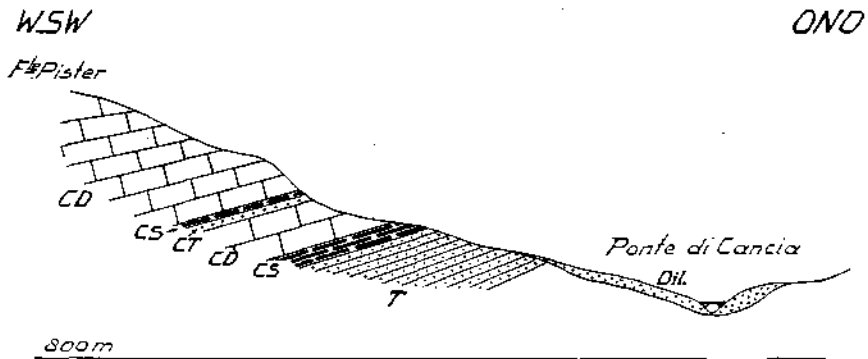


Fig. 4. Profil Fle Pister—Ponte di Cancia. Maßstab 1:12.500.

C = Cassianer. D = Dolomit. S = Schichten. T = Tuff.

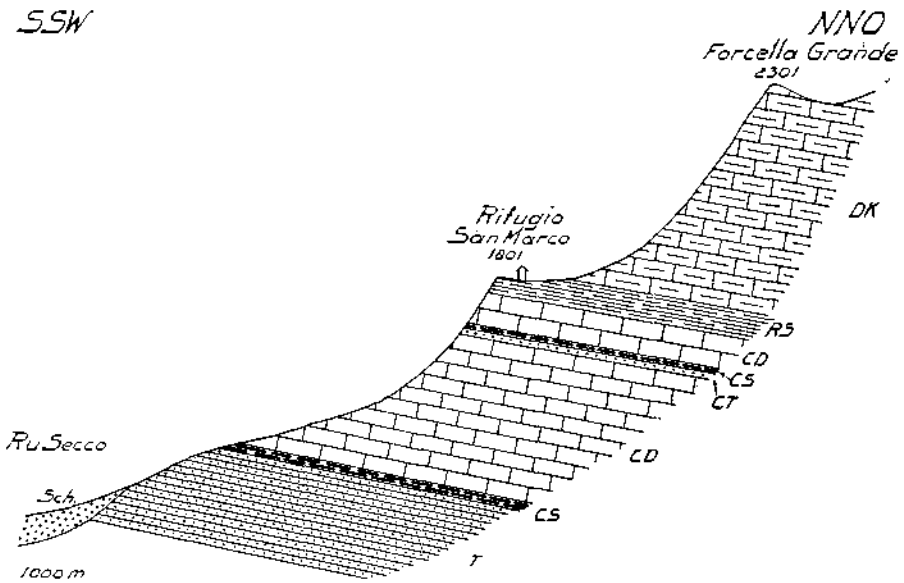


Fig. 5. Profil Ru Secco—Rif. S. Marco—Forc. Grande.

DK = Dachsteinkalk. CD = Cassianer Dolomit. CS = Cassianer Schichten. RS = Raibler Schichten. CT = Cassianer Tuffsandsteine. Sch = Schluff.

karnische Zeit. Doch kann man diese Schicht, die an verschiedenen Stellen im Bosco Pocol die Oberfläche bildet, noch nicht zu den Raibler Schichten rechnen (wie Mojsisovics bei der Croda Rotta auf seiner Karte getan hat). Erstens sind bisher noch keine bedeutenden Tuff-

eruptionen aus der Raibler Zeit bekannt und außerdem wird diese Schicht noch von etwa 75 m hellem Kalk und Dolomit von den hier sehr bunten, tonigen und mergeligen Raibler Lagen, die im Boitegebiet eine sehr eigentümliche, farbenreiche Entwicklung zeigen, getrennt. Es wäre ganz verfehlt, dieses Kalkpaket auch noch den Raibler Schichten zurechnen zu wollen, die damit auch eine sehr unwahrscheinliche Mächtigkeit erlangen würden.

Die Verbreitung dieser Gesteine ist eine etwas größere als die des Cassianer Dolomits, in dessen Basis diese Tuffsandsteine ihren Aufschluß haben. Fossilreiche Pachycardientuffe findet man u. a. oberhalb Palafavera zwischen Rug dei Termen und Rug Bianco in etwa 1800 m Meereshöhe. Im Gelände treten die Cassianer Tuffsandsteine genau so auf wie die älteren Tuffsandsteine.

### c) Gruppe der kalkigen und dolomitischen Gesteine.

#### c/1. Riff-Fazies.

##### α) Schlerndolomit.

##### β) Cassianer Dolomit.

Ursprünglich hat schon Mojsisovics (1) beide Gesteine unter dem Namen Wengener und Cassianer Dolomit voneinander geschieden. In manchem Teil der Dolomiten aber läßt sich diese Scheidung schwer durchführen. Ununterbrochen, ohne sichtbare Fuge, in gleichbleibender Fazies ist dort der Cassianer Dolomit dem Wengener Dolomit angewachsen. Deshalb hat man später, wie früher schon Richthofen (10), beide Gesteine zu einer Gruppe unter dem Namen Schlerndolomit vereinigt. Ich muß aber für unser Gebiet die alte Zweiteilung handhaben, denn der Unterschied in Struktur und Fazies zwischen heiden Gesteinsgruppen ist so groß, daß er auch einem nur oberflächlichen Beschauer schon gleich ins Auge fällt.

α) Der Schlerndolomit ist von den beiden das ältere Gestein. Der Dolomit ist inselweise in isolierte Riffe aufgelöst: Cernerariff, Crotriff und Civettariff. Freilich ist es sehr gut möglich, daß zwischen den beiden Erstgenannten einmal ein Zusammenhang bestanden hat, wie z. B. von Loretz (12) auch angenommen wird.

Nach oben hin werden Cernerariff und Crotriff von der Tufffazies immer mehr zurückgedrängt und schließlich wurde das Riffwachstum ganz erstickt. Tufflagen scheiden hier den älteren vom jüngeren Dolomit. Die entsprechenden Tufflagen gehören noch gerade der jüngeren Wengener Tuffgruppe an.

Hingegen sind in der Civettagrube beide Gesteinsarten miteinander verwachsen, d. h. der Cassianer Dolomit ist hier dem Schlerndolomit direkt aufgelagert. Die Verhältnisse sind hier aber nicht mehr so einfach, weil die Civettagrube, die schon in nächster Nähe der Val Sugana-Überschiebung liegt, tektonisch sehr stark gestört ist. Der Dolomit ist hier von Gleitflächen und größeren Störungen förmlich durchsetzt, die das stratigraphische Bild in nicht geringem Maße verschleiern.

Der Schlerndolomit zeigt uns die normale, allgemein bekannte Ausbildung. Es ist ein strukturloses, massiges, kristallinisches, etwas zuckerkörmiges Gestein. Die Farbe ist hell, manchmal ganz weiß, häufig auch mit leicht rötlichen, gelblichen oder graulichen Schattierungen. Das Gestein verwittert vorzugsweise zu prallen Wänden und Felstürmen, welche die gleiche helle Farbe zeigen. Diese Verwitterungsform wird von den vielen Klüften und Diaklasen, die den Schlerndolomit durchsetzen, befördert.

Im Innern der Riffe ist das Gestein ein reiner Dolomit. Mit dem Vorschreiten der Dolomitisierung sind alle organischen Strukturen obliteriert worden. Nur in den peripheren Teilen des Riffs findet man bisweilen schlecht erhaltene Fossilien; darunter sind Korallen, Kalkalgen, Chemnitzien und andere Gastropoden, Lamellibranchiaten usw. hervorzuheben. In einem losen Block in Val Zonia, der wohl von der Außenseite des Riffes stammte, fand ich eine Breccie von Dolomit und Echinodermen.

Im allgemeinen ist die Dolomitisierung an der Außenseite weniger intensiv und dort sind deshalb organische Reste auch weniger selten. Oft ist auch der Übergang zu den heteropischen Bildungen ziemlich gleichmäßig. Zuerst geht der Dolomit in ein mehr kalkiges, noch tuffreies Gestein über, in dem schon vereinzelt Feldspatleistchen auftreten. Makroskopisch sind gewöhnlich keine organischen Strukturen zu beobachten; mikroskopisch aber sieht man, daß das Gestein stark zertrümmert ist und allerlei gebrochene organische Fragmente enthält. Jetzt nimmt nach der Außenseite tuffiges Material immer mehr zu, die Kalke bekommen eine graue Farbe und schließlich ist man wieder im Tuff. Die Zone der „Grenzfazies“ ist im Mittel etwa 0.5—1.5 m mächtig und ist auch häufig an den später zu besprechenden Cipitkalkblöcken zu beobachten (Phot. 7). Im allgemeinen aber ist die Faziesgrenze doch ziemlich scharf.

In der Nähe der Riffböschung liegen an vielen Stellen im Schlerndolomit Kieselkonkretionen. Diese sind kugel- bis röhrenförmig,  $\frac{1}{2}$  bis 1 cm im Durchmesser und bestehen aus kristallinischem Quarz. Der Dolomit ist in ihrer Nähe aber nicht im geringsten umgewandelt. Besonders zeigt sich dies am Westhang des Monte Crot, wo die heteropische Grenze durch die Anlage des sich in vielen Serpentinaen schlängelnden Kriegsteigleins recht gut entblößt ist. Dort sieht man im Gestein viele solcher Konkretionen, die alle aus dem etwas weicheren Dolomit herausgewittert sind. Auch die Zwischenbildungen trifft man hier an.

Weiter zeigt der sonst ungeschichtete Dolomit in der Nähe der Riffböschung eine gewisse grobe Bankung. Übrigens ist die Gesteinsbeschaffenheit meistens drusig, porös-kavernös. Manchmal gibt es auch größere Höhlen im Dolomit, z. B. östlich der Forcella di Loschiesuoi, in der Westwand der Costa della Role.

Rasenbedeckte Felsbänder in den unteren südlichen Wandpartien des Monte Verdal und Monte Cerna deuten auf mögliche Anwesenheit von heteropischen Einlagerungen im Riff. Übrigens ist die Cerneragruppe in großer Einförmigkeit aus Dolomit aufgebaut.

Von der Faziesdifferenzierung wird später noch eingehender die Rede sein. Bemerken wir jetzt nur noch, daß in der Cerneragruppe die Riffböschung einen Winkel von etwa 20° mit den heteropischen Bildungen macht. Auf den ersten Blick würde man glauben, an der nördlichen

Riffböschung auch Übergußschichtung wahrzunehmen; dies ist jedoch eine optische Täuschung, die nur bei ungünstiger Beleuchtung auftritt und von beginnender Verkarstung hervorgerufen wird. Bei genauerem Zuschauen sieht man, z. B. am Grat, der sich von der Cima di Loschiesuoi zum Col Piombino herabzieht, daß die Schichtungen der heteropischen und isopischen Bildungen das gleiche Nordfallen haben. Die Riffböschung bildet dort eine gewellte, etwas wulstige Oberfläche.<sup>1)</sup> (Phot. 10 und 11.)

β) Der Cassianer Dolomit. Als Unterlage der großen Dachsteinkalkmassive erhebt sich aus den oberen Tuffen und Tuffsandsteinen der Cassianer Periode die Cassianer Dolomitplatte, die mit diesen Gesteinen durch Faziesübergang verbunden ist. Es ist dies ein ausgezeichnet geschichtetes, wenn auch grobgebanktes Gestein. Der Name Dolomit ist nicht ganz zutreffend, insoweit, daß nur etwa die Hälfte des viele hundert Meter mächtigen Gesteinskomplexes aus Dolomitbänken besteht; dazwischen liegen viele Übergänge von dolomitischen zu rein kalkigen Gesteinen, bisweilen sogar mit Mergelkalken und dünnen tonigen Lagen abwechselnd. Die verschieden stark dolomitisierten Kalkvarietäten haben zwar meistens helle Farben, sind aber auch häufig graulich oder bläulich gefärbt; immerhin bleibt der Gesamteindruck der eines hellen, etwas ins Rötliche und Gelbliche ziehenden Gesteinskomplexes.

Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke wechselt von 10 cm bis zu mehreren Metern. Auch aus der Ferne ist die Schichtung immer recht gut zu erkennen, so z. B. an den Lastoni di Formin und an der Rochetta, wie auch an der Croda Rotta, dem Becco di Cuzze und an vielen anderen Stellen.

In den oberen, meistens rein dolomitischen Partien des Cassianer Dolomitkomplexes stellen sich zuweilen schon intensiv rot gefärbte Lagen zwischen den hellen Bänken ein (z. B. westlich von Val Dortie und oberhalb Acquabona; auch an der Croda Rotta); letztere nehmen jedoch bald wieder die Überhand. Die einzelnen Schichten haben hier Mächtigkeiten, die von einem bis mehreren Metern schwanken. Häufig sind sie durch sehr fein bis papierdünn geschichtete grüne und graue Lettenlagen (1—10 cm) voneinander geschieden. Der Übergang zu den bunten Raibler Schichten ist übrigens ziemlich scharf.

In dem ganzen Cassianer Dolomitkomplex zeigen die rein dolomitischen Bänke genau dieselben Strukturen wie der Schlerndolomit und enthalten selten Organismen. Hingegen sind die mehr kalkigen Lagen örtlich manchmal überfüllt mit Versteinerungen. Darunter treten an erster Stelle Kalkalgen und Gastropoden (meistens Turmschnecken), daneben auch Lamelli-branchiaten massenhaft auf. Besonders das Gebiet des Bosco Pocol wäre ein überaus lohnendes Terrain für einen Paläontologen. Leider fehlte mir die Gelegenheit, viel Zeit auf das Sammeln derselben zu verwenden; auch würde die Ausarbeitung sehr viel Zeit in Anspruch nehmen. Immerhin kann ich hier schon einige Arten nennen, die sich freilich nicht nur auf den Cassianer Dolomit beschränken, sondern auch noch in den Cassianer Schichten gefunden werden:

<sup>1)</sup> Auch an der sehr schön aufgeschlossenen östlichen Riffböschung hinter Col Maor ist von Übergußschichtung nichts zu spüren. (Phot. 9.)



*Coelostylina similis* Mstr.

*Cheilotoma Blumi* Mstr.

*Chennitzia* sp.

*Raphistomella radians* Wissm.

*Cassianella decussata* Mstr.

Durchschnitte von *Nucula*-, *Gonodon*- u. a. Muschelschalen.

*Montlivaltia* sp.

*Calamophyllia* sp.

*Cidaris atata* Äg., unter anderem Echinodermenfragmente.

*Girvanella* sp.

*Pycnostroma* sp.

*Codiacea* sp.

Offenbar entspricht unser Cassianer Dolomit grobenteils dem Gestein, das Nöth auf seiner Karte unter dem Namen „kalkige Entwicklung des Schlerndolomitniveaus“ ausgeschieden hat. Im Pelmo-Gebiet ist dieses Gestein aber viel mehr verbreitet als im Cordevoie-Gebiet, auch ist die Entwicklung, wie schon hervorgehoben wurde, weit mehr dolomitisch. Es ist überall vorhanden unter Raibler Schichten und Dachsteinkalk und hat aller Wahrscheinlichkeit nach einmal über den Tuffen eine zusammenhängende Platte gebildet. Mit der Ablagerung des Cassianer Dolomits ging die Zeit der Faziesdifferenzierung zu Ende. Freilich ist die Differenzierung jetzt schon fast erloschen, wenn auch noch nicht vollständig. Erstens setzte die Cassianer Dolomitbildung nicht überall zu gleicher Zeit, und deshalb in verschiedenen hohem Niveau ein. Die Dolomitplatte hat deshalb eine sehr unstete Mächtigkeit, die an der Rochetta z. B. wohl das Zweifache beträgt als an der Cima Colstantiol.<sup>1)</sup> Zweitens treten zwischen dem Dolomit und Kalk dann und wann wieder heteropische Einlagerungen auf, die nur beschränkte örtliche Verbreitung haben. In den obersten Teilen jedoch verschwinden diese ganz. Mit dem Aufhören der vulkanischen Tätigkeit sind auch wieder die Schranken weggefallen, die zu Anfang der Buchensteiner Zeit dem Riffwachstum gestellt wurden.

Die Mächtigkeit des Cassianer Dolomits wäre im Mittel auf etwa 300—400 m zu veranschlagen. Der Schlerndolomit hat sicher größere Mächtigkeit, die aber nicht genau bekannt ist, weil in der Cerneragruppe die Denudation schon viel weggenommen hat, in der Civettagruppe hingegen tektonische Komplikationen vorliegen. In der Cerneragruppe beträgt die Mächtigkeit sicher 600 m, in der nördlichen Civettagruppe ist der Schlerndolomit sogar noch weit mächtiger entwickelt; die geschichtete, teils kalkige Fazies des Cassianer Dolomits tritt hier, der ungeschichteten, rein dolomitischen Fazies gegenüber, sehr zurück.

Im Gelände bildet auch der Cassianer Dolomit Steilwände, die unter dem Dachsteinkalk oft balkonartig hervorspringen. Er bildet aber nur wenige Gipfel, wie z. B. Gusella, Lastoni di Formin, Rochetta, Monte Penna, Becco di Cuzze. Diese betreffenden Gipfel zeigen fast immer mehr oder weniger Plateaucharakter.

<sup>1)</sup> Überhaupt ist die Cassianer Dolomitplatte nördlich der Antelao-Linie viel mächtiger als südlich derselben.

### γ) Marmolatakalk und Cipitkalk.

Ob Marmolatakalk in unserem Gebiet vorkommt, ist unsicher. Das kalkige, helle bis graue Gestein der Costa del Conte, das viele Korallen enthält (daneben auch Gastropoden), hat große Ähnlichkeit mit dem Marmolatakalk. Jedoch ist es den jüngeren Wengener Tuffen aufgelagert, und vielleicht schalten sich die Cassianer Schichten, die tiefer unten am Codebach anstehen, zwischen ihm und den Tuffen ein. Ja, es ist sogar nicht unmöglich, daß die kalkigen Cassianer Schichten, die nördlich Pescul in ziemlich abweichender Fazies aufgeschlossen sind, seine Fortsetzung bilden, was aber höchst unsicher ist.

So lange man die Obergrenze des Marmolatakalks noch nicht genügend stratigraphisch festgelegt hat, ist es schwer, über die Zugehörigkeit des Costa del Conte-Kalkes zum Marmolatakalk eine Entscheidung zu treffen. Freilich hat Salomon (34) nachgewiesen, daß die Fauna des Marmolatakalkes schon viele Cassianer Anklänge zeigt. Außerdem wird der Marmolatakalk in der Marmolatagruppe und im Cordevolegebiet sowohl von Wengener wie von Cassianer Tuffen und Tuffsandsteinen überlagert, die an der Riffböschung mit scharfem, ziemlich großem Winkel abstoßen, wie von Salomon (34), Ogilvie (28), Nöth (4) wiederholt betont wird. Auch sind mir gelegentlich einer Exkursion in der Marmolatagruppe bei einer Traversierung von der Marmolatascharte zum Passo Omhretta grüne, tuffige Einlagerungen im Kalk der Südwand aufgefallen, wovon ich allerdings nicht mit Sicherheit bestimmen konnte, ob diese Einschlüsse der Pietra Verde oder dem Augitporphyrittuff entsprachen. Immerhin beweisen sie, daß hier Tuffazies und Kalkfazies fast gleichzeitig gebildet wurden und wenigstens kein bedeutender Altersunterschied zwischen beiden existiert. Es scheint mir deshalb gar nicht weit verfehlt, den Marmolatakalk als kalkige Fazies des Schlerndolomits zu betrachten. Und wo die Kalke der Costa del Conte sich gerade noch im Niveau des Schlerndolomits befinden, durfte man sie mit einem gewissen Recht für Marmolatakalk ansehen.<sup>1)</sup>

In diesem Falle würde man den Namen Cipitkalk nur beibehalten für die isolierten Kalk- und Dolomitblöcke, die im Tuff liegen, besonders in den Wengener Tuffen. Ursprünglich wurden ja auch nur diese mit dem Namen Cipitkalk bezeichnet. Im Val Zonia gibt es viele solcher Einschlüsse im Tuff, meistens durch „Grenzfazies“ in den Tuff übergehend (Phot. 7 und 8). Einzelne Blöcke erreichen eine Mächtigkeit von 10 m. Ihre Breite ist verschieden. Auch sind manchmal die horizontalen Dimensionen weit größer als die vertikalen. Die Cipitkalke sind dem Tuff konkordant eingelagert und keilen oft mit wachsender Entfernung vom Cernerariff aus. Ob je ein Zusammenhang mit dem Riff bestanden hat — also eine Verzahnung zwischen Riffazies und Tuffazies — läßt sich jetzt schwer noch bestimmen, denn leider ist das Val Zonia an der Riffböschung entlang eingeschnitten; für einige der Blöcke wäre es jedoch nicht unwahrscheinlich, zumal auch die Blöcke nur in der Nähe

<sup>1)</sup> Nöth nimmt freilich ein noch jüngeres Alter an, was mir aber nach den Lagerungsverhältnissen recht zweifelhaft vorkommt.

der Riffe vorkommen. Die Auffassung, daß es vom Riff abgerollte Blöcke sein sollten, scheint mir hier nicht zutreffend; sie sind höchstwahrscheinlich autochton.

Aus Obenstehendem geht schon klar hervor, daß auch eine Deutung, sie als Auswürflinge zu betrachten, ganz ausgeschlossen ist. Dazu fehlen auch die vielen kleineren und kleinsten fremden Einschlüsse, welche sonst die Eruptivtuffe charakterisieren.

Fast immer bestehen die Blöcke größtenteils aus echtem Dolomit. Man trifft sie nur in der Umgebung des Cernerariffs, in der Nähe des Monte Crot, und am Monte Fernazza (bei der Tabiai Stessa und am Col Davagnin). Hier und im Kalk der Costa del Conte haben die Italiener in diesen festen Gesteinen ihre ziemlich geräumigen Unterstände gebaut; ihre Schützengraben hingegen sind in den weicheren Tuffen angelegt worden.

In den Cassianer Tuffsandsteinen kommen solche isolierte Blöcke nicht mehr vor. Freilich gibt es dort auch noch kalkige Einschaltungen im Tuff; diese sind aber gut geschichtet, viel mächtiger und haben viel größere horizontale Ausdehnung. Auch sind sie nicht dolomitisch. Den Hauptanteil an ihrem Aufbau nehmen Kalkalgen (*Girvanella*, *Pycnostroma*) und Echinodermen. Sie wurden unter dem Namen *Girvanellenkalke* auf unserer Karte als Cassianer Schichten ausgeschieden.

Eine Sonderstellung nimmt der Dolomit der Roa Bianca ein. Dieses Gestein, das sehr verworfen ist, liegt inmitten der Cassianer Tuffkonglomerate. Es ist sehr stark zertrümmert und grusig, in hohem Grade dolomitisiert; alle organischen Strukturen sind vollkommen obliteriert worden. Es sieht dem Schlerndolomit am meisten ähnlich, ist auch gar nicht geschichtet. Vielleicht ist es eine Zunge des Civettariffs, denn in der Civettagruppe reicht der Schlerndolomit ja bis in den Bereich der Cassianer Schichten und Tuffe hinein, weit höher als in der Cerneragruppe. Die tektonischen Verhältnisse sind jedoch auf der Nordseite der Civettagruppe sehr kompliziert (später wird davon noch eingehender die Rede sein), und nachweisen läßt sich diese Behauptung, daß es eine Zunge des Civettariffs sei, nicht.

## c/2. Cassianer Schichten.

Echte Cassianer Schichten kommen auch schon als Zwischenlagen im Cassianer Dolomitkomplex vor. Aber nur dort, wo sie größere Oberflächen einnehmen oder wo sie selbständig im Tuff auftreten, sind sie auf der Karte einzeln ausgeschieden worden. Ihre Verbreitung ist also eine bedeutend größere, als aus der Karte hervorgeht.

Wir unterscheiden:

- a) Tonige und mergelige Fazies.
- b) Kalkige Fazies (besonders *Girvanellenkalke*).

Die Cassianer Schichten sind in unserem Gebiet in großer Mannigfaltigkeit entwickelt. Ohne scharfe Grenze gehen die Tuffsandsteine in die schon beschriebenen, tonigen, dünngeschichteten, noch tuffhaltigen Gesteine über. Später stellen sich unreine, gelbliche oder dunkle Kalkmergel ein. Häufig trifft man auch eine Abwechslung von weichen, tonigschieferigen und mergeligen Lagen mit dünnen Kalkschichten an

(letztere etwa 10 cm dick), die außerordentlich faltbar sind. Ein schönes Beispiel bieten die Cassianer Schichten beim Elektrizitätswerk von Pescul am Ausgang des Val Pisandro, wo die außerdem von mächtigen Tuffen überschobenen Cassianer Schichten sehr stark zusammengepreßt und verfaltet wurden. Dabei ist der Zusammenhang der mehr resistenten Kalklagen oftmals zerrissen (Fig. 6).

Es kommen übrigens noch unzählige Übergänge von mehr oder weniger harten und dunklen Kalken zu weicheren Mergeln in der Gruppe der Cassianer Schichten vor. Aus der Umgebung von Pescul sind harte, bläuliche Echinodermengesteine mit hellbrauner Verwitterungsrinde zu erwähnen. In diesen und anderen Kalken treten Girvanellen und Pycnostromen massenhaft, bisweilen sogar gesteinsbildend auf. Deshalb

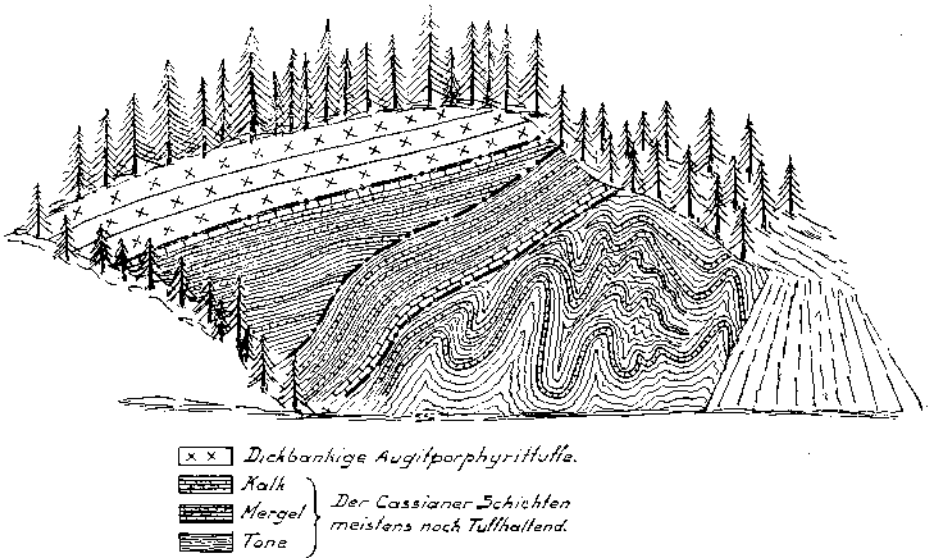


Fig. 6. Detailprofil der Störungen in den Cassianer Schichten beim Elektrizitätswerk von Pescul am Rio Cordon (nach einer Photographie).

sind diese Gesteine einzeln auf der Karte ausgeschieden. Sehr oft haben diese Girvanellenkalk eine hellbräunliche Farbe. Sie sind gut geschichtet (10—20 cm) und durchschnittlich 10—20 m mächtig. Nebst Kalkalgen und Echinodermen (meistens stark zerbrochene Cidarisstacheln) treten Korallen und Gastropoden auf. Sehr schöne Korallen findet man in den senkrecht gestellten Felsen gleich hinter l'Andria am Ausgang des Val Stretta.

Ein Verzeichnis der in den Cassianer Schichten gefundenen Versteinerungen wurde auf S. 179 gegeben. Die tonigen Schichten enthalten selten Fossilien, die mergeligen und kalkigen hingegen um so mehr; leider sind sie fast immer sehr stark zerbrochen und nur dürftig erhalten. Aus dem Val Stretta wäre noch ein Fragment eines Trachyceras zu erwähnen.

Häufig findet man auch Kalke mit Großoolithstrukturen. Es sind sehr oft gerade diese Gesteine, die mit *Pycnostroma* überfüllt sind, z. B. an der zweiten Kehre der Staulanzastraße oberhalb der Palafaverawiesen.

Die Cassianer Schichten sind in unserem Gebiet weit verbreitet. Überall, wo man Cassianer Tuffsandsteine findet, treten auch Einlagerungen von Cassianer Schichten auf. Kaum ein anderes Gestein eignet sich so gut zu Murbildung wie die weiche, tonige Fazies und Mergel, z. B. am Orsolinabach in der Nähe der Laghetti Polentaia. Doch sind diese Muren im allgemeinen zu klein, um sie alle auf der Karte eintragen zu können. Selbstverständlich hat die Landschaft, wo Cassianer Schichten die Oberfläche bilden, nur weiche Formen.

#### 4. Karnische Stufe.

##### Raibler Schichten.

Wie schon einmal erwähnt wurde, ist mit der Ablagerung des Cassianer Dolomits die Zeit der Faziesdifferenzierung abgeschlossen. Die beiden großen Faziesgebiete der Riffe und der vulkanischen Gesteine, die während der ganzen ladinischen Periode nebeneinander bestanden hatten, existieren in der karnischen Zeit nicht mehr, und die Raibler Lagen trennen als ein durchziehendes, einheitliches Schichtenpaket überall den Cassianer Dolomit vom Dachsteinkalk.

Immerhin ist auch ihre Entwicklung noch mannigfaltig genug, und aus der Ferne macht die wechselnde Folge von hellroten, weißen, grünen, gelben, braunen und grauen Lagen einen recht bunten und lebhaften Eindruck. Besonders gilt dies für die zentralen und östlichen Teile unseres Gebietes. Im W scheint die Ausbildung weniger farbenreich zu sein.

Die Fazies der Raibler Schichten ist in der Hauptsache eine tonige und mergelige. Doch nehmen auch dolomitische Bänke noch wesentlich am Aufbau teil. Im Vergleich mit den Raibler Schichten des Schlernplateaus und von Valparola ist der Raibler Komplex recht fossilarm. Nur ausnahmsweise trifft man auf Lagen (meistens braungelbe Mergel), die Versteinerungen, vorwiegend Myophorien, in größerer Menge enthalten (z. B. auf dem Campo Rutorto am Südostfuß des Monte Pelmo).

Die Raibler Schichten bilden fast immer eine vorspringende, schuttbedeckte Terrasse, welche den Cassianer Dolomit als Unterlage hat. Auf diesem Plateau erheben sich aus einem mächtigen Schuttmantel, der ihren ganzen Fuß und damit auch die direkte Auflagerung auf die Raibler Schichten verhüllt, die gewalligen Wände des Dachsteinkalkes. Wegen dieser großen Schutt- und Bergsturzanhäufungen sind die Raibler Lagen nur dürftig erschlossen. Nur an sehr wenigen Stellen findet man vollständige Profile entblößt. Sehr gute Aufschlüsse liegen unter dem Pelmetto, zwischen dem Südsporn dieses Berges und der Fissura; noch schönere aber gibt es auf der Ostseite des Boitetales, bei Acquabona (gerade außer Bereich der Karte) und beim Rifugio San

Marco unter der Forcella Grande. Folgendes Profil wurde im Boitetal aufgenommen, von denen die einzelnen Schichtglieder nie größere Mächtigkeit als 3 m erreichen.

Hangendes: Heller, weißer Dolomit des Dachsteinkalkes.

Dick geschichtete, hellgraue, unreine Dolomitbänke . . . . .	> 1 m
Graue, tonig-mergelige Lagen mit unebenen Schichtflächen . . . . .	< 1 m
1 cm dick geschichtete, grünliche Kalkmergel . . . . .	< 50 cm
Äußerst fein geschichtete, rote, tonige Mergel . . . . .	< 25 cm
1—3 cm dick geschichteter, hellroter, mergeliger Kalk . . . . .	< 1 m
5—10 cm dick geschichteter, grauer, unreiner Dolomit . . . . .	> 1 m
Fleischroter Kalkmergel . . . . .	< 50 cm
Tiefdunkelrote, knollige, eisenreiche Tone . . . . .	< 25 cm
5 cm dick geschichteter, dichter, grauer Dolomit . . . . .	> 1 m
Hellrosa, toniger Mergel . . . . .	< 50 cm
Dichter, grauer Kalkmergel . . . . .	> 1 m
Heller, zuckerkörniger, drusiger Dolomit . . . . .	> 1 m
Dunkelrote, sehr eisenreiche Kalke . . . . .	< 25 cm
10 cm dick geschichteter, hellweißer, zuckerkörniger, grobkörniger Dolomit . . . . .	> 1 m
Graue, dichte, sandige Dolomitbank . . . . .	< 1 m
Grünlichgrauer, hell anwitternder Mergel . . . . .	< 1/2 m
Roter, knolliger, mergeliger Kalk mit Bohnerz . . . . .	< 1/2 m
1 cm dick geschichtete, grünliche, tuffhaltige Mergel . . . . .	< 25 cm
5 cm dick geschichtete, rote, dolomitische Kalkbank . . . . .	< 1 m
Sehr fein geschichtete, grüne, fettige Lagen . . . . .	± 15 cm
3—4 cm dick geschichteter, dichter, grauer Mergelkalk mit unebener Schichtenoberfläche . . . . .	< 1 m
Dunkelgrüne, tuffige Tonschiefer . . . . .	< 25 cm
Rote, tonreiche Mergel . . . . .	< 25 cm
2 cm dick geschichtete, dichte, graue Dolomitbank . . . . .	> 1 m
Fein geschichtete, rote, eisenreiche fettige Lagen . . . . .	± 10 cm
1/2—2 cm dick geschichtete, grüne und rote, mergelige Kalke . . . . .	± 1/2 m
20—30 cm dick geschichteter, heller Dolomit, leicht eisenhaltig . . . . .	> 1 m
Dünn, aber schlecht geschichtete, rote, eisenreiche, tonige Mergel . . . . .	< 1/2 m
1 cm dick geschichteter, grauer, mergeliger Kalk . . . . .	> 1 m
5—10 cm dick geschichteter, roter Dolomit mit splitterigem Bruch . . . . .	> 1 m
10—20 cm dick geschichteter, hellrosa Mergel . . . . .	> 1 m
Gesamtmächtigkeit etwa . . . . .	40 m

Liegendes: Cassianer Dolomit.

Die betreffenden Mächtigkeiten wurden nur annähernd schätzungsweise bestimmt. Auch ist die Mächtigkeit der einzelnen Schichten sowie des gesamten Paketes schwankend. Einige Lagen streichen nicht regelmäßig durch, sondern keilen schon in geringer Entfernung aus. Deshalb wird man an verschiedenen Stellen auch verschiedene Profile aufnehmen können. Am Antelao z. B. ist die Entwicklung der Raibler Schichten viel weniger farbenreich und bedeutend kalkiger; jedoch

fehlen auch dort die roten Lagen nicht ganz. Auf dem Campo Rutorto haben braune Farben die Überhand, aber in nächster Nähe, bei der Fissura, und auch oberhalb des Pian di Madier hat man schon wieder die bunte Abwechslung von tonigen, kalkigen und mergeligen Gesteinen.<sup>1)</sup>

Sehr geringmächtig, aber auch schlecht aufgeschlossen, sind offenbar die Raibler Schichten der Forcella Forada; festes Gestein findet man dort überhaupt nicht, nur in einem schmalen Strich zwischen Cassianer Dolomit und Dachsteinkalk tiefrote erdige Verwitterungsprodukte. Beim Rifugio Coldai hingegen treten die roten Farben wieder zurück, ebenfalls bei der Croda da Lago. An diesen beiden Stellen findet man vorwiegend gelbliche und braune mergelige Gesteine. An letztgenannter Lokalität findet man auch feine, helle oolithische Bänke.

Die Raibler Schichten verwittern sehr leicht und bilden dann rote und schmutzig-braungelbe Verwitterungsböden, die meistens sehr fruchtbar sind. Die Oase des Rifugio San Marco wurde ja schon auf S. 153 erwähnt.

Wie überall in Südtirol sind die Raibler Schichten sehr wasserundurchlässig. Sie sind deshalb nicht nur ein Quellenniveau, sondern spielen auch eine wichtige Rolle in der Reliefbildung. Wo Raibler Schichten zutage kommen, treten die Dachsteinkalkwände fast immer durch Unterwaschung zurück.

### 5. Norische Stufe, Rhät und Lias.

Alle Hochgipfel unseres Gebietes, wie Monte Pelmo, Antelao, Civetta,<sup>2)</sup> Croda Marcora<sup>2)</sup> und Sorapiss,<sup>2)</sup> vielleicht auch Cima Belptra, bestehen aus Gesteinen dieser drei Gruppen. Früher wurden diese Gesteine alle unter einem Namen, Dachsteinkalk, zusammengefaßt, was uns bei der großen Ähnlichkeit und Fossilarmut gar nicht zu wundern braucht. Freilich hat man schon bald Zweifel gehegt, ob es recht sei, die ganze, weit mehr als 1000 m mächtige Gesteinsserie des Dachsteinkalkes nur zur norischen Stufe, also zur obersten Trias zu rechnen. Untersuchungen von Hoernes (18), Taramelli (17), Böhm (19), Haas (20), Mariani (21) u. a., im benachbarten Val Otén, im Val di Rin und am Antelao unternommen, lieferten immer mehr Anhaltspunkte für die Anwesenheit von Rhät und Lias in unserer Gegend, und schließlich hat G. Dal Piaz (3) die endgültigen Beweise für das Vorkommen von Liaskalken am Antelao gebracht.

Ähnliche Untersuchungen wurden von Kober (35) und in neuerer Zeit von Klebelsberg (23) in anderen Teilen der östlichen Dolomiten vorgenommen und alle führten zu demselben Ergebnis: jurassische Ablagerungen haben in den östlichen Dolomiten weit größere Verbreitung, als man anfänglich geglaubt hat. Freilich war es nicht überall

<sup>1)</sup> Es ist eine eigentümliche Erscheinung, vielleicht aber nur Zufall, daß die roten Farben in frischen, steilwändigen Brüchen vorherrschen, die gelbbraunen Farben hingegen da, wo eine größere Oberfläche von Raibler Schichten gebildet wird.

<sup>2)</sup> Diese Gipfel liegen allerdings gerade außerhalb der Karte. Sie beherrschen aber das Landschaftsbild in hohem Maße und ihr Unterbau nimmt noch einen großen Teil der Randgebiete unserer Karte ein.

möglich, die liassischen Horizonte auch paläontologisch zu belegen; auch dann aber waren Anweisungen in Fülle vorhanden, um das jurassische Alter der betreffenden Gesteine als sichergestellt betrachten zu dürfen.

Für den Pelmo hat seinerzeit Mojsisovics, allerdings nur höchst vorsichtig, die Vermutung ausgesprochen, daß in den Gipfelregionen vielleicht Liaskalke vertreten seien. Neuerdings hat Klebelsberg (23) Ähnliches behauptet, als er zwecks glazialgeologischer Untersuchungen die Ampezzaner Gegend besuchte. Aus der Ferne glaubte auch er auf Grund von morphologischen Analogien mit den Bergen von Enneberg und der Fanisalpe zu der Annahme berechtigt zu sein, daß Rhät und Lias wesentlich am Aufbau unseres Berges beitragen.

Schon bei der Begehung des Geländes an seinem Nordfuß, besonders im Becken des Val d'Arciagletschers, fielen mir im Bergsturz- sowie im Moränenmaterial allerlei rötlich, gelblich, auch fleischrot gefärbte, manchmal auch fein geschichtete Kalkblöcke auf, die offenbar nicht mehr aus der Dachsteindolomitregion herkommen konnten. Sie kamen mir in vieler Hinsicht identisch vor mit den Gesteinen, die Klebelsberg (23) vom Heiligkreuzkofl beschreibt. Und bei der Besteigung war die Ähnlichkeit mit den dortigen Verhältnissen geradezu treffend. Fast wörtlich war Klebelsbergs Beschreibung des Heiligkreuzkofels auch für unseren Berg angebracht. Wenn ich auch freilich nicht den direkten paläontologischen Nachweis bringen kann, so sind doch die lithologischen Gründe zwingend genug, um jeden Zweifel über das Vorkommen von jurassischen Gesteinen am Monte Pelmo aufzuheben.

#### a) Dachsteindolomit.

Die gewöhnliche Anstiegroute auf den Berg — von der Hütte (Rifugio Venezia) auf dem Campo Rutorto zuerst über das bekannte Felsband der Ostwand, weiter durch das große Schuttkar und über schroffes Gelände führend, wieder von einer steileren Wandstufe gefolgt, zuletzt über den kleinen, fast spaltenlosen Pelmogletscher und den Südwestgrat schenkt uns vorzügliche Einblicke in seinen Bau. Die Schichten sind fast sählig gelagert, mit geringer Neigung gegen das Innere des Berges einfallend; auch läßt sich eine vollkommene Konkordanz wahrnehmen. Die erste Wegstrecke geht über Dachsteindolomit, der etwa in 2000 m Höhe die Raibler Schichten überlagert. Dachstein-„Kalk“ wäre hier eine ganz unrichtige Bezeichnung,<sup>1)</sup> denn das Gestein ist der reinste Dolomit, den man sich denken kann: grobkristallinisch, zuckerkörnig, nur nicht drusig. Im frischen Handstück ist die Farbe makellos weiß, die Steilwände sind jedoch immer graulichweiß, bisweilen leicht gelblich oder rötlich angewittert. Das Gestein ist ausgezeichnet geschichtet, und die feine Linierung der Felsen verleiht dem imposanten Gehirgskörper noch einen erhöhten Reiz. Die einzelnen Lagen sind durchschnittlich ein bis mehrere Dezimeter mächtig.

<sup>1)</sup> Die Italiener nennen diese Gesteinsgruppe *Dolomia principale*. Der Vergleich mit dem „Hauptdolomit“ der Nördlichen Kalkalpen oder des Drauzuges wäre aber lithologisch unzutreffend.



Der Dachsteindolomit ist außerordentlich fossilarm. Als einziges Fossil fand ich nur Megalodonten; in der großen Moräne bei der Malga Fiorentina fanden sich viele Exemplare mit Durchmesser bis zu 12 *cm*. Sonst deuten nur kleine, konische Löcher auf ausgewitterte organische Reste hin (vielleicht Korallen).

Nach einer guten Stunde hat man das Felsband zu Ende gequert. Rechts öffnet sich jetzt das große Schuttkar. Der Oberbau des Berges wird sichtbar, und deutlich läßt sich hier erkennen, daß die Wände von zwei verschiedenen Gesteinsarten aufgebaut werden. Zu unterst sind es die schrofigen, gesimsförmig hervortretenden Felsen des Dachsteindolomits, die oben mit terrassenartigen Absätzen enden. Dann folgen die viel dickbankigeren (einige Meter), glatten, prallen Wände der Jurakalke mit lebhafteren gelben und rostigen Farben anwitternd und durch recht scharfe Schichtfugen ausgezeichnet. Die Grenze <sup>1)</sup> liegt in etwa 2600—2700 *m* Meereshöhe.

### b) Rhät.

Bis dorthin ändert der Dachsteindolomit kaum sein Aussehen. Die obersten Lagen haben nur eine graure Farbe. Die ihm dann zuerst folgenden Gesteine weisen auf eine Regression hin. Es kommen dünn-schiefrige ( $\frac{1}{2}$ —1 *cm*), mergelige Lagen, die mit tonigen und kalkigen Lagen abwechseln. Ihre Farbe ist durchweg blaß, freilich stellen sich auch fleischrote Schichten ein und stellenweise findet man auch Bohnerz. Diese Gesteine, obgleich geringmächtiger und weniger bunt, erinnern an die Raibler Schichten. Sie kehren örtlich höher nochmals zurück. Auch rötliche Zellenkalke treten auf. Anstehend habe ich sie freilich nicht gefunden, aber Bruchstücke findet man allenthalben auf den schuttbedeckten Felsbändern.

Das bedeutendste Gestein aus dieser Regressions- und Aufarbeitungszone ist jedoch das Konglomerat oder, besser, die Breccie, aus Dachsteindolomitbrocken und Geröllen eines in unserem Gebiet gänzlich unbekanntes, sehr dunklen Kalkes bestehend; nebenbei spielen auch graue Kalke und grüne Mergelstückchen eine weniger bedeutende Rolle. Alles wird von einem feinen, grünlichen, mergeligen Bindemittel verkittet; häufig aber ist dieses Bindemittel auch ein sehr feiner, weißer Kalk. Die Dachsteindolomitgerölle sind eckig, scharfkantig, selten gerollt und von verschiedener Größe (1—10 *cm*). Die viel kleineren Bröckchen des dunklen bis schwarzen Kalkes hingegen haben alle ungefähr gleiche Durchmesser (0.2—2 *cm*) und sind auch viel mehr abgerundet. Vielleicht sind sie über eine größere Strecke transportiert worden.

Bisweilen treten in der Breccie Partien auf, die nur aus kleinen, besser gerollten Dachsteindolomitgeröllen bestehen, mit rötlichem und gelblichem Bindemittel.

<sup>1)</sup> Die Höhenzahlen kann ich nur annähernd angeben, denn wegen eines aufkommenden Gewitters fiel mein Barometer unaufhaltsam und gab auf dem Gipfel sogar mehr als 300 *m* zu viel an. Es kam in der Tat ein ungeheures Gewitter, das fürchterlichste eines überaus gewitterreichen Sommers. Es hat in unserer Gegend, besonders aber im Abtei- und im Pustertal, große Verheerungen angerichtet. Glücklicherweise waren wir dann aber schon in San Vito zurück.

Mit Klebelsberg (23) dürfen wir annehmen, daß wir es hier mit den rhätischen Grenzschichten zu tun haben<sup>1)</sup>.

c) Lias.

Die jetzt folgenden Gesteine zeigen vorwiegend kalkige Entwicklung. Sie haben im frischen Bruch entweder ganz weiße oder mattgelbe, zartrote und fleischrote Farben. Die weiße Farbe ist jedoch, besonders in den oberen Partien, weniger vertreten. Wie schon einmal hervorgehoben wurde, ist das Gestein viel massiger, die Felswände sind steiler und glatter und die schmalen Felsbänder weniger schuttbedeckt. Dies rührt allerdings von der größeren Höhe und Steilheit her und wird wohl nicht dadurch verursacht, daß das Gestein sich weniger zu Schuttbildung eignet; am Nordfuß des Pelmo und auf dem Val d'Arciagletscher findet man Liasgerölle in genügender Zahl.

Es folgen jetzt zuerst wieder helle, fast weiße Gesteine. Unter ihnen ist aus 2700 m Meereshöhe noch eine Bank zu erwähnen, die aus einer Abwechslung von 1 cm dünnen Lagen eines hellgrauen Kalkes mit ganz weißen, sehr dünnen (2 mm) Kalkschichten besteht. In anderen Lagen treten stellenweise undeutliche Reste von Crinoidenstielgliedern auf; manchmal haben diese Kalke rötliche Farben. Überhaupt kriegt die Farbe jetzt einen leichten Stich ins Rote; jedoch trifft man in 2800 m Höhe noch auf ein geringmächtiges, schneeweißes, feinkörniges Kalkgestein in der sonst sehr monotonen, dickgebankten (ein bis mehrere Meter) Serie. Die fleischrote Farbe wird jetzt immer mehr matt rötlichgelb, und es treten fossilreiche Lagen auf. Besonders schön sind diese mitten im Pelmo-Gletscher aufgeschlossen, in etwa 2300 m Höhe. Die glattgeschliffenen Felsen zeigen zahllose Durchschnitte von Terebraten und Gastropoden, die übrigens nicht weiter bestimmbar sind.

Wir haben jetzt also das vergletscherte Kar betreten. Die Umrahmung des Pelmo-Gletschers zeigt in der äußeren Erscheinung eine erstaunliche Ähnlichkeit mit der Landschaft bei der Bamberger Hütte an der Boespitze. Wäre der Ostgrat des Pelmo weniger gezackt, man könnte sich fast dorthin versetzt glauben. Übrigens sind hier die tektonischen Verhältnisse viel einfacher; eine höhere Dachsteinkalkschuppe, wie sie dort von verschiedenen Untersuchern festgestellt wurde, Furlani (3), Ogilvie, Gordon (38), Reithofer (39), ist hier nicht vorhanden, wie sich auch schon von weitem erkennen läßt.

Am Gipfelgrat tritt die fleischrote Farbe wieder in den Vordergrund, daneben aber auch hellrosa Schattierungen. Die Bankung bleibt immer sehr grob, ein bis mehrere Meter. Es treten bei 3100 m wieder rote, hellgesprenkelte Kalke auf, die spärlich bessere Crinoidenreste enthalten. Etwas höher findet man eine Abwechslung in sehr dünnen Lagen (0.5—1 mm) von dichten, fleischroten mit weißen Kalken. Das Gipfelgestein ist ein blaßroter Kalk.

Liassische Gesteine kommen nun auch am Antelao vor. Dort enthalten sie zweifellos liassische Versteinerungen, wie bereits von Dal

<sup>1)</sup> Ein ähnliches, etwas bunteres, brecciöses Gestein fand ich im vergangenen Sommer im Bereich des Rhäts an der Schwarzen Wandspitze im Pflerscher Felsenkar (Tribulaungruppe), allerdings nur im Schutt.

Piaz in 1911 nachgewiesen wurde. Die Gesteinsfolge läßt sich bei diesem Berg besser auf der anderen Seite im Val Oten studieren, weil seine Westseite schwer zugänglich ist.<sup>1)</sup> An seinem Westfuß befanden sich aber ähnliche Gesteine im Schutt wie am Pelmo.

Die Cima Belpra besuchte ich nicht. Morphologisch glaubt man schon aus der Ferne das Vorkommen von Lias annehmen zu dürfen; sonst wäre ja auch die Mächtigkeit des Dachsteinkalks viel zu groß.

Die übrigen Gipfel oberhalb 2500 *m* werden in unserem Gebiet alle aus Dachsteinkalk aufgebaut; das wären also alle Gipfel im Kamm von Sorapiss zum Antelao, dann die niedrigeren Vorgipfel der Pelmo-Gruppe (auch ein sehr kleiner Denudationsrelikt auf dem Col del Fer) und weiter die Zacken der Croda da Lago und die vielen prachtvollen Felstürme der Civetta-Gruppe. Im Hauptgipfel der Civetta stellte Klebeisberg, wie auch zu erwarten war, die Anwesenheit von Lias fest.

Der Dachsteinkalk hat eine Mächtigkeit von etwa 600—700 *m*. Er bildet noch kühnere Felsgipfel als der Schlierndolomit, daneben aber auch phantastische, äußerst schlanke Felstürme.

### III. Quartär.

#### 1. Diluvium.

Diluvialer Schutt kommt in unserem Gebiet in großen Mengen vor, aber fast immer schon mehr oder weniger verwaschen und mit rezentem Schutt (Gehänge- und Bergsturzsutt, Muren) vermischt. Es war manchmal recht schwer, zwischen der Bezeichnung Gehängeschutt und Moränenschutt zu wählen, zumal auch Vegetationsbedeckung eine klare Einsicht oft verhinderte. Dies trifft besonders im Gebiet des Bosco Pocol zu. An vielen Stellen aber ist die Anwesenheit des betreffenden Materials, wenigstens eines großen Teiles, kaum anders als durch Glazialtransport zu erklären. Wenn das Material dazu noch bunt vermischt war (was aber im Boitetal weniger der Fall ist als im Fiorentinatal) und gekritzte Geschiebe vorkamen, wurde es auf der Karte mit dem Namen Diluvium bezeichnet. Ein erschwerender Umstand ist aber die leichte Verwitterbarkeit der Dolomit- und besonders der Porphyrböcke; Gletscherschliffe und Polierung gehen schon bald wieder verloren. Umgekehrt aber können in Muren rezent gekritzte Gerölle vorkommen, die allerdings weniger poliert und gerundet sind als die eiszeitlichen, welche viel weiteren Glazialtransport erfahren haben.

Außer diesem morphologisch undefinierten Schutt sind in einigen Tälern, besonders in den westlichen Teilen unseres Gebietes, noch besser ausgeprägte Moränenformen erhalten geblieben, die auf der Karte mit einer eigenen Signatur angegeben wurden. Im O dagegen haben Gehängeschutt- und Bergsturzmassen manches wieder verwischt.

Beginnen wir nun unsere Besprechung mit dem Fiorentinatal. Auf der Terrasse, auf der Selva di Cadore gebaut ist, liegt in 1350 *m* Höhe, gleich unterhalb der Piazza, ein moränenartiger Wall. Der Wall zieht

<sup>1)</sup> Man bleibt auf der gewöhnlichen Anstiegroute von N. dem „Dipslope“ zufolge, fast immer in denselben Lagen.

sich von der Kirche bis zu der Villa Solator herab, ist leicht gebogen und befindet sich auf der dem Codalungabach zugewandten Seite der Terrasse. Auf ihm steht die unterste Häusergruppe von Selva. Auf dem Titelbild ist er recht gut zu sehen. Leider ist er nur mangelhaft aufgeschlossen, doch läßt sich trotzdem noch feststellen, daß das Material bunt gemischt und die Grundmasse lehmig ist. Auch findet man noch kleine, polierte und geschliffene, abgerundete Kalkgeschiebe. Offenbar haben wir hier eine Endmoräne (vielleicht Seitenmoräne?) des Codalungatales vor uns. Auf der gegenüberliegenden Talseite finden wir in entsprechender Höhe schwache Spuren einer zweiten Moräne. Da Klebelsbergs Untersuchungen betreffs der glazialen Rückzugsstadien in Südtirol alle zu dem Ergebnis führten, daß die Moränen des Bühlstadiums in Höhen von etwa 1200 bis 1400 *m* liegen, dürften wir es hier also mit einer Bühlmoräne zu tun haben.

Steigen wir aufwärts im Codalungatal, so treffen wir in 1500—1600 *m* Höhe auf einen schönen Endmoränenwall, der, wie auch schon Nöth beschrieben hat, aus mittelgroßen, gut gerundeten und geschliffenen Geröllen von Tuff und Dolomit in lehmiger Grundmasse besteht. Diese Endmoräne entspricht wahrscheinlich dem Gschnitzstadium, obgleich in den meisten Tälern mit südlicher Exposition die Gschnitzmoränen um 200—300 *m* höher liegen. Es flossen hier aber die Gletscher aus Val Zonia und vom Nuvolau zusammen. Von diesen beiden kann sicher der erstgenannte Gletscher ganz gut im Gschnitzstadium bis hier heruntergereicht haben, denn er hatte sein Sammelbecken im tiefliegenden, beschatteten Kar der Pian di Possoliva (Phot. 10) (2200—2400 *m*) und dazu Nordexposition.

Weitere Moränen finden wir in diesen Tälern nicht mehr; bloß Moränenschutt am Giampaß.

Im Val Zonia ist die Oberfläche der Felsen, besonders der Nordböschung der Cerneragruppe — obgleich jetzt schon leicht verkarstet — deutlich vom Eis bearbeitet.

Verfolgen wir nun unseren Weg aufwärts ins Fiorentinatal. Es ist hier eine zwar nicht sehr schöne, aber doch ziemlich deutliche Terrasse auf der nördlichen Talseite in 1300—1400 *m* Höhe zu erkennen, die ihr Gegenstück am südlichen Gehänge beim Weiler Fiorentina findet. Die Terrasse ist auch mit Moränenschutt bedeckt, der besonders dort, wo Muren abgehen, gut aufgeschlossen ist. Das schlammige Material, das aber bei der Murbewegung aufs neue durchgearbeitet und mit Gehängeschutt sowie mit Tuffmaterial der Unterlage vermischt wurde, enthält viele ausgezeichnet gekritzte und polierte kleine Gerölle. Aber von Moränen kann man hier eigentlich schwerlich reden; es dürften vielmehr Schotter sein.

Oberhalb Marin und Costa rückt die nunmehr ebene Talsohle in das Niveau der Terrassen hinauf. Das wellige Gelände im Talgrunde rührt hier vom Bergsturz von Santa Fosca her, der nacheiszeitlich ist. Das Bergsturzmateriale besteht auch aus einer bunten Mischung von verschiedenen Gesteinsarten, das feine Material ist sehr lehmig und es läßt sich deshalb schwer feststellen, ob eine kleine moränenartige Schuttauheftung am Ausgang des Val Loschiesuoi bei Toffol wirklich eine Moräne darstellt, oder ob es noch Bergsturzmateriale ist.

Eine große Moräne findet sich aber wieder einen Kilometer hinter Pescul, an der Stelle, wo der Rio Cordon sich mit dem Fiorentinabach vereinigt, in 1450 *m* Höhe. Das breite, hügelige Gelände füllt von N her die ganze Talsohle aus und drängt den Fiorentinabach in großem Bogen auf die südliche Talhälfte zurück, wo er kaum Platz hat. Auch auf dem rechten Ufer des Rio Cordon liegt noch Moränenmaterial. Nach Klebelsberg, mit dem ich diese Stelle besuchte, sollte es die Stirn- moräne eines Gletschers aus dem Val Mondeval sein. Doch scheint mir auch reichlich Schutt aus der Pelmogruppe in engerem Sinn vorhanden zu sein. Das Material ist im allgemeinen grober als im Codalungatal, auch liegen dabei viele große Blöcke Dachsteinkalk und Liaskalke herum. Schon die Größe dieser leicht zerfallenden Gerölle widerspricht einem so weiten Transport, wie es der von der Forminplatte her sein würde.

Im Val Mondeval selbst fand ich keine Endmoränenformen mehr. Aber die gut ausgeprägte, sanft abfallende Terrasse, welche dieses Tal auf der rechten Seite in einer Höhe von 1500 bis 1700 *m* begleitet, ist mit Moränenschutt bedeckt. Nördlich von Pescul liegt auf dieser Terrasse in 1600 *m* Höhe ein ziemlich gut erhaltener, moränenartiger Wall, der eine Seitenmoräne sein könnte. Das Material ist bunt vermischt, viel weniger grob als bei Pescul und hat eine feine, allerdings wenig lehmige Grundmasse.

Hinter der Pesculer Moräne, die nach ihrer Höhe (1450 *m*) vielleicht auch dem Bühlstadium entspricht, ist der Talgrund ganz flach und breit und mit feinen, gleichmäßig großen Alluvialschottern ausgefüllt. Vielleicht ist hier auch noch ein kleiner Stausee gewesen. Verfolgt man das Tal weiter aufwärts, dann fällt einem der große, bogenförmige, großenteils schon bewachsene Wall auf, auf dem die Malga Fiorentina (1766 *m*) gebaut ist. Er lehnt sich östlich der Malga Durona (1917 *m*) an den Nordbau des Pelmo an und umschließt in einem großen, nordwärts schauenden, sich gegen W öffnenden Bogen das tiefe, vergletscherte Kar des Val d'Arcia. Grobes Haufwerk von Dachsteinkalktrümmern nimmt in Menge an seinem Aufbau teil und nur selten sind die Blöcke geschrämt und abgeschliffen. An solchen polierten Flächen fallen häufig schöne Megalodontdurchschnitte auf. Dieser Wall wäre wohl als Bergsturmoräne aufzufassen.

Weitere Moränen findet man im Fiorentinatal und seinen Nebentälern nicht. Nur sind vielleicht Schutthanhäufungen auf der obersten Talstufe des Val Mondeval in 2100 *m* Höhe, unter der Forcella d'Ambrizzola noch als Moränenreste eines letzten Rückzugstadiums (Daun) anzusehen.

Im Zoldotal spielen Vegetationsbedeckungen eine große Rolle. Südlich des Monte Crot ist das Gelände (etwa 1600 *m*) mit mächtigem Moränenschutt bedeckt; es sind hier noch viele polierte und gekritzte Geschiebe zu finden, aber gar keine morphologisch bestimmbaren Formen. Auch ist die Landschaft wegen der Bewachsung weniger übersichtlich.

Weiter südlich, bei der Casera Palafavera,<sup>1)</sup> sind wieder deutliche Vereisungsreste vorhanden. Das Tal erweitert sich, und die breite, flache,

<sup>1)</sup> Auf S. 176 war von den Palafaverawiesen die Rede. Diese erstrecken sich aber bis zum Col Marin and Col di Dof; für die Talweitung wäre der Name Pian di Palui eigentlich richtiger.

sumpfige Talsohle (1530 *m*) ist mit feinen, alluvialen Schottern ausgefüllt. Die auf der rechten Seite (Punkt 1601) anstehenden Felsen des Tuffkonglomerats sind vom Eis geglättet und gerundet. Die Talweitung wird von einem großen, bogenförmigen, breiten Wall abgeschlossen, hinter welchem das Tal eine Steilstufe bildet. Große Blöcke von Dachsteinkalk, Augitporphyr, Schlerndolomit und Cassianer Dolomit nebst fein zerriebenem Material dieser Gesteinsarten bauen den Wall auf. Von der linken Talseite zieht sich die Moräne bis hoch am rechten Gehänge hinan; auf ihr sind die untersten Serpentinien des Saumweges zur Forcella d'Alleghe angelegt. Offenbar hat dieser Wall einst das Becken vom Pian di Palui abgeschlossen und dort einen See aufgestaut.

Südlich des Monte Pelmo dehnt sich auf der Nordseite des Zoldotales in 1850—1950 *m* Höhe eine sehr breite, hügelige, fast ganz unter Moränen- und Bergsturzschutt bedeckte Terrasse aus. Dort liegen an einigen Stellen moränenartige Wälle, die vielleicht Seitenmoränen sein könnten, worüber ich aber nicht ganz sicher war. Deshalb habe ich sie nicht auf der Karte eingetragen.

Weniger klar als im Zoldo- und Fiorentinatal sind die Verhältnisse im Boitetal. Klebelsberg (23) berichtet von einer Stadialmoräne aus der Bühlzeit, die in der Nähe von Acquabona liegt. Zu dieser Zeit war das Haupttal in unserem Gebiet, also schon von Eis verlassen. In der Osthälfte des Tales ist übrigens alles von den gewaltigen Schutthalde bedeckt. Im Tal des Ru Secco sind morphologisch kennbare Moränen nicht mehr erhalten. Freilich sind diese Schuttkegel für einen großen Teil wahrscheinlich auch diluvial, aber auch das läßt sich selten mit Sicherheit feststellen.

Die Talsohle selbst ist mit diluvialen und rezenten Schottern ausgefüllt. Erstere bilden eine von den großen, jungen Schutthalde bedeckte Terrasse, in der die Boita sich wieder eingeschnitten hat.

Auf der westlichen Talseite sind in höherem Niveau noch mehrere Terrassen zu erkennen, u. a. die Terrasse von Serdes und Villanova in 1000 *m* Höhe, die Terrasse der Casera Geralba, der Tabia Senes und der Umgebung der aus ihr aufragenden Col Muzilai in 1100 bis 1200 *m* Meereshöhe. Das ganze Gebiet der Tabia Ciauta und des Bosco Pocol bildet weiter eine flach abfallende, sehr breite, mit groberem und feinerem Schutt bedeckte, terrassenartige Platte in einer mittleren Höhe von 1300 bis 1450 *m*. Aber in dem gesamten Gebiet konnte ich keine gut bestimmbar Moränenformen finden; vielleicht jedoch wäre es einem besser glazialgeologisch geschulten Auge möglich.

Auf der Karte wurde Gehängeschutt im Tal bei der Tabia Reguites eingetragen. Wahrscheinlich ist der gemischte Teil dieser Schuttmasse, die auch schon ganz unter Pflanzenwuchs verborgen ist, auch diluvial.

Auf der Federa-Alpe, beim Rifugio Croda da Lago, hat Moränenschutt wahrscheinlich größere Verbreitung, als auf der Karte angegeben ist. Das Val Dortie habe ich wegen Zeitmangels überhaupt nicht besucht. Es war aus der Ferne schon ohne weiteres deutlich, daß die dort anstehenden Gesteine nur zum Cassianer Dolomit gehören können.

Weder im Boitetal noch im Zoldo- und im Fiorentinatal habe ich im Diluvium fremde Gerölle gefunden. Freilich stammen viele der Kalk-

und Tuffgerölle des Boitetales aus der Ampezzaner Gegend, aber Gerölle von Gesteinen, die in unserem Gebiete nicht vorkommen, wurden nirgends angetroffen.

## 2. Alluvium.

Als alluviale Ablagerungen treffen wir in unserem Gebiet Gehängeschutt, Bergstürze, Muren, Flußalluvionen und Gletscher an. Erstere zwei sind nicht immer scharf auseinanderzuhalten, ist doch jeder Steinschlag an und für sich ein kleiner Bergsturz, und stürzen doch tagaus, tagein von den ungeheuren Dachsteinkalkwänden haushohe Blöcke herunter. So ist auch nach der Größe des Materials kein Unterschied zu machen. Deshalb wurden Bergstürze nur dort angegeben, wo deutlich erkennbare Abrißstellen und Sturzbahnen angetroffen wurden.

Der größte Bergsturz war der von Borca und Resenigo, der in geschichtlicher Zeit abgegangen ist und ausgedehnte Kulturböden bedeckt hat.<sup>1)</sup>

Kaum weniger groß war der Bergsturz von Santa Fosca, der von der Südwestwand des Piz del Corvo abgegangen ist. Dieser Bergsturz soll vorgeschichtlich sein — im Tal konnte ich bei der Bevölkerung wenigstens nichts darüber erfahren —, ist aber jedenfalls nacheiszeitlich. Er hat eine große Wunde in der Bergflanke zurückgelassen (Titelbild und Photographie 12), und oben an der Abrißstelle ist ein prachtvoller Rutschspiegel noch z. T. erhalten.

Viel kleiner war der Bergsturz, der oberhalb Selva hinter Vidot liegt. Schließlich findet man noch eine sehr deutliche Abrißstelle (Photographie 17) in der Nähe von Troi. Es ist die so oft erwähnte Fundstätte der Bellerophonschichten. Die Sturzbahn, obgleich schmal, ist gut ausgeprägt und sehr steil. Die Masse, die dort herunterkam, war nur klein.

Unter Steilwänden der Rochetta und des Beccolungo liegen gewaltige Trümmerhaufen von Cassianer Dolomit, die dort die Grenze zwischen Cassianer Tuffsandsteinen und Dolomit ganz verdecken. Sie füllen nicht nur das Tal des Rio Aussel aus, sondern greifen über auf das Tal der Torrente Frates. Hier sieht man, wie sie die Oberfläche der Cassianer Tuffe diskordant bedecken, und man darf deshalb auch mit aller Wahrscheinlichkeit annehmen, daß man es mit einem Bergsturz zu tun hat.

Mürhildung kommt in unserem Gebiet ziemlich wenig vor, außer im Florentinatal unterhalb Pescul. Schon bei dieser Ortschaft bilden die Cassianer Schichten des südlichen Gehänges kleine Muren. Viel gefährlicher aber ist diese Seite des Tales zwischen Selva und Caprile. Die massigen Tuffbänke werden von dünnen, tonigen Schieferlagen, die eine vorzügliche Gleitfläche bilden, voneinander getrennt und sind außerdem gegen den Bach hin geneigt; Bach und Straßenbau haben überdies noch die Schichtköpfe unterhöhlt. Dazu kommt noch, daß wir uns hier in einer tektonisch stark durchbewegten Zone befinden, die Tuffe deshalb stark gebrochen sind und eine Art rohe Klüftung zeigen. Nach jedem starken Regenwetter kommen hier große Stücke des Berges herunter.<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup> Literatur über diesen Bergsturz findet man bei Catallo (40) und Marinello (41). Erstere Arbeit war nicht mehr erhältlich, die zweite Arbeit habe ich vergebens beim C. A. I. angefragt; deshalb kann ich leider nichts Näheres über diesen großen Bergsturz mitteilen.

<sup>2)</sup> Wegtafeln warnen die Vorbeigänger an einigen Stellen vor der gefährlichen Strecke.

Fast ebenso ungünstig ist die Lage an der nördlichen Berglehne, obgleich die Schichten dort bergwärts fallen. Das wenig feste Gestein verwittert aber sehr leicht, und zusammen mit dem Diluvialschutt bildet seine Oberkruste nach schwerem Regenfall eine wasserdurchtränkte, schlammig-tonige Masse. Außerdem hat der Florentinabach sich hier verhältnismäßig zu tief eingeschnitten; das Gehänge ist zu steil geworden, und schon kleine Ursachen können das Gleichgewicht zerstören und die Masse ins Rutschen bringen. Ein solcher Umstand war der heiße, trockene Sommer von 1928, auf den ein sehr nasser Herbst folgte. Auf der Berglehne oberhalb Selva liegt eine alte Mur, die schon vor etwa 70 Jahren heruntergekommen ist, halbwegs auf dem Hang aber zum Stillstand kam und dort bis jetzt festgehalten wurde. Augenscheinlich war die Mur wieder fest mit dem Gelände verwachsen, denn es waren keine Risse mehr zu sehen, und alles war mit Vegetation bedeckt. Die Lärchen standen vollkommen geradeauf. In dieser Masse hat sich nach dem Herbstregen von 1928 zwischen Zardin und Zambelli nun wieder eine lange Spalte geöffnet. Von Bewegung war aber in 1929 noch nichts zu spüren,<sup>1)</sup> und mir scheint die Gefahr für Selva vorläufig noch unbedeutend.

Mehr bedroht ist die Lage der Häusergruppen Rova und Zanol. Hier ist die neue Autostraße nach Longarone zu tief in das Gelände, das auch schon vermurt war, eingegraben, und hier ist in 1928 an zwei Stellen ordentliche Bewegung eingetreten. Einige Wohnungen mußten inzwischen schon geräumt werden. Oben im Walde bilden sich nun noch immer mehr Spalten (Photographie 16). Im vergangenen Sommer baute man an der Straße Stützmauern und sorgte für bessere Wasserabfuhr; es bleibt aber immerhin fraglich, ob man jetzt noch imstande sein wird, die gelösten Massen aufzuhalten.

Die Alluvialschotter wurden schon beim Diluvium behandelt.

Gletscher gibt es nur zwei in unserem Gebiet; beide am Monte Pelmo. Im großen Schuttkar liegt dort zwischen 2850 und 3000 *m* ein kleiner Hängegletscher mit Südexposition. Die Oberfläche ist 13 *ha*. In niederschlagsreicheren Sommern ist der Gletscher immer spaltenlos; in 1928 aber war das Eis ganz ausgeapert, und besonders auf der Westseite des Gletschers war eine Anzahl kleiner Spalten entstanden.<sup>1)</sup>

Etwas größer (15 *ha*) ist der Val d'Arciagletscher im N, ein Kar-gletscher in 2200—2400 *m* Höhe, der seine Zufuhr nur den Lawinen aus der Pelmonordwand und aus dem steilen Eiscouloir der Fissura verdankt. In seinen oberen Teilen hat dieser Gletscher einige Spalten; übrigens ist vom Eis wenig zu sehen, weil der Gletscher tief unter Schutt begraben liegt. Seine Endmoräne bildet eine gewaltige Schutthalde, die bis tief ins Florentinatal hinabreicht.

Gehängeschutt findet man schließlich allenthalben. Besonders die großen Kalk- und Dolomitwände tragen großartige Schuttkegel, die im Text schon sehr oft erwähnt wurden. Daher komme ich jetzt nicht wieder darauf zurück.

<sup>1)</sup> Deshalb wurde diese Mur auch nicht auf der Karte angegeben.



## Fundstätten von Versteinerungen.

Bevor ich noch einige Schlußbemerkungen über die Faziesverteilung mache, möchte ich hier erst noch ein kurzes Verzeichnis der wichtigsten Fundstätten von Versteinerungen (V) und der instruktivsten Aufschlüsse geben.

Bellerophonschichten: bei Troi.

Werfener Schichten: Ausgang des Val Zonia (V).

Richthofensche Konglomerat: Val Stretta.

Muscheikalk: Ausgang des Val Zonia (V).

Mendoladolomit: Codalunga.

Buchensteiner Schichten: Straße Selva-Caprile, Vallazza (mit Radiolarien).

Pietra Verde: Insom le Crepe, Malga Mondeval Inferiore.

Schlerndolomit: Cerneragruppe.

Cassianer Dolomit: Zwischen Villauova und Croda Rotta (V), Crepe di Serla und Col della Manze (V).

Ältere Tuffe: Straße Selva-Caprile.

Jüngere Tuffe: Corvo Alto.

Wengener Schichten: Forcella Vallazza (V).

Tuffkonglomerate: Col di Baldi.

Cassianer Tuffsandsteine: südöstlich Rug dei Termen (V), Val d'Entremont (V) [Pflanzen], Bosco Pocol (V). (Von der Brücke über den Fedarolabach führen drei Steiglein durch den Bosco Pocol hinauf bis in die Nähe des Pian di Madier. Am östlichsten Steig findet man sehr fossilreiche Tuffsandsteine.)

Cassianer Schichten: Mergelfazies: Val Stretta (V).

Cassianer Schichten, Girvanellafazies: Staulanzastraße (V) (oberhalb Palafavera).

Marmolata-, bzw. Cipitkalk: Costa del Conte (V), bei der Forcella Tofol.

Cipitkalkblöcke: Col di Giatè Val Zonia.

Raibler Schichten: Rifugio San Marco, Campo Rutorto (V).

Dachsteinkalk: Pelmo, Fiorentinaoräne (V).

Lias: Pelmogletscher (V), Antelao, besonders Val Oten (V).

## Kurzer Überblick der Sedimentationsbedingungen und der Faziesverteilung im Pelmo-Gebiet während der Triaszeit.

Im vorangegangenen stratigraphischen Teil wurden die Faziesdifferenzierung und die Sedimentationsbedingungen schon beiläufig erwähnt; um aber eine klare Einsicht in die Verhältnisse, die während der Triaszeit und besonders zur Zeit der ladinischen Stufe in unserem Gebiete herrschten, zu bekommen, wird es gut sein, noch einmal eine zusammenfassende Übersicht zu geben. Dabei können einige Fragen noch eingehender behandelt und vielleicht neue im Zusammenhang erörtert werden.

Die ältesten Gesteine, die auf der Karte angegeben wurden, sind die oberpermischen Bellerophonschichten, die nur eine örtlich sehr beschränkte

Verbreitung haben, was aber nur eine tektonische Ursache hat. Ihre Fazies deutet auf ein flaches, warmes Meer hin, wo ruhige Sedimentationsbedingungen herrschten. Terrigenes Material fehlt oder tritt ganz hinter chemischen Sedimenten zurück. Gegen das Ende der Permzeit ist vielleicht eine sehr geringe Vertiefung eingetreten, aber der Flachseecharakter bleibt auch während der Werfener Zeit bewahrt. Der Übergang von Bellerophonschichten zu Werfener Schichten ist ein unmerklicher und läßt sich nur stratigraphisch nachweisen.

Doch treten jetzt kleine Änderungen ein. Obgleich offenbar mehr Bedingungen offenen Meeres herrschten, tritt besonders gegen die obere Werfener Zeit hin klastisches Material immer mehr in den Vordergrund. Wahrscheinlich hängt dies mit gesteigerter Denudation auf dem nahen Festlande zusammen, die ihre Ursache wohl in einer langsamen Hebung desselben findet. Diese Periode wird abgeschlossen mit der Bildung des Richthofenschens Konglomerats, zweifellos ein Transgressionskonglomerat, das aber vollkommen konkordant die Campiller Schichten überlagert. Auch in unserem Gebiet ist die Anwesenheit von zahlreichen Geröllen aus den Seiser Schichten<sup>1)</sup> im Konglomerat schwer verständlich, aber die geringe Verbreitung, die das Konglomerat in dieser Gegend hat, macht die Beantwortung dieser Frage unmöglich. Doch haben wir auch hier, wie Nöth für das benachbarte Cordevole-Gebiet festgestellt hat, gar keine tektonischen Anhaltspunkte, um eine so tiefgehende Aufarbeitung der Werfener Schichten erklären zu können und die u. a. von Klebelsberg erörterte Annahme, die Gerölle stammten aus entfernten Aufarbeitungsgebieten, dürfte wohl zutreffend sein. Oder könnten es vielleicht die Relikte sein von allerersten, jetzt verschwundenen Campiller Schichten, die nach einer kurzen Regression am Ende der Werfener Zeit vom transgredierenden Meer aufgearbeitet wurden?

Immerhin, nach Ablagerung des Konglomerats, herrschen wieder dieselben Flachwasserbedingungen, und der untere Muschelkalk zeigt ähnliche Fazies wie die Campiller Lagen.

Bis jetzt haben in dem ganzen Gebiet dieselben Verhältnisse bestanden; nur könnte das Meer im O etwas tiefer gewesen sein, wenigstens scheint dort die kalkige Entwicklung etwas zuzunehmen. Diese Einförmigkeit der Fazies in horizontaler Erstreckung bleibt auch noch während der Ablagerung der Mendoladolomitplatte bestehen, bis auf eine Ausnahme am südöstlichen Ende des Carnerariffs, die vielleicht eine andere Ursache hat, wie wir später sehen werden. Auch der Mendoladolomit ist eine Flachwasserbildung, jedoch die eines offenen Meeres, wo das Wachstum der Kalkalgen und anderer riffbauender Organismen nicht von terrigenem Detritus erstickt wurde. Offenbar hat die Küste sich mit Fortschreiten der Transgression entfernt. Das Meer scheint zu jener Zeit wohl etwas tiefer gewesen zu sein, allerdings nicht mehr als 200 m.

Mit dem Eintreten der vulkanischen Fazies ändert sich nun das Bild mit einem Schlage. Obgleich Ogilvie die Schlammfazies der alleruntersten Buchensteiner Schichten noch zur anisischen Stufe rechnet, wäre es vielleicht besser, die anisische Periode mit dem Einsetzen der Fazies-

1) Wenigstens den Seiser Schichten sehr ähnliche Gerölle.

differenzierung als abgeschlossen zu betrachten (in unserem Gebiete wurden außerdem die Lagen mit *Diplopora annulatissima* nicht gefunden).

In dem gesamten Gebiet der Dolomiten existieren von nun ab bis zur Ablagerung der Raibler Schichten zwei Faziesbereiche nebeneinander, die Mojsisovics seinerzeit schon ausführlich unter den Namen „heteropische“ und „isopische“ (oder Riff-) Fazies beschrieben hat. Freilich hat er diese Namen nicht ganz richtig angewandt; ist doch die Rifffazies der vulkanischen Fazies gegenüber auch heteropisch. Andererseits ist auch der Name „vulkanische Fazies“ nicht ganz richtig, weil auch verschiedene nichtvulkanische Gesteine an ihrem Aufbau teilnehmen.

Neuerdings hat Hummel (36) die Namen „Becken- und Schwellenfazies“ vorgeschlagen. Diese Namen scheinen mir aber weniger glücklich gewählt, weil sie von einer Voraussetzung ausgehen, die in manchem Teil der Dolomiten noch nicht nachgewiesen oder wenigstens recht fraglich ist.

Als erstes Glied der nichttriciphalen Fazies treten bekanntlich die Buchensteiner Schichten auf: allererst in schlammiger Fazies entwickelt, später als Knollenkalke, Kieselkalke, Pietra Verde, Radiolarienhornsteine usw.

Die Buchensteiner Schichten liegen konkordant auf dem Mendoladolomit und gehen seitlich in den Schlerndolomit über, der an ihnen auskeilt. Die heteropische Grenze scheint scharf zu sein, und dieser Eindruck wird noch verstärkt, weil die Buchensteiner Schichten an der Riffböschung oft intensiv verfault und gestaucht sind. Außerdem haben auf der Grenze der beiden sehr verschieden resistenten Gesteine kleine Bewegungen stattgefunden.

Besonders die Hornsteine bilden eine sehr interessante Erscheinung. Sie kommen nicht nur als Kieselknollen in den Knollenkalken vor, sondern auch als selbständige Lagen in Verbindung mit der vulkanischen, gleichfalls stark verkieselten Pietra Verde. Sowohl die Kieselknollen wie die Hornsteinlagen enthalten beide Radiolarien in einer kryptokristallinen Grundmasse von Quarz und Chalcedon. Die Radiolarien sind in sehr verschiedenen Mengen vorhanden. Es gibt Lagen, die ganz frei von Radiolarien sind; in anderen sind nur wenige Individuen eingestreut, wieder andere hingegen sind damit überfüllt; es sind echte Radiolarienhornsteine. Die Radiolarien sind nicht sehr gut erhalten. Ihr Erhaltungsgrad ist aber stets derselbe. Es gibt in den Schlifften keine Übergänge von sehr gut erhaltenen zu fast unkenntlichen Radiolarien. Deshalb darf auch nicht angenommen werden, daß alle Kieselsäure organischer Natur sei und daß die organischen Strukturen später durch Änderungen im Gestein verloren gegangen seien. Im Gegenteil wird die Kieselsäure größtenteils anorganischer Natur sein und nach der Definition Steinmann's (42) sind diese Hornsteine keine echten Radiolarite. Mit den „Oozes“, z. B. von Timor oder der Danaufornation aus Borneo, haben diese Gesteine nur geringe Ähnlichkeit.

Dennoch möchte man die radiolarienreichen Hornsteine, die außerdem keine anderen Organismen enthalten,<sup>1)</sup> auf den ersten Blick für

<sup>1)</sup> Bis auf eine Ausnahme, S. 32.

Tiefseeablagerungen halten. Dies wäre aber nur mit einer großen Bodensenkung zu erklären.

Eine solche nimmt Horn (29) tatsächlich für das Gebiet zwischen Cordevole- und Anseital an, wegen der großen Verbreitung der Hornsteine und Pietra Verde; vielleicht ein Irrtum, denn er fügt hinzu, daß aus diesem Gebiet gar keine durchgehenden Riffbildungen aus der ladinischen Stufe bekamt seien. Offenbar hat er weder das Cernerariff, dessen Wachstum ununterbrochen von der anisischen Zeit bis in die Cassianer Zeit hinein fortgedauert hat, noch das Civetta-Alto di Pelsariff gekannt. In der Civettagruppe reicht die Riffazies sogar vom Mendoladolomit bis zu den Raibler Schichten. Freilich könnte man dann sowohl für das Cernerariff wie für das Civettariff eine Schwelle annehmen, allein sind Anzeichen einer solchen in unserem Gebiet gar nicht vorhanden. Hätten einmal solche Höhenunterschiede wirklich bestanden, so sollten die in der Cassianer Zeit schon wieder ausgeglichen sein, was sich aber auch schwer erklären läßt.

Außerdem wechseln im Buchensteiner Schichtenkomplex die Hornsteine mit Lagen, die wieder Shelfcharakter zeigen, wie Horn ja auch selbst erwähnt.

So ist kaum eine andere Annahme möglich, als daß die Radiolarienhornsteine auch in einem untiefen Meer entstanden sind und ihre Bildung auf besondere Ursachen zurückzuführen ist.

Recht interessant sind nun in dieser Hinsicht die Beschreibungen, die Dewey und Flett, Davis, Lawson, Carstens u. a. von ähnlichen Radiolarienhornsteinen geben, gleichfalls an basische Eruptiva verknüpft und mit ausgesprochen neritischen Ablagerungen in Wechsellagerung vorkommend. Dewey und Flett (43) beschreiben die devonischen Radiolariengesteine von Cornwall, zusammen mit „pillowlavas“ auftretend,<sup>1)</sup> Lawson (45) und Davis (44) die obercretaceischen und tertiären Hornsteine der Franciscan- und Montereyserien, die zusammen mit „Ellipsoidbasalts“ vorkommen.<sup>2)</sup> Carsten's schließlich hat ähnliche Radiolariengesteine in der neritischen Bymarkformation (Silur) der Trondhjemer Mulde entdeckt, die in enger Verbindung mit Grünsteinen stehen (47).

Alle obengenannten Untersucher kommen zu demselben Ergebnis: der Vulkanismus sei verantwortlich für die Entstehung der Hornsteine. Es sind nun nach ihnen zwei Möglichkeiten vorhanden: entweder haben kiesel-saure Exhalationen oder sogar Quellen<sup>3)</sup> das Meerwasser mit Kieselsäure angereichert („The igneous rocks exhaled vapours or solutions of magmatic origin, rich in dissolved silicates of soda and other bases“. Flett) und schließlich wurde die Kieselsäure in kolloidaler Form niedergeschlagen; oder es ist die Kieselsäure von den dunklen Mineralien abzuleiten, die bei ihrer Zersetzung in Berührung mit Meerwasser

<sup>1)</sup> Kissenlaven.

<sup>2)</sup> Ein ähnliches Gestein wie unsere „Kugelbasalte“. Die Kissenlaven haben hiemit auch Ähnlichkeit.

<sup>3)</sup> Russell (48), Watson und Sandford (49) beschreiben rezente submarine Kieselsäurequellen von bedeutenden Dimensionen. Sie behaupten, daß solche Quellen wahrscheinlich noch viel mehr verbreitet sind, und wahrscheinlich auch in den Meeren früherer geologischen Perioden eine Rolle gespielt haben.

kolloidales  $\text{SiO}_2$  geliefert haben. In beiden Fällen wurden nicht nur sehr günstige Lebensbedingungen für die Radiolarien geschaffen<sup>1)</sup> — zu gleicher Zeit aber auch sehr ungünstige für andere Organismen —, sondern auch ebenso günstige Bedingungen für ihre Erhaltung. Außerdem ist, nach Davis (44), die kolloidale Kieselsäure imstande, die unterliegenden, noch nicht verfestigten, jüngsten Meeressedimente in hohem Grade zu imprägnieren. Bei solchem Prozeß könnte nach ihm sogar auch der Radiolariengehalt dieser Gesteine durch diese Zufuhr gesteigert werden. Damit wären die Kieselknollen der Knollenkalke mit ihrem Radiolariengehalt erklärt.

Die Beschreibung, die Davis von den „Franciscan radiolarian-cherts“ gibt, könnte auf die Buchensteiner Schichten angewandt werden, die Ähnlichkeit ist sehr groß, auch nach ihrer äußeren Erscheinung, wie aus den dem Text beigegefügtten Photographien hervorgeht.

Also haben wahrscheinlich sowohl die Exhalationen als die Zersetzung der dunklen Mineralien die Kieselsäure geliefert. Bekanntlich sind in der Pietra Verde fast keine dunklen Mineralien mehr vorhanden und in den Augitporphyrituffen sind diese auch in hohem Maße auseinandergefallen. Vielleicht haben die bei dieser Zersetzung freigesetzten Mg-Verbindungen beim Dolomitierungsprozeß noch eine Rolle gespielt.

Auch in den älteren Augitporphyrituffen findet man stellenweise noch Radiolarien und es scheint mir sehr gut möglich, daß die verrieselten Zwischenlagen, die man bisweilen in der Tuffgruppe antrifft (z. B. an der Straße Mareson—Palafavera oberhalb Pecol), auch in größerer Menge Radiolarien enthalten werden.

---

Zur Buchensteiner Zeit brauchen wir also noch nicht die Existenz von größeren Meerestiefen neben den Riffen anzunehmen. Auch Hummel (36), der doch für die nächstfolgende Periode den Schwellen und Becken eine bedeutende Rolle zuschreibt, betont dies.

Als Riffazies der Buchensteiner Zeit und der nachfolgenden Wengener Periode treffen wir den Schlerndolomit an. Wie wir schon gesehen haben, ist das Vorkommen von Marmolatakalk im Pelmogebiet fraglich und jedenfalls von geringer Bedeutung. Auf der Basalplatte des Mendoladolomits wuchsen nun am Anfang der ladinischen Zeit mehrere isolierte Riffe, die viele hundert Meter mächtig wurden: es sind die Riffe des Monte Cerera, des Monte Crot und der Civetta. Das Riffwachstum dauerte während der ganzen Buchensteiner und Wengener Periode fort, in der Civettagruppe sogar ununterbrochen

---

<sup>1)</sup> Flett sagt, Johnstone (46) zitierend: „Recent researches on the plankton of the northern seas have proved that the modern organisms which form siliceous tests are dependent on the supply of silica in the water which they inhabit. At certain seasons a large increase in the amount of dissolved silica takes place, and this is followed almost immediately by the rapid proliferation of the diatoms etc. that inhabit the water.“

Flett glaubt, daß diese Regel auch für die Radiolariengesteine gilt, besonders für diejenigen, die in Verbindung mit Kissenlaven auftreten.

bis zu den Raibler Schichten. Über die nördliche Ausdehnung des letztgenannten großen Riffes, dessen äußerste Spitze allerdings nur unsere Karte berührt, kann ich keine zuverlässigen Daten geben. Das Riff endet mit einer Denudationssteilwand an der *Cima Coldai* und mehrere Störungen scheiden es vom Monte Fernazza. Der Mendoladolomit des letztgenannten Berges scheint aber gegen Süden anzuschwellen, es ist deshalb recht gut möglich, daß wir es hier noch mit einem nördlichen Ausläufer des Civettariffs zu tun haben. Auf der Ostseite wird die Civettagruppe von einer Querverwerfung begrenzt.

Am Cernerariff hingegen kennt man auf drei Seiten mäßig steil geneigte ( $15\text{--}30^\circ$ ), defensive Riffböschungen, die uns zeigen, daß es nur ein kleines Riff war, das mit der Zeit immer mehr zurückgedrängt wurde. Wie weit es sich nach S erstreckt hat, ist unsicher; weit kann es aber nicht gewesen sein. Der Umfang wird kaum das Doppelte erreicht haben, und sicher hat nie eine Verbindung mit dem Civettariff bestanden, denn der Costa del Conte-Rücken schiebt sich dazwischen. Freilich liegt zwischen Monte Cernerera und Costa del Conte auch die Antelao-Linie; das Cernerariff gehört zur nördlichen, oberen, die Costa del Conte zur südlichen Schuppe, der Abstand zwischen beiden war also sicher einmal größer. Aber doch nicht sehr viel, denn die horizontale Verfrachtung an der Antelaoschubfläche war zwar bedeutend, aber doch nicht außerordentlich groß — die vertikale Bewegungskomponente war fast gleich groß wie die horizontale — und sicher war sie ganz anderer Größenordnung als die Deckenverfrachtungen in den Zentralalpen.

Auch die Riffe von Crot und Civetta haben nicht zusammengehangen. Der Crot kehrt ja der Civetta seine Riffböschung zu. Ob einmal zwischen Crot und Cernerera Zusammenhang bestanden hat, läßt sich wegen der komplizierten tektonischen Verhältnisse jetzt nicht mehr nachweisen.

Bezüglich ihrer Fauna haben die Riffe in unserem Gebiet keine neuen Gesichtspunkte geliefert. Organische Reste fehlen meistens oder waren fast völlig obliteriert. Kalkalgen spielen offenbar eine weit größere Rolle als Korallen, weiter sind Echinodermen und Gastropoden zu erwähnen. In den kalkigen Zwischenlagen der Cassianer Schichten sind Girvanellen, Pycnostromen, Codiaceen<sup>1)</sup> und Korallen am meisten vertreten. Letztere bilden oft größere zusammenhängende Stöcke; jedoch findet man auch Einzelkorallen (Val Stretta).

---

<sup>1)</sup> Nach brieflicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. J. Pia, der so freundlich war, meine Schiffe durchzusehen. In seinem Schreiben betont Prof. Pia zuerst, daß der Unterschied zwischen *Girvanella* und *Pycnostroma*, die beiden häufig in den Cassianer Schichten vorkommen, aber keine Leitfossilien sind, wahrscheinlich oft nur ein solcher der Erhaltung ist. Weiter erwähnt er das Vorkommen von Oolithen anorganischer Entstehung in den Gesteinsproben der Forcella Staulanca.

Betreffend den Codiaceen schreibt Prof. J. Pia folgendes: „In mehreren Schriffen fielen mir Schnitte auf, die höchstwahrscheinlich von einer stark abgerollten, wirklichen Codiacee (also nicht einem *Sphaerocodium*) herrühren. Bestimmen lassen sich diese Reste allerdings nicht, einesteils, weil es so kleine Bruchstücke sind und andernteils, weil man von den triadischen Codiaceen noch nichts weiß. Aber faziell ist das Vorkommen nicht uninteressant. Ich fand sowohl in den mit Tofol (Ausgang des Val Stretta) als in den mit Forcella Staulanca bezeichneten Stücken solche Reste.“

Die Anlagerung hingegen, das gegenseitige Verhältnis zwischen Rifffazies und heteropischen Fazies, ließ sich an vielen Stellen in recht interessanten und instruktiven Aufschlüssen studieren. Es wurde dabei versucht, besonders zwei Fragen zu beantworten:

1. inwiefern die Anlagerung eine primär-stratigraphische oder eine sekundär-tektonische war und

2. ob wirklich solche Tiefenunterschiede in Becken- und Schwellenfazies bestanden haben, wie neuerdings Hummel wieder betont hat, und ob das Zeitintervall zwischen der Bildung der Riffe und der Ablagerung der Tuffe so groß war, wie der genannte Forscher meint.

Befassen wir uns nun zunächst mit der ersten Frage. An drei Stellen wurden Riffböschungen mit einer primären stratigraphischen Anlagerung festgestellt.<sup>1)</sup> An diesen Stellen sind auch während der tertiären Orogenese keine Bewegungen eingetreten, obgleich in den Dolomiten die Bewegungen, die zur Druckentlastung führten, gerade die Grenzflächen dieser zwei sehr ungleichen Gesteinsarten bevorzugten. Eine solche Bewegung hat tatsächlich an der östlichen Riffböschung der Cerneragruppe stattgefunden, wo die Corvo Alto-Masse etwas an sie herangeschoben ist. Die Bewegung war hier aber nur gering, und jetzt noch ist es klar, daß auch hier die Anlagerung eine primäre war. (Wohl nirgends in den Südtiroler Dolomiten ist übrigens das Auskeilen des Dolomites so prachtvoll wahrzunehmen als in der Corvogrube. Die Aussicht auf diese Berge vom Monte Crot oder vom bewaldeten Rücken zwischen Val Pisandro und Val d'Avvace wirkt mehr als überzeugend.)

Die Riffböschungen bilden im allgemeinen mäßig steil geneigte, unebene, wellige Oberflächen, die einen Winkel von 15—30° mit den Tuffen bilden. Am Monte Crot ist dieser Winkel noch kleiner. Gerade hier ist es recht deutlich, wie die Tuffe den Dolomit wie einen Mantel unlagern. Am Crot bildete die Riffböschung auch eine kleine Bucht, in welche die Tuffe hineindringen (Fig. 7).

An einigen Stellen ist in der Nähe der Riffböschung die ursprüngliche Schichtung der Riffe bewahrt geblieben; sie zeigt dasselbe Fallen wie die anlagernden Tuffschichten. Wo aber nachträgliche Bewegungen stattfanden, ist das Fallen nicht immer dasselbe; auch sind die Tuffe dann oft gestaucht und gefaltet, besonders die Pietra Verde (Vallazza).

Die Faziesgrenze ist meistens ziemlich scharf, aber häufig treten auch die schon beschriebenen (S. 177) Grenzbildungen auf.<sup>2)</sup> Diese Grenzbildungen sowie auch die Kieselkonkretionen lassen sich recht gut am Crot wahrnehmen.

Schließlich sind die Cipitkalkblöcke zu erwähnen. Diese befinden sich nur in der Nähe der Riffe; einige könnten vielleicht von den Riffen abgestürzt sein; die meisten sind aber wohl an Ort und Stelle gewachsen. Vielleicht sind die Blöcke an einige bestimmte Niveaus gebunden; mit Sicherheit feststellen ließ sich dies jedoch nicht. Verschiedene Blöcke

1) Cernerä Nord- und Ostseite; Crot Westseite.

2) Obgleich viel weniger allgemein, als man vielleicht nach der Beschreibung auf S. 177 glauben möchte.

sind isoliert. Im Val Zonia gibt es aber auch nach N auskeilende Kalkbänke, die vielleicht einmal mit dem Riff zusammengehungen haben. Jetzt trennt sie aber das Tal vom Riff.

Betrachten wir nun die Tuffazies, so sehen wir zuerst, daß zu Anfang der Wengener Zeit die Eruptionen in unserem Gebiet ihren Höhenpunkt erreicht haben. Die Tuffbänke sind sehr mächtig und dicht, die nicht-vulkanischen Zwischenlagen nur gering mächtig. Doch deuten diese Lagen auf kurzfristige Interruptionen der vulkanischen Vorgänge hin. In den Tuffen sind Kohlenschmitze und unkenntliche Pflanzenreste allgemein, sonst sind Versteinerungen sehr selten.

Diese Eruptionsphase wird mit der Bildung des Agglomerats abgeschlossen. Die Tuffe werden jetzt feinschichtiger, nehmen mehr den Charakter von Tuffsandsteinen an und Zwischenlagen kommen häufiger vor.

Sowohl die Natur der Zwischenlagen als auch die in den Tuffen eingeschlossenen Pflanzenreste deuten auf ziemlich geringe Meerestiefe hin, sonst könnten sich ja auch die Cipitkalkblöcke nicht in diesen Tuffen bilden. In dieser Zeit weicht das Riff immer mehr zurück, wenigstens am Monte Crot und am Monte Cenera.

Es scheint mir, daß der ganze Tuffkomplex gegen O nicht unbedeutend geringmächtiger wird, was uns auch gar nicht zu wundern braucht, weil man sich immer mehr vom Eruptionszentrum entfernt.

Gegen das Ende der Wengener Zeit hin hatten das Cenerariff und auch das Crotriff nur noch geringen Umfang. Das Riffwachstum hört nun bald ganz auf und die Gruppe der Cassianer Tuffsandsteine, wie auch in S die der Tuffkonglomerate, breitet sich über das ganze Gebiet aus; nur das Civettariff erhebt sich noch. Der Komplex der Tuffsandsteine ist aber noch viel weniger homogen wie zuvor und es stellen sich jedesmal sedimentäre, nicht vulkanische Zwischenlagen ein, die oft organogener Natur sind und die sich allmählich aus den Tuffsandsteinen entwickeln. Sie zeigen alle einen Shelfcharakter. Nirgends in dem ganzen Gebiet läßt sich für diese Zeit eine größere Meerestiefe feststellen. Die nur mäßig gut gerollten Tuffkonglomerate deuten auf Land in benachbarten Regionen, das vielleicht im W zu suchen ist, denn im O, im Val Oglio, sind die Konglomerate nur geringmächtig und wechsellagern mit gewöhnlichen Tuffsandsteinlagen; auch scheinen die Gerölle dort kleiner zu sein.

Auf dem Boden dieses gleichmäßig tiefen Meeres breitet sich nun beim Aufhören der vulkanischen Tätigkeit überall die mächtige Platte des Cassianer Dolomits aus. Alle Faziesdifferenzierung, also auch eine etwaige Verteilung des Meeresgrundes in Becken und Schwellen, ist zu dieser Zeit zu Ende. Offenbar hat der Vulkanismus im N früher nachgelassen als im S: die Dolomitplatte ist dort wenigstens viel mächtiger, das Tuffpaket hingegen weniger dick. Im N fehlen auch die Tuffkonglomerate. Man wäre geneigt, sich zu fragen, ob die Tuffkonglomerate dann nicht gerade aus diesem Gebiet herkommen könnten? Dies ist jedoch nicht der Fall. Es besteht dort ein gleichmäßiger Übergang zwischen Tuff und Cassianer Dolomit, es sind gar keine Anzeichen irgend einer Regression vorhanden und außerdem stammt das Material der Tuffkonglomerate sicher nicht aus den nördlichen Tuffsandsteinen.



Bald breitet die Dolomitplatte sich auch über die südlichen Teile des Pelmogebietes aus. In der Civetta-Gruppe wird der Schlerndolomit teilweise noch von geschichtetem, rötlichem Cassianer Dolomit bedeckt. Aus der Ferne gesehen, scheint es eine Art Anlagerung zu sein. Dies ist aber nicht so; die Lagerung der beiden Gesteine ist tektonisch sehr verstellt und wahrscheinlich ist ihre Grenzfläche auch eine Störungsfläche.

Zur Zeit des Cassianer Dolomits wurde nur zweimal eine dünne Tuffschicht abgelagert; sonst sind die vulkanischen Erscheinungen erloschen. Vielleicht steht damit im Zusammenhang, daß der Cassianer Dolomit viel weniger stark dolomitisiert ist als der Schlerndolomit.

Ein großer Teil des Cassianer Dolomits gehört schon der karnischen Stufe an. Es würde vielleicht richtiger sein, statt der drei Namen: Schlerndolomit, Marmolatakalk und Cassianer Dolomit, nur eine Bezeichnung zu nehmen; sind doch weder Marmolatakalk noch Cassianer Dolomit paläontologisch genau zu identifizieren und sind diese beiden wahrscheinlich nur die kalkigen, weniger stark dolomitisierten Repräsentanten des Schlerndolomits.

Dem Cassianer Dolomit folgt nun noch die Verlandungsperiode der Raibler Zeit, dann tritt wieder eine neue Senkung ein und in großer Einförmigkeit wird der Dachsteinkalk abgelagert.

Es besteht also wirklich eine primäre stratigraphische Anlagerung. Jetzt brauchen wir noch auf die letzte Frage einzugehen: „Inwiefern hat je in dem Triasmeer unseres Gebietes eine Verteilung in Becken und Schwellen bestanden und wie groß sind die Altersunterschiede zwischen Riffazies und Tuffazies?“ In einer 1928 erschienenen Publikation meint Hummel, daß die Altersunterschiede beträchtlicher sind als bisher allgemein angenommen wurde. Die Gleichzeitigkeit von Riffazies und Tuffazies stellt er ganz in Abrede. Dabei schreibt er den Schwellen und Becken eine sehr große Rolle zu. Letztere wurden durch tektonische Ursachen gebildet und veranlaßten die Isolierung der auf den Schwellen wachsenden Riffe. Hummel glaubt nun, daß während der ganzen Periode der Schlerndolomitbildung, des Riffwachstums also, in den Becken fast gar kein Sediment zur Ablagerung kam.<sup>1)</sup> Es entstanden somit Höhenunterschiede von vielen hundert Metern. Diese Riffbildungsperiode wurde von einer vulkanischen Periode abgewechselt, während welcher der Höhenunterschied vermindert wurde und die Riffe nicht weiter emporwuchsen. Jedoch soll der Höhenunterschied immerhin noch beträchtlich geblieben sein. Im ganzen unterscheidet Hummel drei solcher Zyklen.

Es scheint mir, daß dieses Schema sich für das Pelmogebiet schwer anwenden läßt. Es ist selbstverständlich, daß ein gewisser Höhenunterschied zwischen Riffoberfläche und Meeresgrund bestanden hat, aber nicht in einem solchen Ausmaß, als von Hummel betont wird. Auch ist es wahrscheinlich, daß Perioden von Riffwachstum und vulkanischer Tätigkeit intermittierten, allerdings nur mit kurzem Intervall. Wenigstens

<sup>1)</sup> Hier wird offenbar wieder die Parallele mit dem Pazifik gezogen. Es scheint mir aber verfehlt, Sedimentationsbedingungen eines ausgesprochen ozeanischen Gebietes mit denen des zwar offenen, aber nicht sehr tiefen Dolomitenmeeres zu vergleichen.

verliefen die vulkanischen Ausbrüche diskontinuierlich, wie von den Zwischenlagen angezeigt wird. Die Fazies dieser Zwischenlagen ist eine Shelffazies, jedenfalls die eines nicht sehr tiefen Meeres. Besonders in den höheren Teilen<sup>1)</sup> des Tuffkomplexes werden wiederholt organogene Zwischenlagen (mit Kalkalgen, Korallen und Echinodermen), die nur in untiefen Wasser entstanden sein können, abgelagert. Also waren die Becken damals nicht so tief, als man nach Hummel glauben sollte. Auch als die Cipitkalkblöcke in den Tuffen gebildet wurden, kann der Höhenunterschied zwischen Riff und Becken nicht sehr groß gewesen sein. Neue Eruptionen haben dann das Wachstum dieser Cipitkalkstöcke wieder erstickt, doch bisweilen treten diese in einem höheren Niveau wieder auf.

Umgekehrt sind auch stellenweise Tuffeinlagerungen im Dolomit bekannt. Es hat also sicher eine gewisse Gleichzeitigkeit zwischen den Ablagerungen in beiden Faziesbereichen bestanden. Freilich nicht in dem Sinne, daß heteropische Schichten und reziphale Gesteine, die jetzt in gleicher Höhe nebeneinander liegen, auch gleichzeitig entstanden sein sollen und also auch gleich alt sind. In dem Falle ist die Rifffazies immer etwas älter. Schon die Bildung der „Grenzfazies“ setzt die Existenz einer Riffböschung voraus. Der Höhenunterschied zwischen beiden Faziesbereichen hat aber nur den in Shelfgebieten herrschenden Verhältnissen entsprochen. Und wenn auch die Sedimentation im Tuffgebiet diskontinuierlich verlief und periodisch die Tiefe des Meeres etwas größer war, so haben die Eruptionen diesen Unterschied unaufhörlich diminuiert und innerhalb der obengenannten Schranken gehalten.

Es bestehen also wirklich Altersunterschiede zwischen Tuff und Dolomit. Sie sind aber gegenüber der ganzen ladinischen Periode, der Periode der Faziesdifferenzierung, von einer viel kleineren Größenordnung als diese und mit Recht darf man deshalb sagen, daß Rifffazies und Tufffazies ungefähr gleichzeitig gebildet wurden.

Es wäre, wenigstens in unserem Gebiet, auch schwer verständlich, warum sich diese tektonisch verursachten Vorgänge ungleicher Senkung, wie sie von Hummel angenommen werden, nur während einem Teil der ladinischen Periode abspielen sollten und warum man sowohl in den gleich vorangegangenen Zeiten (Mendoladolomit) wie in den nächstfolgenden (Ablagerung der gleichförmigen, kontinuierlich verlaufenden, mächtigen Platte des Cassianer Dolomits) nichts davon spürt. Es herrschte im Gegenteil sowohl während der anisischen als auch der oberladinischen Periode in dem ganzen Gebiet eine gleichmäßige Senkung, die sich nach einer kurzfristigen Interruption während der Raibler Zeit bis tief in den Jura fortgesetzt hat.

Die untenstehende Kartenskizze (Fig. 9) gibt uns eine Übersicht von der Ausdehnung der Riffe während der oberen Wengener Zeit. Zur besseren Orientierung sind die wichtigsten Überschiebungen, die eine weitere Rekonstruktion unmöglich machen, auch angegeben.

<sup>1)</sup> Aber auch in den tieferen Lagen.

## B. Tektonik.

Die tektonischen Verhältnisse unseres Gebietes sind kaum weniger vom Fazieswechsel abhängig als die Landschaftsformen. Die Tektonik hat sich so gut wie möglich an die Abwechslung — sowohl in horizontalem als in vertikalem Sinne — von leicht faltbaren mit sehr widerstandsfähigen Gesteinen angepaßt, und es ist dabei eine ziemlich unregelmäßige Struktur ins Leben gerufen worden. Nur wenige tektonische Linien streichen über größeren Abstand durch. Die Auflösung der Riffkalke in große, isolierte Stöcke hat die Spannungen oft abgelenkt und seitliche Bewegungen bewirkt, außer der allgemeinen Südbewegung; ja, es haben an einigen Stellen auch Nordbewegungen stattgefunden. Mit Recht spricht Klebelsberg (24, S 67) von selektiver Tektonik.

Die Verfolgung der Verschiebungen war oft sehr schwierig, hauptsächlich dort, wo große Schutt- und Vegetationsbedeckungen eine klare Einsicht in die Struktur verhinderten. Dies gilt besonders für das Boitetal. Es ist sehr wahrscheinlich, daß z. B. das Gebiet des Bosco Pocol und der Serla-Cuzzeplatte von einigen allerdings nicht sehr großen Störungen durchsetzt wird, die mangels von Aufschlüssen nicht festzustellen waren.

Auch in dem manchmal nur dürtig erschlossenen Tuffgebiet kann man oft die Dislokationen nur über kurze Strecken verfolgen. Dazu zeigen diese der Deformation wenig resistenten Gesteine viele Knicke und Zerreibungen von untergeordneter Bedeutung, die man unmöglich alle kartieren kann. Besonders im Gebiet zwischen Punta Giallinai und Tabia Senes war es schwer, die Verhältnisse auf der Karte klar zur Darstellung zu bringen. Die dortigen Tuffsandsteine zeigen ziemlich unvermittelte Änderungen im Streichen und Fallen, dazu auch noch leichte Faltung; aber es gelang mir nicht, die vermutlich vorhandenen Brüche aufzufinden.

In dem sehr monotonen Tuffkomplex ist außerdem die Sprungweite einer Dislokation schwer zu bestimmen. Imerhin lassen sich in unserem Gebiete folgende vier tektonische Einheiten unterscheiden (vgl. Fig. 7), die wenigstens in der Westhälfte gut ausgeprägt sind:

I. Die Cerner-Rochettaschubmasse.

II. Die Fernazzaschubmasse.

III. Die Civettaschubmasse.

IV. Das zwischen Fernazza und Civetta liegende basale Gebirge.

Die Civettaschubmasse nimmt nur den äußersten südwestlichen Winkel unserer Karte ein. Wie auch Nöth schon angeführt hat, fehlen in ihr die Tuffbildungen völlig. An ihrer Ostseite wird die Civettaschubmasse von einer N—S verlaufenden Querverwerfung begrenzt (Prof. 8). Die Bewegung dieser Schubmasse war nordwärts gerichtet.

Das basale Gebirge ist gekennzeichnet durch das Vorkommen der Tuffkonglomerate, die in den beiden erstgenannten Schubmassen (I und II) fehlen. Faziell unterscheiden diese Schubmassen sich auch noch dadurch vom basalen Gebirge, daß in ihnen die Cassianer Dolomitbildung früher einsetzt.

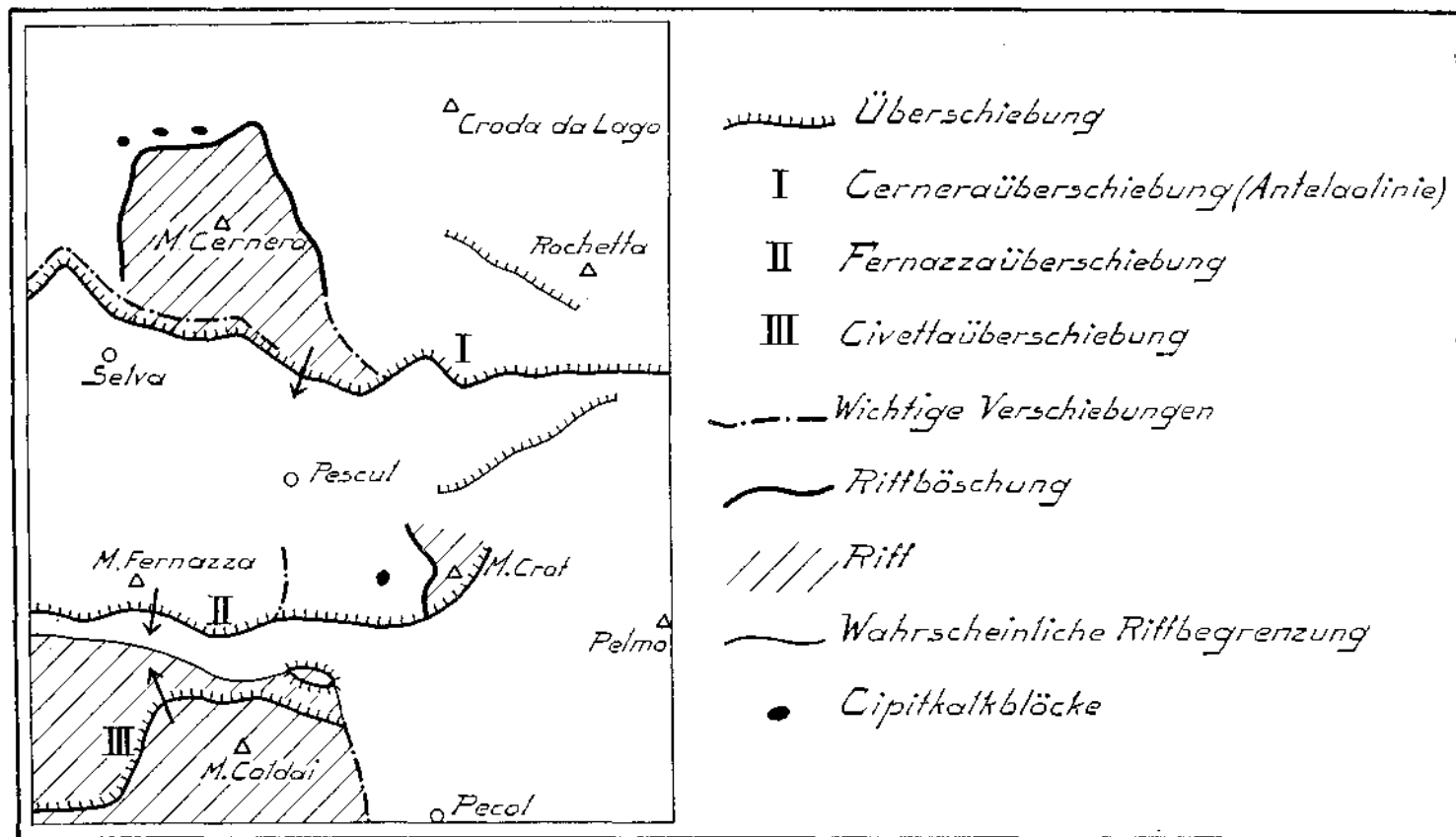


Fig. 7. Die Riffe während der Oberen Wengener Zeit in der Westhälfte des Pelmogebietes. Die wichtigsten Überschiebungen.  
 (Die Pfeile geben ihre Bewegungsrichtung an.)

In seiner Cordevolearbeit hat Nöth die Cernera-Rochettaschubmasse und die Fernazzaschubmasse unter dem Namen Poréschubmasse zusammengefaßt. Die Cernera-Rochettaschubmasse wird von ihm nur als eine Teilschuppe dieser größeren Einheit betrachtet. Faziell gehören beide Schubmassen tatsächlich zusammen. Verfolgt man aber die Costaltaüberschiebung weiter nach O, so nimmt sie immer an Bedeutung zu und entwickelt sich bald zu der wichtigsten tektonischen Leitlinie unseres Gebietes. Es zeigt sich, daß sie die unmittelbare Fortsetzung der Antelaolinie ist und daß sie sich fast Schritt für Schritt von Troi bis zur Forcella Piccola verfolgen läßt.

Ich glaube deshalb berechtigt zu sein, die beiden Schubmassen zu trennen und die Cernera-Rochettaschubmasse als eine selbständige Einheit aufzufassen, zumal sie auch den bedeutendsten Horizontaltransport erfahren hat.<sup>1)</sup>

## I. Die Cernera-Rochetta-Schubmasse.

Diese Schubmasse, welche den nördlichen Abschnitt unserer Karte einnimmt, bildet die größte Überschiebung des Pelmo-Gebietes, wie schon erwähnt mit der bedeutendsten horizontalen Bewegungskomponente. Sie ist das einzige tektonische Element, das regelmäßig ohne Unterbrechung durch das ganze Gebiet hindurchstreicht. Im Vergleich mit den anderen tektonischen Einheiten zeigt sie auch weitaus den einfachsten Bau. Sie bildet eine flache, 20—30° nordwärts abfallende, WNW—OSO streichende Platte, an deren Aufbau alle Schichtenglieder von den Bellerophonschichten an aufwärts teilnehmen. Im Boitetal lenkt das Streichen et was mehr in die O—W-Richtung ein, bildet aber immer noch einen scharfen Winkel mit dem Streichen der Überschiebungsfäche (der Costalta-Antelaolinie),<sup>1)</sup> das gerade O—W verläuft. Demzufolge sind an der Basis unserer Schubmasse im W die ältesten Lagen, die Bellerophonschichten, angeschnitten; im O hingegen, an der Forcella Piccola, die Raihler Schichten.

Die Schubfläche ist an vielen Stellen gut aufgeschlossen und läßt sich recht gut verfolgen. Im W liegt aber eine Komplikation vor; da sind an der Basis der Cernerashubmasse die Werfener Schichten tektonisch verdoppelt (Fig. 2 und Prof. 2). In einem schmalen Streifen ziehen sie an der Basis der Überschiebung ostwärts bis Santa Fosca und keilen allmählich aus. Der südwärts vordringende Dolomitkeil an der Abrißstelle des Bergsturzes oberhalb Santa Fosca gehört wahrscheinlich dem hier ziemlich zerfetzten Ende dieser übrigens wenig bedeutenden Schubmasse an.

Im allgemeinen fällt die Schubfläche mäßig steil (30—40°) nordwärts ein. Die Tuffformation der Fernazzaschuppe (II) ist sehr steil an-

<sup>1)</sup> Es wäre deshalb wohl besser, den Namen Poréschubmasse ganz fallen zu lassen. Nöth bezieht diesen Namen auf beide Schubmassen zusammen, der Monte Poré selbst aber liegt in der oberen Schubmasse.

<sup>2)</sup> Der Name Costaltaüberschiebung stammt von Nöth, der den Zusammenhang mit der Antelaolinie noch nicht kannte. Von nun ab werde ich einfachheitshalber nur den letzten Namen benutzen.

gefahren und stellenweise sogar überkippt (Fig. 2 und 8, Prof. 6 und 7). Diese Erscheinung sowie die obengenannte Komplikation zeigen uns deutlich, daß die Bewegung südwärts gerichtet war, im Florentinatal vielleicht südwärts, wie auch schon von Nöth für das Cordevolegebiet festgestellt wurde. Die horizontale Bewegung war dabei recht bedeutend, ohne aber ein auch nur entfernt ähnliches Ausmaß zu erreichen wie bei den Deckenüberschiebungen der Alpen.

Verfolgen wir die Überschiebungsfläche von der Westhälfte unseres Gebietes ostwärts, so finden wir sie zuerst vorzüglich aufgeschlossen in der schon so oft erwähnten Abrißstelle eines Bergsturzes bei Troi. Mit flachem Nordfallen sind hier die helleren Gesteine der unteren Trias den steilgestellten, schwarzen Tuffen aufgeschoben (Fig. 2). In der unmittelbaren Nähe der Schubfläche, die hier etwa  $40^\circ$  Nordfallen hat, sind die Bellerophon- und Werfener Schichten stark gebrochen und von kleinen Rutschharnischen durchsetzt, die schon im voraus darauf aufmerksam machen, daß man sich nahe an der Überschiebung befindet. Die Bellerophonschichten keilen bald aus, und von nun ab liegen Werfener Schichten an der Basis der Schubmasse. Zwischen Santa Fosca und Pescul werden sukzessiv auch diese, der Muschelkalk und der Mendoladolomit von der Schubfläche durchschnitten, und dann erscheinen während kurzer Zeit die Buchensteiner Schichten an der Basis (Fig. 8). Von hier ab macht sich dann aber die Faziesdifferenzierung geltend. Der schwerer deformierbare Schlerndolomit des Cernerariffes hat bis hierher der Cerner-Rochetta-Schubmasse eine gewisse Steifheit verliehen; er war sozusagen das Rückgrat der Schubmasse. Jetzt aber keilt das Cernerariff aus, und es sind die leicht faltbaren Buchensteiner Schichten und nachher die gleichfalls wenig widerstandsfähigen Tuffe, welche als Unterlage der Schubmasse I den Tuffsandsteinen der Fernazzaschubmasse (II) aufgeschoben sind. Die strenge Gesetzmäßigkeit, die bisher Bau und Bewegungsrichtung beherrscht hatte, erlischt. Zwischen den ungleich resistenteren Gesteinen hat sich die bis jetzt einheitliche Hauptbewegung aufgelöst in Differentialbewegungen geringerer Ordnung, teilweise sogar mit seitlicher Bewegungsrichtung, und die Hauptstörungsfläche verliert sich in einigen Störungen kleineren Ausmaßes und in Zonen der Aufsattelung (Prof. 7).

Die östliche Riffböschung des Cernerariffes war also gewissermaßen prädestiniert, solche Schrägverschiebungen aufzunehmen. Diese Riffböschung bildet einen schiefen Winkel mit der Bewegungsrichtung und wird außerdem von der Schubfläche angeschnitten (Fig. 7). Unter der Wucht der vorwärtsdringenden Formin-Rochetta-Masse sind die Buchensteiner Schichten und die unteren Tuffe an der Riffböschung herangeschoben, gestaucht und teilweise intensiv gefaltet. Und zwar war diese Bewegung entlang den südlichen Teilen der Riffböschung größer; nördlich der Forcella Vallazza wird sie gleich Null. Es hat also eine Art Drehung stattgefunden.<sup>1)</sup> Freilich war die Sprunghöhe dieser Schrägverschiebung nicht sehr groß, und das schöne Bild des Riff-

<sup>1)</sup> Das in der Cernerariffschubmasse übliche N 130 O Streichen ändert sich demzufolge in den Buchensteiner Schichten östlich bis N 350 O.

kalkes, stratigraphisch zwischen den heteropischen Sedimenten auseinander, wird nur unbedeutend dadurch beeinträchtigt (Profilserie 1d und e).

Diese Bewegung, an und für sich zwar nicht bedeutend, hat aber doch höchstwahrscheinlich Veranlassung gegeben zur Bildung einer zweiten Dislokation, die zwischen der Rochettamasse und der Kuppel des Monte Mondeval verläuft. Im Gelände wird dieser Bruch wohl durch die geradlinig verlaufende Steilwand der Formin-Rochettaplatte markiert. Auch hier setzte die Bewegung im NW ein — in der Forcella Giau ist noch gar nichts von ihr zu spüren — und wurde im O bedeutender, scheint aber in der Nähe des Col Ruobles wieder ausgelöscht zu sein.

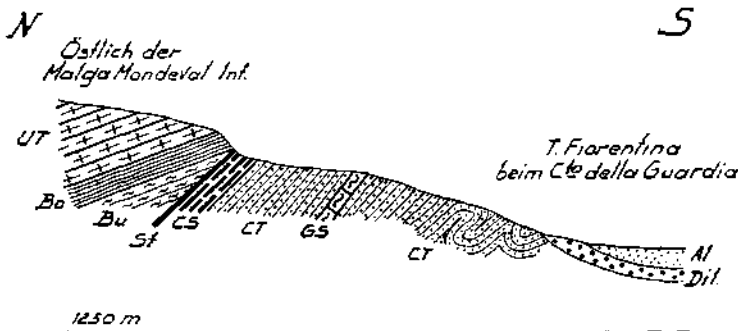


Fig. 8. Profil am T. Avvace entlang.

*Bu* = Knollenkalk der Unteren Buchensteiner Schichten. *Bo* = Plattenkalk und Pietra Verde der Oberen Buchensteiner Schichten. *UT* = Ältere Tuffe. *CT* = Cassianer Tuffe. *CS* = Cassianer Schichten, Mergelfazies. *GS* = Cassianer Schichten, Girvanellafazies. *Dil* = Diluvium. *Al* = Alluvium. *St* = Störungslinien.

Befassen wir uns jetzt wieder mit der Hauptstörung, der Costalta-Antelao-Linie, die wir beim Ausgang des Vallazzatälchens verlassen haben. Buchensteiner Schichten liegen hier noch an der Basis der Schubmasse I und haben Cassianer Schichten und Tuffe der Fernazzaschubmasse überfahren. Besonders die kieseligen Lagen zeigen hier eine ziemlich deutliche, vertikale Druckschieferung. Recht gut sind die Verhältnisse im Höhenrücken östlich der Malga Mondeval Inferiore zu studieren (Fig. 8). Die Überschiebungsfäche steht mittelsteil. Die Buchensteiner Schichten, die sich durch ihre grüne Farbe sehr gut von den dunklen Tuffen abheben, haben geringeres Fallen als letztere; außerdem streichen die Tuffe der Fernazzaschubmasse O—W, die Gesteine der Cernerarochetta-Schubmasse hingegen WNW—OSO. Von nun ab aber scheiden auch die Buchensteiner Schichten aus, und die Tuffe der beiden Schubmassen kommen in unmittelbare Berührung. Die steife Unterlage der Schubmasse I ist somit verschwunden. Es sind in diesem Teil nur wenig Aufschlüsse vorhanden, die Gesteine sind fast fossilifer und einander sehr ähnlich. Es würde deshalb recht schwer sein, die Verschiebung weiter zu verfolgen, bestünde dieser Unterschied im Streichen nicht.

Auch schaltet sich bald ein Paket Cassianer Schichten ein. Es zeigt sich, daß die Überschiebungsfäche, die im Val Entremont sehr gut aufgeschlossen ist, sich immer mehr saiger stellt, die Horizontalbewegung immer geringer wird. Letzteres wird wohl kompensiert und auch verursacht durch die Bewegung an der oben erwähnten zweiten Schubfläche (zwischen Formin—Rochettaplatte und dem Monte Mondeval). Außerdem haben die Tuffe der nördlichen Schubmasse selbst einen großen Teil der Bewegung aufgenommen, indem sie sehr stark gefaltet sind, besonders in der Nähe der Überschiebungsfäche; auch sind sie zu zwei allerdings ziemlich flachen Sätteln aufgewölbt (Prof. 7; die mittlere der drei Störungen stellt die Antelaolinie dar).

Der Monte Mondeval liegt auf einer N—S verlaufenden, später zu erörternden Kulmination, die wohl auch die Entstehung der Mondevalverschiebung mitverursacht hat. Der Monte Crof liegt vermutlich auch auf dieser Kulmination. Östlich von ihr biegt das Streichen der Rochettaschubmasse mehr in die O-W-Richtung ein. Die Cassianer Schichten keilen wieder aus. Da hier auch die Aufschlüsse schlechter und weniger zahlreich werden, ist es recht schwer, den weiteren Verlauf der Antelaolinie genau festzulegen. Nur stellenweise gelingt dies, z. B. nördlich der Tabia Faou. Ihre ungefähre Lage angeben kann man jedoch immerhin, denn der Unterschied zwischen den älteren Tuffen an der Basis der oberen Schubmasse (I) und den überfahrenen jüngeren Tuffen ist, global genommen, zu groß, um übersehen zu werden. Auch in der Topographie sind die härteren älteren Tuffe leicht kenntlich; sie bilden mehr Steilwände, u. a. den Höhenzug der Sentinella; die jüngeren Tuffe hingegen bilden ein viel flacheres Gelände. Schließlich können uns die Lagerungsverhältnisse auch Aufschluß geben. In der Rochettaschubmasse herrscht wieder die einfache Struktur und die große Kontinuität im Streichen vor. Die überfahrenen jüngeren Tuffe sind aber stark gestaucht und zeigen, besonders im Gebiet der Tabia Senes, sprungweise Änderungen des Streichens. Wenn man also auch nicht mehr auf den Ausbiß der Überschiebungsfäche „die Hand legen“ kann, so kann man doch ihren ungefähren Verlauf mit ziemlich großer Sicherheit konstruieren.

Es muß hier noch bemerkt werden, daß die Grenze zwischen älteren und jüngeren Wengener Tuffen der Rochettaschubmasse sowie zwischen letzteren und den Cassianer Tuffsandsteinen vielleicht etwas tiefer liegt, als auf der Karte angegeben wurde.

Die Antelaolinie erreicht dann in der Nähe von Chiapuzza das Boitetal und ist von nun ab unter Schottern und Schuttkegeln begraben. Erst bei Baita della Zoppa kehrt sie wieder an die Oberfläche zurück. An der Basis der Schubmasse I liegt jetzt Cassianer Dolomit, zuletzt Raibler Schichten, die an die Liaskalke des Antelao herangeschoben sind. Die Überschiebungsfäche, die im Gebiet der Sentinella wieder weniger steil stand, steht hier fast saiger. Da Mojsisovics und Dal Piaz schon gute Profile der Forcella Piccola gegeben haben, kann ich im übrigen auf ihre Arbeiten verweisen.

Hiemit ist die Cernera-Rochetta-Schubmasse beschrieben. Weitere Brüche von bedeutender Größe wurden nicht festgestellt. Eine kleine,



senkrechte Verwerfung mit starker Zertrümmerung, aber wahrscheinlich mit geringer Bewegung, wurde im oberen Codalungatal angetroffen. Sie ist im Gelände durch eine schluchtartige Bachrinne angedeutet. Auch Querstörungen wurden nicht gefunden, es müßte denn eine durch das Val di Loschiesuoi und ihre nördliche Fortsetzung, das Schneekar im oberen Ende des Val Cenera nördlich der Forcella di Loschiesuoi, verlaufen. Es sind aber fast keine Anzeichen dafür vorhanden. Nur der eigentümliche geradlinige Verlauf der betreffenden Täler und die tief eingeschnittene Scharte weisen auf die Möglichkeit einer solchen Störung hin.

Für einen Transversalbruch durch das Codalungatal sind überhaupt keine Anzeichen vorhanden.

## II. Die Fernazza-Schubmasse.

Diese Schubmasse, der von der Cernerashubmasse überfahrene Vorderteil<sup>1)</sup> der „Monte Poré-Schubmasse“ Nöths, ist weit mehr zerstückelt. Ihr fehlt ja die versteifende Dolomitplatte, die dort die Kontinuität im Streichen veranlaßt. Bloß im W spielt der Mendoladolomit noch einigermaßen eine solche Rolle; freilich sind dort am Monte Fernazza die Verhältnisse durch Querverwerfungen auch sehr kompliziert, aber die Überschiebungsfäche ist doch noch gut ausgeprägt. Wo aber die Tuffe des basalen Gebirges von den Tuffen der Schubmasse II angefahren sind, ergeben sich die gleichen Schwierigkeiten wie an der Antelaolinie, und es ist nicht leicht, den weiteren Verlauf der Störungslinie genau festzulegen. Außerdem ist das ganze Tuffgebiet zwischen der Antelaolinie und der Fernazzalinie sehr stark zusammengeschoben und in Scherben gelegt. Viele kleinere Überschiebungen (z. B. Fig. 6) und Brüche lassen sich wegen Vegetations- und Schuttbedeckungen nur über kurze Strecken verfolgen, andere lassen sich überhaupt nur vermuten. Im großen und ganzen herrscht jedoch nördlich des Fiorentinales noch O-W-Streichen, im S hingegen, wo u. a. das Crotriff an den Pelmo herangeschoben ist, tun sich an einigen Stellen sprungweise Änderungen des Streichens hervor.

Nöth (4) hat die Verhältnisse an Monte Fernazza schon eingehend geschildert. Das Sedimentpaket der unteren Trias ist hier in mäßig steiler Lagerung den steilgestellten Gesteinen der Alleghenulde und des diese Mulde auf der Nordseite begleitenden Sattels aufgeschoben. Mehr gegen das Cordevoetal hin sind es die Werfener Schichten des Sattelkernes, die angefahren wurden; im Bereich unserer Karte jedoch sind es nur noch die Tuffkonglomerate. Hier steht die Schubfläche auch schon bedeutend steiler als im W.

Abgesehen von den jüngsten Querstörungen, die nachträglich den Fernazzasüdrand getroffen haben, scheint mir dieser Westteil der Schubmasse übrigens ziemlich einfach gebaut. Er bildet eine regelmäßig nordfallende Platte, auf den ersten Blick anscheinend überhaupt nicht

<sup>1)</sup> Das Wort „Stirn“ wäre hier wohl weniger am Platze, weil es zu sehr mit Deckenverschiebungen assoziiert ist.

gestört. Dies ist jedoch nicht ganz der Fall. Die Nähe der Val Sugana-Überschiebung und besonders der nordwärts vorgedrungenen Civetta-schubmasse macht sich hier schon ordentlich fühlbar. Die verschiedenen Schichtenglieder sind in hohem Maße zusammengestaut, zwischen den einzelnen Lagen haben noch bedeutende Differentialbewegungen stattgefunden. Ein schönes Beispiel bilden die Buchensteiner Schichten im Aufschluß an der Straße Selva—Caprile. Der 45° nordfallende Mendoladolomit des Liegenden und die Tuffe im Dach sind nicht gefaltet, jedoch sehr zusammengepreßt und wohl verschieden stark bewegt worden. Zwischen diesen „dominant layers“ sind die Buchensteiner Schichten mitgeschleppt und in die zierlichsten, z. T. geradezu phantastischen „dragfolds“ gelegt. Infolgedessen sind sie weiter nach S augenscheinlich in der Mächtigkeit zurückgeblieben und teilweise vielleicht verwalzt. Offenbar haben hier also die Grenzflächen zwischen Mendoladolomit und Buchensteiner Schichten einerseits, zwischen letzteren und Augitporphyrituffen andererseits bedeutende Detailbewegungen aufgenommen, ohne daß man diese Flächen als Störungen anzusehen braucht.

Einen Bewegungshorizont größeren Stils trifft man aber etwas höher im Tuffpaket an, wo wir an der Landstraße die schon S. 171 erwähnten tektonischen Einlagerungen von Buchensteiner Schichten und Marmolatakalk als eine Art riesige Breccie aufgeschlossen finden (Phot. 5).<sup>1)</sup>

Die Richtung dieser Detailbewegungen war eine südliche, was sich ja auch erwarten läßt, nachdem schon Nöth festgestellt hat, daß die Bewegungen entlang der Fernazzaschubfläche auch in südlicher Richtung stattgefunden haben. Aus der Aufbiegung der Schichten des hasalen Gebirges und aus nach S mitgeschleppten stark verknieteten Werfener Lagen geht dies deutlich hervor.

Den weiteren Verlauf der Fernazzalinie nach O zu verfolgen, ist nun schwierig, denn üppige Almwiesen verhindern fast jede Einsicht. Die Überschiebnngsfläche bildet hier die Grenze zwischen den dickbankigen, festen Cassianer Tuffkonglomeraten und den weicheren, dünn-schichtigen Wengener Tuffen und Tuffsandsteinen. Letztere bilden das Quellgebiet des Rio Canedo, nördlich des breiten Sattels zwischen Monte Fernazza und Col di Baldi. In kleinen Bachrissen findet man hier bisweilen noch dürltige Aufschlüsse, die uns jedoch noch genügend Anhaltspunkte geben, den weiteren Verlauf der Überschiebung bis in die Nähe der Vescovado-Alpe mit Zuverlässigkeit festzulegen. Von hier ab sind aber mächtige Schuttbedeckung und dichtes Gestrüpp ein großes Hindernis. Es ist aber ziemlich klar, daß die Schuhfläche durch das Canedotal noch für eine Strecke weiterstreicht, denn am südlichen Talgehänge stehen die Cassianer Tuffkonglomerate in fast söhlicher Lagerung an,<sup>2)</sup> während an der nördlichen Berglehne die Wengener Tuffe steil gegen W einfallen. Ohne Annahme einer bedeutenden Dislokation sind die so sehr verschiedenen Lagerungsverhältnisse nicht zu erklären.

Über größere Distanz, bis in die unmittelbare Nähe der Staulanza-Alpe, entzieht sich die Schubfläche nun weiter unseren Blicken. Sie

<sup>1)</sup> Man achte für die Beurteilung der Größenverhältnisse auf den geologischen Hammer in der untersten Kurve der Schlinge.

<sup>2)</sup> Es herrscht nur sehr schwaches Nordostfallen.

verläßt hier offenbar das Tal des R. Canedo, der mehr nach S abbiegt. Die Cassianer Schichten des basalen Gebirges, an verschiedenen Stellen des orographisch linken Bachufers aufgeschlossen, sind stark zusammengestaut, gefaltet und von vielen kleinen Verwerfungen durchsetzt. Dies deutet wohl sicher darauf hin, daß wir uns noch nicht sehr weit von der Fernazzalinie entfernt haben. Es scheint mir wahrscheinlich, daß letztere am Südfuß des Monte Crot entlang verläuft und durch die Forcella Staulanza weiter zu verfolgen wäre. Hier aber, am Monte Crot, sind die Verhältnisse recht kompliziert; schon Loretz und Mojsisovics interpretieren sie verschieden. Mojsisovics glaubt im Monte Crot die Fortsetzung der Cassianer Dolomitplatte der Pelmobasis sehen zu dürfen. Loretz hingegen glaubt, es mit einer Fortsetzung des Cernerariffs zu tun zu haben. Obgleich letztere Annahme höchst unsicher ist und sich wohl nie begründen lassen wird, hat Loretz das verschiedene Alter des Crot-dolomits und der Cassianer Dolomitplatte schon richtig erkannt. Letzteres Gestein überlagert die Pachycardientuffe. Es ist sehr gut geschichtet, nur schwach dolomitisiert und führt oberladinische, bzw. unterkarnische Versteinerungen. Das Gestein des Monte Crot hingegen ist ungeschichtet, in hohem Grade dolomitisiert und versteinierungsleer, es ist typischer Schlerndolomit.

Außerdem ist es durch Faziesübergang (Zwischenbildungen) mit den Wengener Tuffen auf seiner Westseite, wo auch noch die Rifflböschung erhalten blieb, verbunden. Der Crot-dolomit gehört also der Wengener, u. zw. großenteils der unteren Wengener Stufe an. Es muß demnach eine bedeutende Dislokation zwischen Crot und Pelmo vorhanden sein; damit wäre auch die eigentümliche Einsenkung der Forcella Staulanza, die uns sonst ganz unverständlich wäre, leicht erklärt.

Der Ausbiß dieser Dislokation läßt sich nun tatsächlich im Terrain auffinden. Der Staulanzabach, der sich bei der untersten Straßenkehre mit dem Fiorentinabach vereinigt, fließt in seinem Unterlauf (es ist allerdings nur ein unbedeutendes Bächlein) am Nordostsporn des Monte Crot entlang, wo er sich zu einer tiefen, schluchtartigen Rinne eingeschnitten hat, genau auf der Grenze der Tuffe und des Dolomits. Diese Gesteine zeigen sehr verschiedene Lagerungsverhältnisse. Die Crot-masse fällt gegen W ein; die Tuffe hingegen, die sehr steil aufgebogen sind, gehören zur Pelmo-Unterlage und haben sehr steiles südöstliches Fallen. Offenbar ist hier der Monte Crot an den Pelmo herangeschoben, und obgleich ich den Einfallswinkel der Verschiebung nicht messen konnte, ist es doch sehr wahrscheinlich, daß die Schubfläche steil unter den Crot einschneidet. Beide Gesteine sind übrigens tektonisch stark beansprucht; besonders der Dolomit ist in hohem Grade zertrümmert und kristallinisch geworden.

Der Monte Crot ist von einem mächtigen Schuttmantel umgeben, der der Beobachtung die südliche Fortsetzung der Verschiebung leider entzieht. Diese scheint aber stets an der Nordwestseite der Staulanzstraße zu bleiben. Die gestörten Cassianer Tuffsandsteine, die bei der Casera Staulanza an der oberen Straßenschleife anstehen, gehören hier offenbar schon zum überfahrenen basalen Gebirge und liegen nur knapp unter der Überschiebungsfläche.

Bevor wir die Störung nun unter der Moränenlandschaft des oberen Fiorentinates weiter nach N verfolgen, ist es notwendig, nochmals zur Costa del Conte zurückzukehren. Aus den Lagerungsverhältnissen an der Ostseite dieser Kalkscholle geht deutlich hervor, daß durch die Forcella Pecol ein ziemlich steilstehender Bruch verlaufen muß, der ungefähr in der N-S-Richtung streicht. Er zweigt offenbar von der Fernazzalinie ab, aber leider verschwindet auch dieser Bruch im Fiorentinatal unter Bergsturzmaterial und Vegetationsbedeckung. Im Walde ist aber wenigstens die Störungszone an dürligen Aufschlüssen noch bis in die Nähe von Pescul zu verfolgen. Die Schichten der Tuffsandsteine sind in dieser Zone sehr verstellt und ändern ihr Streichen auf Schritt und Tritt, sind außerdem auch noch stark gebrochen.

Im Fiorentinatal selbst verliert sich diese Störung selbstverständlich ganz, es ist aber nicht unmöglich, daß sie in O-W-Richtung einschwenkt. Man kann hier nur feststellen, daß Nord- und Südseite des Tales sehr verschieden gebaut sind, sowohl was Streichen und Fallen als auch was die anstehenden Gesteine anbelangt. Im S sind das die älteren Wengener Tuffe mit ihrem N-S-Streichen und ihrem westlichen Fallen. Auf der anderen Talseite hingegen stehen O—W streichende junge Tuffsandsteine an, die meistens gegen N einfallen.

Man wird hier kaum fehlgehen, wenn man annimmt, daß durch das Fiorentinatal ein bedeutender Bruch zieht, der an Größe der Fernazzaverschiebung kaum nachstehen dürfte. Man wird in dieser Behauptung sogar noch bestärkt durch die außerordentliche Faltung, welche die Tuffsandsteine, die das nördliche Gebirge aufbauen, nur in der Nähe des Fiorentinates zeigen. Diese Erscheinung intensiver Faltung der Tuffschichten nimmt man in der Tuffgegend unseres Gebietes immer nur in unmittelbarer Nachbarschaft der größeren Dislokationen wahr.

Recht instruktiv ist es, diese starke Zusammenpressung der jüngeren Tuffsandsteine im nördlichen Gehänge des Val di Bagni zu beobachten, wo die am Ausgang des Val d'Entremont erschlossenen Tufflagen in enge, teilweise überkippte Falten gelegt sind. Am Ausgang des Val d'Avvace kann man die gleiche Beobachtung machen. Sehr intensive Faltungen zeigen die von dickbankigen Tuffen überschohenen Cassianer Lagen in der Nähe des Pesculler Elektrizitätswerks, und es ist recht interessant, zu sehen, wie dort die harten, mergelig-kalkigen Lagen gebrochen sind, die weichen, tonigen Lagen jedoch eine vollkommene Plastizität zeigen.

Überhaupt kann man sagen, daß das Fiorentinatal und Val di Bagni auf ihrer Nordseite von einer Sattelzone begleitet sind, abgesehen von den Kleinfaltungen.

Feststellen läßt sich obengenannte Überschiebung erst in der Nähe der Malga Fiorentina, im Val di Bagni, wo sie gegen die Antelaolinie konvergiert. Hier scheint es aber wieder die eigentliche Fernazzalinie, also die Fortsetzung der Staulanzverschiebung, zu sein, denn das Gebirge auf ihrer Südseite hat das für das Pelmo-Gebiet bezeichnende NO-SW-Streichen, wie an der Forcella Staulanza. Die Tuffsandsteine südlich der Verschiebung, obgleich an der Verschiebung entlang zu einem flachen Sattel aufgewölbt, gehören denn auch sicher zur Pelmo-Unterlage und schießen unter diesen Berg ein.

Der Costa del Conte-Crot-Rücken wird also auf beiden Seiten von Dislokationen begleitet. Ob sich nun aber die Verschiebung des Fiorentinales mit der Staulanzaverschiebung zu dem einen Bruch im Val di Bagni scharf oder wie sonst die Beziehungen zwischen den beiden Störungen sind, bleibt eine ungelöste Frage.

Überhaupt scheinen wir uns hier in einer Scharungszone zu befinden. Die Val di Bagni-Verschiebung nähert sich immer mehr der Antelaolinie und verliert sich jenseits der Wasserscheide in der Aufsattelungszone, die hier entstanden ist zwischen der südwärts bewegten Cernera-Rochetta-Schubmasse und dem nordwärts herangeschobenen Pelmo-Gebirge, das man zum basalen Gebirge rechnen darf. Die Fernazzaschubmasse besteht östlich der Wasserscheide nicht mehr als selbständige Einheit, nur die Antelaolinie behauptet sich dort noch als tektonische Leitlinie.

### III. Die Civetta-Schubmasse.

Diese Schubmasse liegt zwar fast ganz außerhalb unseres Gebietes; sie muß aber vollständigkeithalber erwähnt werden, auch weil sie gestaltend gewirkt hat auf das ihr nördlich vorgelagerte basale Tuffgebirge.

Nöth hat in seiner Cordevoarbeit die Überschiebungsfläche schon beschrieben. Er konnte sie bis zur Forcella d'Alleghe verfolgen und die Bewegungsrichtung bestimmen. Es zeigt sich, daß die Civetta-schubmasse aus SO herangeschoben ist. Hier, in diesem kompliziert gebauten und zerstückelten Gebiet<sup>1)</sup> in der unmittelbaren Nähe der großen Val Sugana-Überschiebung, braucht uns eine solche rückläufige Bewegung nicht sehr zu verwundern; in kleinerem Maßstab treffen wir sie auch in der Pelmo-Gruppe an.

Einen kleinen, ihr im N vorgelagerten Erosionsrest der Civetta-schubmasse bildet vielleicht der Dolomitzug der Roa Bianca (Profilserie Fig. 9). Hier sind jedoch die Verhältnisse viel weniger einfach, als von Nöth in 4, Fig. 19, S. 196, angegeben wurde. Freilich, wenn man von W her zur Forcella d'Alleghe hinansteigt, bekommt man genau denselben Eindruck, wie er in Nöths Profil zur Darstellung kam: eine isolierte Klippe von Schlerndolomit auf Cassianer Tuffkonglomeraten. Man braucht aber nur wenige Schritte weiter östlich zu gehen, also außerhalb Nöths Arbeitsgebiet, um einzusehen, daß die Verhältnisse doch bedeutend verwickelter sind, als man anfänglich geglaubt hat, und recht deutlich wird uns dies, wenn wir uns dem Roa Bianca-Höhenzug von N her nahen. Scharf kontrastieren hier die zwei fast senkrecht gelagerten, nicht zusammenhängenden, hellweißen Dolomitklötze mit den schwarzen, viel weniger steilstehenden Tuffkonglomeraten, die hinter dem Dolomit den Höhenzug aufbauen (Fig. 9 a).

Gehen wir nun vom Roa Bianca-Gipfel aus. Hier liegt die Dolomitkappe noch fast söhlig, mit nur schwachem Nordfallen auf den Tuffkonglomeraten, aber schon bald legt sich der Dolomit um, die Neigung wird immer steiler und das Gestein taucht nordwärts unter flach gelagerte Tuffkonglomerate ein, während es jetzt auch die Tuffkonglomerate,

<sup>1)</sup> Der Nordwestrand der Civettagruppe ist zwar einfach gebaut, aber in ihrem Inneren ist die Gruppe von Störungen durchsetzt.

welche den Roa Bianca-Palafavera-Höhenzug bilden, diskordant überlagert. Diese Diskordanzen werden immer ausgesprochener. Noch etwas

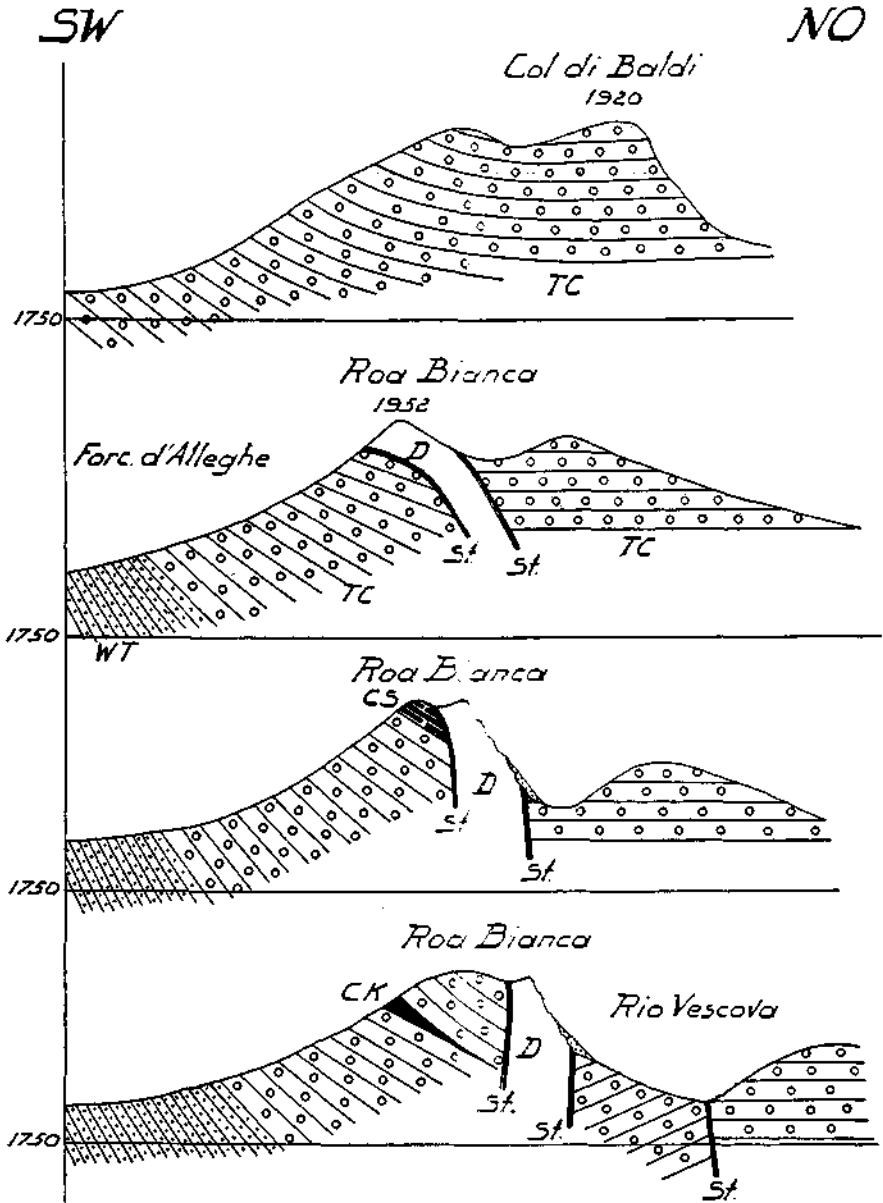


Fig. 9. Profilsreihe durch die Roa Bianca-Kette.

weiter östlich steht die Dolomitplatte fast vertikal. Es muß hier auf beiden Seiten des Dolomits eine Störung verlaufen; von diesen Bewegungen zeugt auch die intensive Zertrümmerung des Gesteins. Übrigens zeigt der stark kristallinische Dolomit keine Spur von Schichtung.

Von nun ab hat die Erosion die Dolomitplatte für kurze Distanz schon entfernt, und man bekommt eine gute Einsicht in die Lagerungsverhältnisse der Tuffe. Recht gut sind die Gesteinsgrenzen hier zu studieren. An verschiedenen Stellen habe ich den ganzen Nordhang an diesen Grenzen entlang durchstiegen, und es stellte sich heraus, daß beim zweiten Dolomitklatz die Grenze sogar ein wenig bergwärts fällt, also leicht überkippt ist. Dann aber endet der Dolomit bald; eine weitere Fortsetzung läßt sich nicht finden, vielleicht keilt er hier aus. Der Höhenzug besteht weiter nur aus Tuffkonglomeraten, bisweilen mit Tuffsandsteinschichten abwechselnd und stellenweise mit mehr kalkigen Lagen alternierend. Allmählich biegt das Streichen mehr in das der

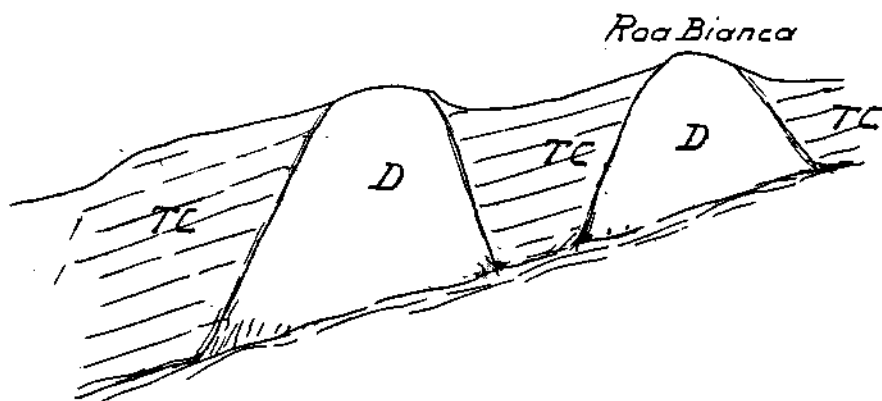


Fig. 9a. Ansicht von Norden (schematisiert).

WT = Wengener Tuffsandsteine. TC = Tuffkonglomerate. D = Dolomit. CK = Cipitkalk, CS = Cassianer Schichten. St = Störung.

Pelmo-Gruppe ein und offenbar gehören auch diese Tuffkonglomerate dem basalen Gebirge an.

Manches in dem Roa Bianca-Vorkommen ist rätselhaft. Vielleicht sind die Verhältnisse am besten dadurch zu erklären, daß zuerst die Civettaschubmasse auf das basale Gebirge geschoben ist. Fast zu gleicher Zeit hat aus dem N der Druck der Fernazza-Cernera-Schubmassen gewirkt. Das basale Gebirge wurde stark zusammengedrückt — was südlich des Monte Fernazza gut zu sehen ist — und verworfen und ist schließlich teilweise an die Civettafront herangeschoben. Dies ist wohl auch an der Ostseite der Civettagruppe der Fall gewesen, wo eine N—S verlaufende Verwerfung das Dolomitgebirge vom Tuffgebirge trennt (Prof. 8).

Deshalb ist wohl auch die Überschiebungsfäche von der Forcella d'Alleghe ab nicht mehr zu verfolgen, weil hier weitere Komplikationen eintreten. Vom W ab bis in die Nähe der Forcella ist die Schubfläche recht gut ausgeprägt (Nöth). Aber von hier ab weisen die Lagerungsverhältnisse mehr auf Anlagerung als auf Überlagerung der Tuffe durch den Dolomit. Stellenweise kann man sich sogar fragen, ob nicht engere Beziehungen zwischen beiden bestanden haben müssen. Auf dem Südhang der Roa Bianca liegen einige große Dolomitblöcke, die vielleicht

aus dem Tuff herausgewitterte Cipitkalkblöcke sind. Leider läßt sich nicht mit Sicherheit bestimmen, ob die Blöcke autochthon sind oder erst später dorthin gelangten. Auch trifft man dort im Tuff auf Einlagerungen von Cipitkalklagen. Alle diese Einlagerungen findet man gewöhnlich nur in der Nähe von Faziesgrenzen.

Es ist schwer, die Verhältnisse richtig zu deuten. Zweifellos haben aber auch östlich der Forcella d'Alleghe Bewegungen stattgefunden. Das ganze Gebirge, von der Roa Bianca an bis zum Torre Coldai, war bedeutenden Dislokationen unterworfen,<sup>1)</sup> und eine endgültige Lösung der stattgefundenen Bewegungen kann uns erst eine Kartierung der Civettagruppe bringen.<sup>2)</sup>

#### IV. Das basale Gebirge.

Das basale Gebirge bildet im W nur einen schmalen, stark zusammengeschobenen Streifen zwischen den vorher erwähnten Schubmassen I und II; es wird aber nach O immer breiter und nimmt schließlich fast den ganzen Ostteil unserer Karte ein.

Das ganze Gebiet, besonders die Osthälfte, ist ziemlich regelmäßig gebaut. Freilich, wo Tuffe vorherrschen und größere Oberflächen einnehmen, kommen viele kleinere Zerreibungen und Sprünge vor, und der Bau scheint bisweilen etwas regellos; dort aber, wo ausgedehnte Platten von Cassianer Dolomit und Dachsteinkalk ihren versteifenden Einfluß geltend machen, ist das Gebirge einfach gebaut. In großen Zügen ist das Streichen denn auch ein ostwestliches, aber es sind Abweichungen vorhanden. Ursache dafür ist der O-W-Druck, der in unserer Gegend wie auch in benachbarten Gebieten der Dolomiten geherrscht hat. Freilich waren seine Äußerungen viel weniger kräftig als die des N-S-Zusammenschubes und vielleicht auch weniger stark als im Cordevolegebiet, aber dennoch hat er Veranlassung gegeben zur Bildung von zwei langgestreckten, N—S verlaufenden, allerdings ziemlich flachen Kulminationen. Die westliche wurde schon erwähnt; es liegen auf ihr der Monte Crot und der Monte Mondeval. Beim letztgenannten Berg hat diese Antiklinale die Bildung der Verschiebung zwischen Monte Mondeval und Rochetta mit verursacht.

Die östliche Kulmination verläuft zwischen dem Monte Pelmo und dem Boitetal. Sie endet nördlich der C<sup>10</sup> Giallainai, welche ihre Entstehung wahrscheinlich dieser Kulmination verdankt. Nach S ist die Antiklinale durch das Gebiet von La Ciauta bis zur Forcella della Fontanella (zwischen Monte Penna und Crepe di Serla) zu verfolgen. Die Cassianer Schichten des Sattelkernes sind in dieser Scharte jetzt gerade noch aufgeschlossen (Prof. 4).

1) Außer von Verwerfungen ist der Dolomit der nördlichen Civettagruppe von Gleitflächen untergeordneter Größenordnung förmlich durchsetzt und dadurch zu viel größerer Mächtigkeit zusammengepreßt, als er sie ursprünglich hatte.

2) Durch die Eröffnung des Rifugio Mario Vazzoler oberhalb Listolade ist die Civettagruppe jetzt touristisch sehr gut erschlossen und eine Kartierung deshalb viel bequemer durchzuführen.



Zwischen diesen beiden Kulminationen liegt in zentraler Lage der Monte Pelmo. Auf ihrer Nordseite wird die Pelmogruppe von der die großen Überschiebungen begleitenden und in sie übergehenden Aufsattelungszone (Taf. XIV, Prof. 6) begrenzt; und weil im S ein geringes Nordfallen herrscht, erhebt der mächtige Berg sich aus einem flachen, schüsselförmig gebauten Plateau. Auf allen Seiten fallen die Schichten gegen das Berginnere ein. Trotz dieser scheinbar ruhigen Lagerung sind die Dachsteinkalkwände von vielen Verschiebungen und Gleitflächen durchsetzt; einige davon sind auf Karte und Profilen zur Darstellung gebracht. Zweifellos verläuft z. B. ein Transversalbruch durch die Fissura (Prof. 4); die vertikale Sprunghöhe scheint allerdings nur gering gewesen zu sein. Der Pelmetto wird weiter von verschiedenen, schräg südwärts einfallenden, kleinen Schubflächen durchsetzt. Eine ist in der Nordwand sehr deutlich ausgeprägt und hat dort eine breite, bergwärts fallende Terrasse gebildet (Prof. 4).

Die bedeutendste Verschiebung streicht jedoch durch die Forcella di Val d'Arcia und Val Tiera (Prof. 6). An ihr entlang ist die Hauptmasse des Monte Pelmo nordwärts geschoben. Auch diese Verschiebung ist in der Topographie sehr gut markiert; sowohl von San Vito di Cadore als auch von Selva aus gesehen, fällt sie sofort ins Auge, und schon Loretz hat ihre Anwesenheit festgestellt.

Die Wände des Monte Pelmo selbst sind übrigens weniger von Verschiebungen durchzogen als die des Pelmetto.

Das Gebiet zwischen Monte Pelmo und dem Zoldotal und auch die Südhälfte der östlichen Antiklinale sind sehr regelmäßig gebaut. Gleichmäßig senkt sich ihr Ostflügel (die Serla-Cuzze-Platte) ins Boitetäl hinab. Aus dem Relief möchte man auf einen Bruch durch Val di Cuzze schließen, der am Palu di Serla einsetzt. Es gibt dort aber in dem mächtigen Kalkkomplex keine Leithorizonte, an denen man diese Störung mit Sicherheit bestimmen könnte. Sonst aber ist das ganze Gebiet kaum gestört, und auch durch Val della Fontanella verläuft keine Verschiebung, wie man anfänglich annehmen möchte (die Prof. 4 und 5 geben die dortigen Verhältnisse sehr deutlich wieder). Erst in Val d'Oglio scheinen in den Tuffen wieder Unregelmäßigkeiten aufzutreten, die ihre Ursache weiter im S haben. Man befindet sich hier nämlich schon in der Nähe der Val Sugana-Störungszone. Eine Kartierung des anschließenden, stark verworfenen Gebietes wäre sicher recht interessant.

Nördlich von La Ciauta läßt sich zwar in großen Zügen der weitere Verlauf der Antiklinale, die kleine Kulminationen (C<sup>e</sup> Giallina) und Depressionen aufweist, verfolgen; jedoch findet man über große Distanzen keine Aufschlüsse mehr. Es ist nicht auszuschließen, daß im Gelände zwischen R. Fedarola und R. Orsolina Störungen verlaufen;<sup>1)</sup> feststellen läßt sich aber nichts, und von prinzipieller Bedeutung werden sie kaum sein. Bis zum C<sup>e</sup> Giallina sind wir dann wieder in ungestörtem Gebiet. Aber in der Nähe der Tabia Senes, wo unsere Antiklinale ihr Ende findet, müssen in den Tuffen wieder einige wenig bedeutende Verwerfungen vorhanden sein, die sich übrigens wegen großen Mangels an Aufschlüssen, wie schon früher erwähnt wurde, nicht ermitteln lassen.

<sup>1)</sup> Z. B. die Fortsetzung der Tierastörung.

Hiemit sind wir im Boitetal angelangt. Das Gebirge auf seiner Ostseite zeigt einen außerordentlich regelmäßigen und einfachen Bau; außerdem ist es sehr gut aufgeschlossen. Jede Störung wäre hier sicher leicht zu finden. Es ließ sich aber nur eine am Nordwestsporn des Antelao finden, in der Nähe der Antelaolinie. Auf ihrer Nordseite sind die Kalkschichten in einige kleine Falten gelegt (Fig. 10).

Auffallend sind die verschiedenen Lagerungsverhältnisse, die auf beiden Seiten des Boitetales herrschen. Es muß durch das Boitetal eine bedeutende Querstörung verlaufen. Besonders in der Nähe von Borca und Vodo wird dies sehr deutlich. Am Westufer steht der Cassianer Dolomit nur wenig oberhalb der Talsohle an, am östlichen Gehänge hingegen erst viele hundert Meter über dem Tal; außerdem sind Streichen und Fallen auf beiden Talseiten verschieden.

Im Boitetal hat besonders der Dachsteindolomit große Verbreitung; daneben aber auch Liaskalke. Bekanntlich sind in einigen nördlichen Teilen der Dolomiten, besonders an der Boéspitze und zwischen Enneberg und Ampezzo, die jüngsten Gesteine noch von kleineren Dachsteindolomitschuppen überfahren, oder es sind dadurch in den Gipfelregionen Faltungen verursacht (die sogenannten Gipfelfaltungen und -überschiebungen). Im Pelmogebiet wurde keine Spur von solchen Deformationen gefunden, was bei der wenig gestörten Lagerung des basalen Gebirges auch gar nicht zu verwundern ist.

Ich möchte noch einmal resumieren: vier große tektonische Einheiten bauen unser Gebiet auf. Es sind die Civettaschubmasse, die aus dem S her stammt, das basale Gebirge und die zwei großen, vom N her bewegten Schubmassen. Die erstgenannte Schubmasse dürfte wohl als eine Art Rückfaltung an der Val Sugana-Linie entlang betrachtet werden, wenigstens wenn dieser Teil der Dinariden selbst nicht als eine Rückfaltung betrachtet werden muß. Zeugen die Civettaschubmasse wie auch die Dislokationen am Monte Pelmo von dieser primären Nordbewegung?

Sonst hat der Druck aber zweifellos aus dem N gewirkt und war südwärts gerichtet. Daneben herrschte aber auch ein schwacher Druck in der Ostwestrichtung, der die beiden Antiklinalzonen gebildet hat. Diese dürften, wenigstens in erster Anlage, schon zur Zeit der Bildung der großen Überschiebungen vorhanden gewesen sein, sind aber später wohl noch akzentuiert worden (Bildung der Mondevalverschiebung).

Aus den Verhältnissen östlich der Forcella d'Alleghe geht hervor, daß die Bewegung der Civettaschubmasse mehr in westlicher als in nördlicher Richtung stattgefunden hat. Die Bewegung war also senkrecht zur Val Sugana-Linie.

Auch die Bewegungsrichtung der nördlichen Schubmassen hatte eine westliche Komponente. In Übereinstimmung mit dem Verlauf der Val Sugana-Linie, die schon hier in hohem Maße gestaltend auf die Struktur des Gebirges gewirkt hat, werden die tektonischen Elemente in östlicher Richtung stets mehr zusammengedrängt, und auch die großen Dislokationen scharen sich gegen O.

Immer stärker wird der Einfluß dieser tektonischen Leitlinie im S merkbar. Die angrenzenden, südlichen Gebietsteile, die schon außerhalb

der Karte fallen, zeigen sich gegen S immer mehr gestört und verschuppt. Vielleicht könnten auch die seitlichen Bewegungen teilweise von der Val Sugana-Linie abzuleiten sein.

Übrigens hat auch das Selektionsprinzip die Struktur in hohem Grade beeinflußt. Die Riffkalkmassen sind steif und rigide; sie sind deshalb nicht bruchlos zu deformieren, können nur brechen. Eine vollkommene Fallbarkeit zeigen hingegen die Buchensteiner Schichten, oft auch Werfener Schichten und Tuffsandsteine. Es mußten demnach

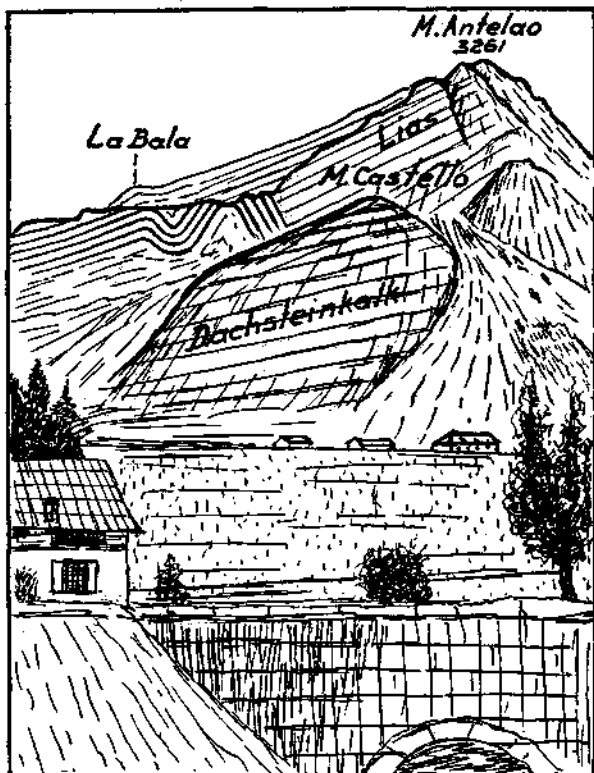


Fig. 10. Faltungen am Antelao-NW-Sporn vom Boiteufer bei San Vito gesehen.

auch zwischen den einzelnen Formationen an den Gesteinsgrenzen entlang Differentialbewegungen stattfinden, und weil die festen Elemente, die Riffkalkmassen, keine Kontinuität besitzen, mußte es zu ungleichmäßigen Horizontalbewegungen kommen.

Das genaue Alter der großen Überschiebungen war nicht festzustellen, denn jüngere als mitteljurassische Gesteine fehlen in unserem Gebiet.

Für bedeutende, differentielle, epirogenetische Bewegungen zur Zeit der mittleren Trias wurden in unserem Gebiet keine Anhaltspunkte gefunden. Sicher war die Senkung bis zum Anfang des „Ladiniens“ langsam und über das ganze Gebiet gleichmäßig; gleichfalls war sie das vom Anfang der karnischen Stufe ab.

Immer wurde bei der Kartierung in diesem Gebiet, wo das Dachsteindolomitgebirge zu solcher Entwicklung gekommen ist, die Frage, betreffend Kobers hochdinarischer Decke, berücksichtigt. Ich zitiere Kober selbst (50, S. 219): „Sind diese Teile der Dinariden wirklich nur Erosionsgebirge? Ich glaube vielmehr, daß die Serie Schlerndolomit-Raibler Schichten-Dachsteinkalk der Serie mit den Wengener und Cassianer Schichten aufgeschoben ist, daß zwischen beiden anomale Kontakte vorhanden sind. Man kann zur Zeit keinen direkten Beweis führen. Ich kann nur darauf hinweisen, daß an mehreren Stellen sich zwischen den beiden Faziesgebieten Werfener Schiefer einstellen, daß mir bei meinen Arbeiten in diesen Gegenden immer der Gegensatz der beiden Serien sehr auffällig war.“ . . . „Nach unseren Vorstellungen wären die Dachsteinkalkgebirge der Boite, Rienz und Gader Deckschollenreste der hochdinarischen Decke, die von N her über die unterdinarische Decke hinweggeschoben ist. Dabei sind die höheren Glieder der unterdinarischen Decke vom Dachsteinkalk an losgelöst und nach S vorgestaut worden. Wäre das basale Gebirge ganz vorhanden, so wäre es von der Art — unserer Vorstellung nach — etwa wie das Etschbuchtgebirge.“ So weit Kober.

Ja, da ist gerade in der Nordhälfte unseres Gebietes der Zusammenhang zwischen Schlerndolomit, Raibler Schichten und Dachsteinkalk einerseits, Wengener und Cassianer Schichten andererseits klar und einfach. Unzertrennbar ist der Schlerndolomit des Cermerariffs mit dem Mendoladolomit verwachsen. Auf allen Seiten wird das Riff von den Wengener und Cassianer Schichten umgeben; es ist mit diesen Gesteinen durch Faziesübergang verbunden und offenbar gleichzeitig gebildet worden. Schließlich wird der Schlerndolomit ganz von den Tuffsandsteinen überlagert. Allmählich, vollkommen konkordant und wieder durch Faziesübergang und Wechsellagerung miteinander verbunden, entwickelt sich aus den Tuffsandsteinen der Cassianer Dolomit, und gerade hier ist der stratigraphische Zusammenhang nur zu deutlich. Es ist keine Spur von einer Überschiebungsläche zwischen beiden Gesteinen vorhanden, es ist überhaupt oft wegen dieser Zwischenbildungen schwierig, die Grenze scharf zu fixieren; ein normaler Kontakt ist hier vorhanden.

In unserem Gebiet bilden die untere Trias, der Schlerndolomit mit den heteropischen Ablagerungen, der Cassianer Dolomit, die Raibler Schichten und das Dachsteindolomitgebirge eine zusammenhängende, lückenlose, stratigraphische Einheit. Sie reden zu uns von einem offenen, obgleich nicht sehr tiefen, warmen Meere, in welchem fortwährende Sedimentation stattfand<sup>1)</sup> und worin die genannten Formationen in der gegebenen, normalen Reihenfolge abgelagert wurden. Keines von diesen Gesteinen ist erst nachträglich durch große Deckenverschiebungen aus fremden Regionen herangeführt. Überhaupt erreichen die Horizontalbewegungen in unserem Gebiete nie solche Dimensionen, wie sie die Deckenschübe der Alpen kennzeichnen.

<sup>1)</sup> Abgesehen von kurzen Unterbrechungen während der Raibler Zeit.

## C. Vererzung.

Nun ist noch kurz eine Erscheinung zu erwähnen, die aufs engste mit den tertiären Bodenbewegungen zusammenhängt: die Vererzung. Freilich, zur Bildung von ökonomisch wichtigen Erzlagerstätten ist es im Pelmo-Gebiet nicht gekommen, aber in der Volkswirtschaft dieser Gegend haben die kleinen Vorkommen immer noch eine bescheidene Rolle gespielt, jahrhundertlang wurden die Erze aus Codalunga und dem Fiorentinatal über Falzarego nach Valparola geschafft oder auch im Ofen von Caprile verhüttet. Es sind Bleierze und Eisenerze vorhanden, und alle kommen nur im Fiorentinatal vor, welche Gegend am meisten gestört ist.

Die Erze kommen in den Bellerophonschichten, im Mendoladolomit und im Schlerndolomit vor. Die Erze der Bellerophonschichten sind Sphärosiderite, und sie sind höchstwahrscheinlich syngenetisch. Die anderen Erze sind alle epigenetisch.

In erster Linie ist das kleine Vorkommen von In Som le Crepe zu erwähnen. In Taschen im Mendoladolomit finden wir hier Markasit. Das Erz bildet zusammenhängende Nester im Gestein oder auch ein feines Netzwerk von sich verästelnden Spalten und Haarspalten. Es ist offenbar später eingedrungen und hat das Nebengestein langsam verdrängt. Unterhalb der Hütte ist es in einer kleinen Grotte sehr gut aufgeschlossen. Das Erz verwittert außerordentlich schnell, es wird dabei in großen Mengen Eisenvitriol gebildet, dazu auch Schwefel. Das verwitterte Erz fällt sehr leicht auseinander. Das Dach der Höhle ist mit einem feinen gelben Anschlag von Schwefel bedeckt. Das Erz wurde auf Valparola verhüttet.

Recht interessant ist das Bleierzvorkommen an der Straße Caprile—Rucava in der Nähe der Abzweigung vom Saumweg nach Colle Santa Lucia. Freilich fällt diese Lagerstätte schon außer den Bereich unserer Karte, vollständigkeithalber möchte ich sie aber auch erwähnen. Das Erz kommt wieder im Mendoladolomit vor, der tektonisch reduziert und stark zerbrochen ist. An winzigen Spältchen sind die Erzlösungen zugeführt und haben den Dolomit langsam zersetzt. Es ist wieder ein metasomatischer Vorgang gewesen. Zuerst wurde ein wenig Sphalerit gebildet. Diese Zinkblende ist sehr eisenarm und honiggelb gefärbt. Die Sphaleritkristalle wurden vielleicht noch im letzten Stadium der Bewegung gebildet, sie sind wenigstens noch teilweise leicht deformiert und gebrochen. Vollkommen posttektonisch sind aber die Galenitkristalle, welche den Hauptbestandteil des Erzes bilden. Sie sind sehr schön ausgebildet und zeigen ausgezeichnete Spaltbarkeit. Die Galenitkristalle sind nicht im geringsten gebrochen. Hier und dort hat der Bleiglanz auch die Zinkblende angegriffen und den Spaltflächen entlang verdrängt und zersetzt. Sehr untergeordnet kommt Pyrit vor.

Das Erz wäre vorzüglich zu verarbeiten. Leider ist die Quantität nicht groß genug. Es wurde schon manchmal an diesen Stellen geschürft.

Schließlich ist aus dem Schlerndolomit des Monte Crot noch Pyrit zu erwähnen. Das Gestein ist von vielen kleinen Würfeln durchsetzt, die in Begleitung von Siderit und Ankerit vorkommen. Das Vorkommen ist unbedeutend.

## D. Formenschatz, Talbildung.

Wir sind am Ende unserer Beschreibung des Pelmo-Gebietes. Dieselben Gesetze, die überall in den Dolomiten die Bildung der Gesteine und die Entstehung des Gebirges bestimmten, haben auch hier gewirkt, und wir haben gesehen, daß sowohl die innere Struktur wie auch die Landschaftsformen vom Selektionsprinzip beherrscht werden. Steigen wir noch einmal ins Gebirge hinauf und werfen noch einen Blick auf den Formenschatz und die Geschichte der Talbildung, die schon am Anfang kurz erwähnt wurden.

Es gibt im Pelmo-Gebiete hauptsächlich nur drei felsbildende Gesteinsarten; das sind der Schlerndolomit, der Cassianer Dolomit und der Dachsteindolomit inklusive Jura. Sie bilden alle pralle Wandformen und oft schlanke Türme und Zacken. Es ist eigentümlich, daß letztere in unserem Gebiete viel mehr im Schlerndolomit als im Dachsteindolomit entstanden sind. Der Dachsteindolomit bildet aber viel gewaltigere, massivere Gipfel und Gebirgskörper.<sup>1)</sup>

Auch der wenig mächtige Mendoladolomit eignet sich sehr zu Steilwandbildung.

Wie schon erwähnt wurde, trägt das Tuffgebirge keine bedeutenden Gipfel. Kein Gipfel übersteigt hier 2500 *m*. Im Tuffgebirge wurden auch ausgedehnte Höhenzonen der Verflachung gebildet, wie sie Klebelsberg auch aus anderen Dolomitengegenden beschreibt. Auch bei uns liegt eine solche Zone in einer Höhe von 1800 bis 2000 *m*. Das Hochland zwischen Corvo Alto und Monte Pelmo gehört zu dieser Verflachungszone; weiter die Hochebene rings um den Pelmo herum, das weite Plateau der Wasserscheide zwischen Cordovole- und Zoldotal und die Almwiesen im Nuvolau-Giau-Gebiet. Schließlich trägt auch der Cassianer Dolomit in der Nähe der ehemaligen Reichenberger Hütte auf der Federalpe eine solche Hochfläche. Wenig deutlich ausgeprägte, niedrigere Verflachungsniveaus liegen im Boitetal, z. B. in einer Höhe von 1200 bis 1400 *m* zwischen Serdes und der Sentinella.

Die eiszeitliche Vergletscherung hat nur geringen Einfluß auf die Talformen ausgeübt. Das Fiorentinatal ist in der Nähe von Pescul etwas übertieft. Anlagen von Terrassen im Fiorentinatal sowie im Boitetal wurden früher schon erwähnt. Vom Eis bearbeitete Felsoberflächen zeigt uns eigentlich nur noch deutlich der Pian di Possoliva in der Cerneragruppe.

Selbstverständlich wurde der Verlauf der Täler von Tektonik und Fazieswechsel vorbedingt. Wie schon bemerkt wurde, verläuft durch das Boitetal, das sich übrigens unseren Beobachtungen weiter entzieht, wahrscheinlich ein Transversalbruch. Das breite, tiefe Tal des Ru Secco ist an der Antelaolinie entlang eingeschnitten. Vielleicht hat eine Störung auch die Bildung der Val di Cuzze verursacht.

Die übrigen rechtsseitigen Nebentäler des Boitetales verfolgen nur die talwärts geneigte Abdachung der Cassianer Dolomitplatte, im Tuffgebiete hingegen das herrschende Streichen. Vielleicht, daß in Val di Busella die Antelaolinie prädestinierend auf die Talbildung gewirkt hat.

<sup>1)</sup> Außer der Croda da Lago.

Im Oberen Zoldo wurde die Entstehung sämtlicher Pässe durch Verschiebungen bedingt: die Forcella d'Alleghe, die Forcella Pecol und die Forcella Staulanza; auch einige Bachläufe, wie der Rio Canedo, Rio di Coldai u. a. Ihr Unterlauf ist aber dem Streichen der südlichen Pelmo-Unterlage parallel.

Der Ausbiß der großen Überschiebungszone kennzeichnet den Verlauf des Fiorentinatal wie auch der Val di Bagni. Einige Pässe an der Wasserscheide gegen das Boitetal verdanken Brüchen ihre Entstehung: u. a. Forcella di Val d'Arcia, Forcella della Puina, Forcella Roan.

Die Entstehung der Valle Mondeval ist schwer zu erklären. Die Valle di Loschiesuoi dürfte, wie schon gesagt, durch eine Querverwerfung entstanden sein. Die übrigen Täler sind alle auf Faziesgrenzen eingeschnitten; das Vallazatälchen, Val Cernerera, Val die Zonia und schließlich das Codalungatal, das in erster Anlage wohl von der jetzt größtenteils verschwundenen, westlichen Cernerariffböschung herrührt.<sup>1)</sup>

Damit sind wir wieder an unserem Ausgangspunkt, Selva di Cadore, angelangt. Unsere Streifzüge sind zu Ende. Von der hochgelegenen Kirche von Colle Santa Lucia schweift unser Blick noch einmal über die herrliche Landschaft. Rechts in der Tiefe sehen wir den blaugrün schimmernden See von Alleghe, von der gewaltigsten Felswand der Dolomiten, der Civettanordwestwand, überragt. In der Mitte, über dem reizenden grünen Fiorentinatal, grüßt der erhabene Gipfel des Monte Pelmo zu uns herüber; und endlich, zur Linken, sind es die schlanken Zinnen der Cerneragruppe, die unser Auge fesseln. Sie bringen uns den Namen Mojsisovics', der so eng mit dieser Gruppe verbunden ist, ins Gedächtnis, und voller Ehrerbietung gedenken wir beim Abschied noch einmal des größten aller Dolomitenforscher, dessen geistvolle Schöpfung auch den Untersuchern von heute noch nach fünfzig Jahren zur Richtschnur dient.

#### Literaturverzeichnis.

1. Mojsisovics v. Mojsvar. „Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien“ (mit einer geologischen Karte). Wien, 1879, Alfred Hölder.
2. Dal Piaz G. „Il lias nella provincia di Belluno.“ *Atti Ist. Veneto sc. lett. ed arti*, vol. LVIII.
3. Dal Piaz G. „Geologia dell'Antelao.“ *Boll. d. R. Comit. Geol. d'Italia*, vol. XLII, 1911, fasc. 3.
4. Nöth L. „Geologie des mittleren Cordevolegebietes zwischen Valazza und Cencenighe“ (mit einer geologischen Karte). *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, Bd. 79, Wien, 1929.
5. Fuchs W. „Untersuchungen in den Venezianer Alpen.“ Solothurn, 1840.
6. Hauer F., v. „Über die von Bergrat W. Fuchs in den Venetianer Alpen gesammelten Fossilien.“ *Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse*, Bd. 2, Wien, 1851.
7. Klipstein A., v. „Beiträge zur geologischen und topographischen Kenntnis der östlichen Alpen.“ Gießen, 1843.
8. Bericht über die 7. Generalversammlung des Geognostisch-Montanistischen Vereins für Tirol und Vorarlberg. Innsbruck, 1845.
9. Giuseppe Trinker und Angelo Guernieri. „Misurazione delle altezze nella provincia di Belluno e nel territorio confinante la medesima.“ *Collezione ipso-metrica*.

<sup>1)</sup> Auf Fig. 7 wurde die dicke schwarze Linie, welche die Riffböschung darstellt, etwas zu weit nach S fortgezogen.

10. Richthofen F., v. „Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, St. Cassian und der Seiser Alp.“ Gotha, 1860.
11. Loretz H. „Geognostische Beobachtungen in der alpinen Trias der Gegend von Niederdorf, Sexten und Cortina in Süd-Tirol.“ nebst Berichtigungen und Ergänzungen. Nenes Jahrbuch für Mineralogie etc., 1873, S. 271—291, 337—357, 612—626, 854—860.
12. Loretz H. „Das Tirol-Venetianische Grenzgebiet der Gegend von Ampezzo.“ Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. XXVI, 1874.
13. Catullo A. T. Saggio di Zoologia fossile. Padova, 1827, pp. 130—144.
14. Catullo A. T. Prodomo di Geognosia Paleozoica delle Alpi Venete. Padova, 1847.
15. Kurtz, Dr. „Die Dolomitgruppen von Enneberg, Sexten, Schludersbach, Ampezzo und Buchenstein.“ Gera, 1871.
16. Taramelli T. „Note illustrative alla Carta Geologica della provincia di Belluno.“ Milano, 1883.
17. Taramelli T. „Monografia stratig. e paleontol. del Lias nelle prov. Venete.“ App. Atti R. Ist. veneto, Venezia, 1880. — „Geologia delle provincie Venete.“ Memorie R. Accademia Lincei.
18. Hoernes R. „Versteinerungen aus dem Dachsteinkalk der Marmarole und des Antelao vom Val di Rin bei Auronzo und Val di Otten bei Pieve di Cadore.“ Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, 1876.
19. Böhm G. „Über das Rhät (?) am Antelao.“ Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. XLIV, Berlin, 1892.
20. Haas H. „Beiträge zur Kenntnis der liasischen Brachiopodenfauna von Südtirol und Venetien.“ Kiel, 1884.
21. Mariani E. „Su alcuni fossili del Monte Antelao nel Cadore.“ Rendiconti del R. Istituto Lombardo Serie II, Vol. XXXVIII, Milano, 1905.
22. Klebelsberg R., v. „Neuere geologische Untersuchungen, die Südtiroler Dolomiten betreffend“ (Sammelreferat). Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft, Bd. 4, Wien, 1911.
23. Klebelsberg R., „Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten.“ Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 79, Berlin, 1927.
24. Klebelsberg R., „Südtiroler Dolomiten.“ Sammlung geologischer Führer, Bd. 33, Gebr. Borntraeger, Berlin, 1928.
25. Berti Antonio. „Le Dolomiti Orientali.“ Fratelli Treves Editori, Milano, 1928.
26. Stache G. „Fanna der Bellerophonkalk Südtirols.“ Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Wien, 1877 und 1878.
27. Wittenburg P., v. „Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Süd-Tirols.“ Geol. Pal. Abhandlungen XII, 1908. — Weitere Publikationen von Wittenburg, die Werfener Schichten betreffend, sind: „Neue Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Werfener Schichten Süd-Tirols, mit besonderer Berücksichtigung der Schichten von Wladivostok.“ C. F. M. 1908. — „Einige neue Fossilien aus den Werfener Schichten.“ Neues Jahrbuch 1908, I.
28. Gordon M. M. Ogilvie. „Das Grödener, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten.“ Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Bd. 24, Hefte 1 und 2, Wien, 1927.
29. Horn M. „Über die ladinische Knollenkalkstufe der Südalpen.“ Schlesische Gesellschaft für vaterländische Kultur, Breslau, 1914.
30. Rüst, Dr. „Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen der Trias und der paläozoischen Schichten.“ Paläontographica, Bd. 38.
31. Cornelius H. P. und M. Cornelius-Furlani. „Zur Geologie der Tuffbildungen im Marmolatagebiet (Süd-Tirol).“ C. f. M. 1924.
32. Cornelius H. P. und M. Cornelius-Furlani. „Über die Tektonik der Marmolatagruppe (Süd-Tirol).“ Neues Jahrbuch, Abt. B. B. 56, 1926.
33. Penck W. „Der geologische Bau des Gebirges von Predazzo.“ Neues Jahrbuch, B. B. 32, 1911.
34. Salomon W. „Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata.“ Paläontographica, Bd. 42, 1895.
35. Kober L. „Das Dachsteinkalkgebirge zwischen Gader, Rienz und Boita.“ M. G. G. Wien, 1908.
36. Hummel K. „Das Problem des Fazieswechsels in der Mitteltrias der Südtiroler Dolomiten.“ Geologische Rundschau, Bd. XIX, Heft 3, 1928.



37. Furlan M. „Zur Tektonik der Sellagruppe.“ M. G. G. Wien, 1909, Bd. 2.
38. Gordon M. M. Ogilvie. „Die Überschiebung am Gipfel des Sellamassivs in Südtirol.“ Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, 1908.
39. Reithofer O. „Geologie der Sellagruppe“ (Südtiroler Dolomiten). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien, 1928.
40. Catullo O. „Mem. sopra le ruine accadute nel commune di Borca nel Cadorno.“ Belluno, 1814.
41. Marinello. „L'Antelao.“ Boll. C. A. I., 1878.
42. Steinmaun G. „Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung.“ Geologische Rundschau, Bd. XVI, Heft 6, 1925.
43. Dewey H. and J. S. Flett. „On some British Pillow-lavas and the rocks associated with them.“ Geol. Mag., V. 8, 1911, pag. 241—248.
44. Davis E. F. „The Radiolarian Cherts of the Franciscan Group.“ Bull. Dep. Geol., Univ. Cal., 11, 1918.
45. Lawson A. C. „The Geology of the San Francisco Peninsula.“ 15th Ann. Rept. U. S. Geol. Surv. 1893—1894, pp. 401—476, 1895.
46. Johnstone J. „Conditions of Life in the Sea.“ 1908, p. 237.
47. Carstens C. W. „Der Unterordovicische Vulkanhorizont in dem Trondhjemgebiet mit besonderer Berücksichtigung der in ihm auftretenden Kiesvorkommen.“ Norsk geologisk tidsskrift, Bd. VII, h. 3—4, 1922.
48. Russell U. S. Geol. Surv., 8th Ann. Rept., pt. 1, p. 287, 1886—1887.
49. Watson and Sandford. U. S. Geol. Surv., Water Supply Paper 319, p. 208, 1913.
50. Koher L. „Bau und Entstehung der Alpen.“ Berlin, Gebr. Borntraeger, 1923.



## Inhaltsverzeichnis.

	Seite
<b>Vorwort</b> . . . . .	147
<b>Einleitung</b> . . . . .	148
1. Kurzer Überblick über die geologische Erforschung des Gebietes . . . . .	148
2. Topographischer Überblick . . . . .	149
<b>A. Stratigraphie</b> . . . . .	155
<b>I. Perm, Bellerophonschichten</b> . . . . .	155
<b>II. Trias</b> . . . . .	157
1. Skytische Stufe (Werfenien) . . . . .	157
a) Seiser Schichten . . . . .	157
b) Campiller Schichten . . . . .	157
2. Anisische Stufe . . . . .	162
a) Richthofensesches Konglomerat . . . . .	162
b) Muschelkalk . . . . .	163
c) Mendoladolomit . . . . .	164
3. Ladinische Stufe . . . . .	165
a) Bnchensteiner Schichten . . . . .	166
b) Gruppe der Tuffe, Tuffsandsteine und Tuffkonglomerate . . . . .	169
b/1. Wengener Tuffe . . . . .	170
a) Ältere Eruptionen . . . . .	170
β Jüngere Eruptionen . . . . .	172
b/2. Cassianer Tuffe . . . . .	173
a) Tuffkonglomerate . . . . .	173
β Cassianer Tuffsandsteine . . . . .	174
c) Gruppe der Kalk- und Dolomitgesteine . . . . .	176
c/1. Riffazies . . . . .	176
a) Schlerndolomit . . . . .	176
β Cassianer Dolomit . . . . .	178
γ Marmolatakalk und Cipitkalk . . . . .	180
c/2. Cassianer Schichten . . . . .	181
4. Karnische Stufe . . . . .	183
Raibler Schichten . . . . .	183
5. Norische Stufe, Rät und Lias . . . . .	185
a) Dachsteinkalk . . . . .	186
b) Rät . . . . .	187
c) Lias . . . . .	188
<b>III. Quartär</b> . . . . .	189
1. Diluvium . . . . .	189
2. Alluvium . . . . .	193
<b>Verzeichnis der Fundstätten von Versteinerungen</b> . . . . .	195
<b>Kurzer Überblick der Sedimentationsbedingungen und der Faziesverteilung im Pelmogebiet während der Triaszeit</b> . . . . .	195

	Seite
<b>B. Tektonik</b> . . . . .	205
I. Cenera-Rochetta-Schubmasse . . . . .	207
II. Fernazza-Schubmasse . . . . .	211
III. Civetta-Schubmasse . . . . .	215
IV. Das basale Gebirge . . . . .	218
<b>C. Vererzung</b> . . . . .	223
<b>D. Bemerkungen zum Formenschatz und zur Ge-     schichte der Talbildung</b> . . . . .	224
Literaturverzeichnis . . . . .	225

## Erklärung zu Tafel VI

- Phot. 1. Gefaltete Buchensteiner Schichten.  
Straße Selva—Caprile.
- Phot. 2. Buchensteiner Schichten.  
Straße Selva—Caprile.
- Phot. 3. Buchensteiner Schichten. Kofferfalte.  
Straße Selva—Caprile.



Phot. 1.



Phot. 2.



Phot. 3.

## Erklärung zu Tafel VII

Phot. 4. Dolomitblock im Tuff.

Col dai Dof.

Vordergrund: Ältere Wengener Tuffe.

Hintergrund: Tuffagglomerat.

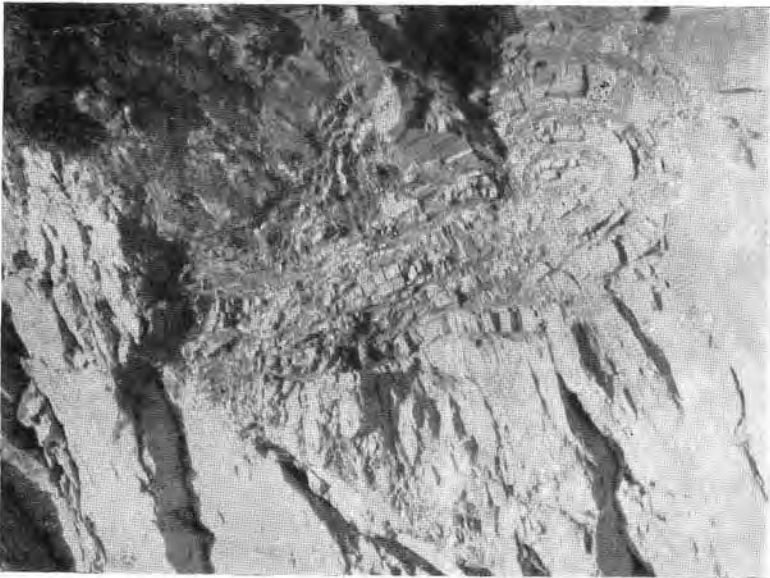
Phot. 5. Durcheinandergeknüttete, fremde Einlagerungen im Augitporphyrittuff.

Straße Selva—Caprile.

Die „Schlinge“ besteht aus Buchensteiner Schichten, die groberen Blöcke sind Marmolatakalk, Augitporphyrith und andere Gesteine.



Phot. 4.

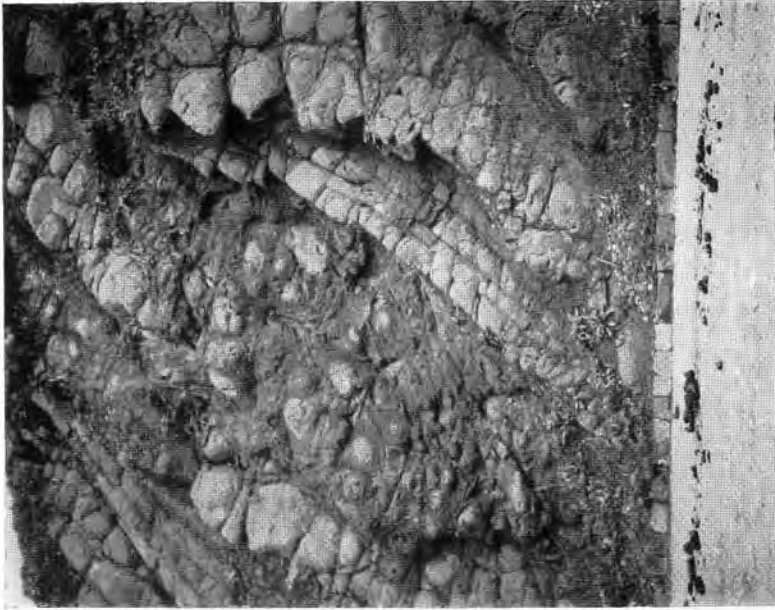


Phot. 5.



## Erklärung zu Tafel VIII

- Phot. 6. Kugelluffe bei Selva di Cadore in der Nähe der Kirche an der Straße nach Colle Santa Lucia.
- Phot. 7. Heteropische Grenze zwischen Cipitkalkblock und Tuff.  
Rechts oben Cipitkalk, links massiger Augitporphyrituff.  
Die Kluft in der Mitte ist ausgewittert aus dem grauen Übergangskalk („Grenzfazies“).
- Phot. 8. Derselbe Block aus einiger Entfernung.  
Col di Giaté, Val Zonia.



Phot. 6.



Phot. 7.



Phot. 8.

## Erklärung zu Tafel IX

- Phot. 9. Riffböschung des Cernerariffs hinter Col Maor.  
Das Bild wurde vom Piz del Corvo aus aufgenommen.  
Links Schlerndolomit, rechts Wengener Tuffe. Die Scharte rechts ist die Forcella di Gian.
- Phot. 10. Nördliche Riffböschung der Cerneragruppe.  
Links Augitporphyrituffe der Punta Zonia, rechts ungeschichteter Schlerndolomit.  
In der Mitte Val Zonia. Oberhalb der Scharte Col Piombino die Cassianer Dolomitplatte der Creppa di Formin.
- Phot. 11. Heteropische Grenze am Col Piombino.  
Links die dunklen Wengener Augitporphyrituffe; rechte Hälfte des Bildes Schlerndolomit der Cerneragruppe, hier mit schwach angedeuteter Schichtung. Im Hintergrund die Creppa di Formin (Cassianer Dolomit).  
Zwischen ihm und den dunklen Tuffen sieht man im Vordergrund noch einen hellen Streifen von Schlerndolomit.

WT = Wengener Tuffe  
SD = Schlerndolomit  
CD = Cassianer Dolomit

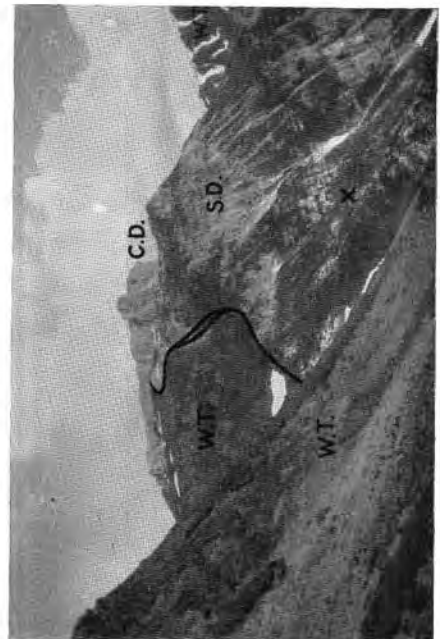
\* Von dieser Stelle wurde Phot. 13 genommen.



Phot. 9.



Phot. 10.



Phot. 11.

## Erklärung zu Tafel X

- Phot. 12. Auskeilende Kalkbank.  
Abrißstelle des Bergsturzes von Santa Fosea. Im Vordergrund Bergsturztrümmer.
- Phot. 13. Nordseite des Val Zonia bei der Punta di Zonia. Wir stehen auf Schlern-dolomit (Vordergrund rechts) des Cernerastocks, der mit flachem Winkel unter die Augitporphyrituffe einschließt. In der Mitte liegt ein kleiner Dolomitblock in diesen Tuffen; etwas höher aber eine viel größere Cipitkalkscholle, die sich auch noch weiter westlich fortsetzt. Der kleine Block könnte vielleicht vom Riff abgerollt sein, ist wenigstens wahrscheinlich nicht autochthon.
- Phot. 14. Konkordant in den Tuffen eingelagerter Dolomitkeil in Val Zonia. Die Lärchen im Vordergrund täuschen über die Größenverhältnisse. Wir befinden uns in der Nähe der Cernerariffböschung an der Nordseite des Val Zonia unter dem Col di Gialé.



Phot. 12.



Phot. 13.



Phot. 14.

## Erklärung zu Tafel XI

Phot. 15. **Monte Pelmo aus dem Oberen Zoldo.**

Deutlich heben sich die glatten, dickbankigen, prallen Wände der Liaskalke morphologisch von dem rauhen, dünngeschichteten Dachsteinkalk ab. Ein gefärbtes Bild würde die Gegensätze noch akzentuieren.

In der Mitte des Bildes am Fuß des Monte Pelmo Raibler Schichten, Cassianer Dolomit, rechts im Vordergrund Cassianer Tuffsandsteine und Tuffkonglomerate.

Phot. 16*a*. Oberrand der großen Mur, die Zanol bedroht.



Phot. 15.



Phot. 16 a.



## Erklärung zu Tafel XII

Phot. 16*b*. Sich öffnende neue „Randklüft“ der großen Mur oberhalb Zanol bei Selva di Cadore.

Diese Stelle liegt bedeutend höher als der oberste RiB von Abb. 16*a*.

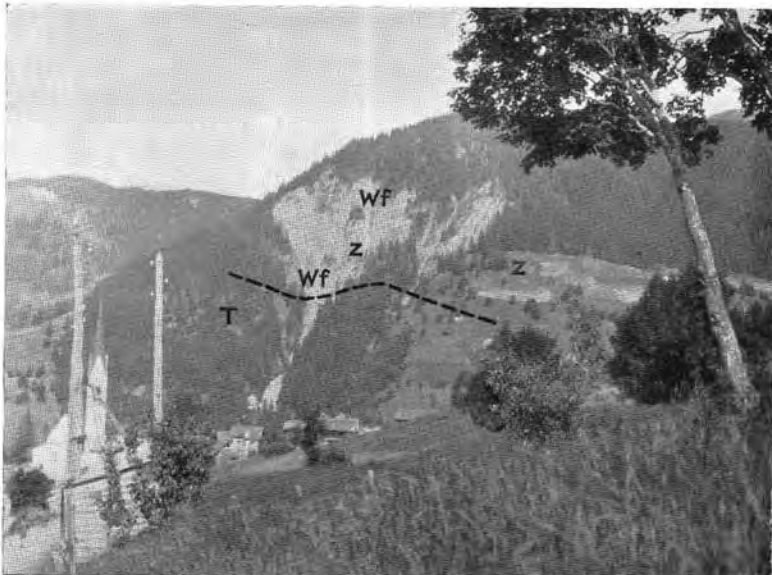
Phot. 17. Ausbiß der Antelaolinie bei Selva di Cadore.

Die schwarzen, fast saiger stehenden Tuffe und Tuffsandsteine (*T*) sind von hellen, ziemlich flachliegenden Werfener (*Wf*) und Bellerophon (*Z*) Schichten überschoben.

Am Gipfel links oben liegt ein Cipitkalkkeil (hell) inmitten der Tuffe.



Phot. 16b.



Phot. 17.

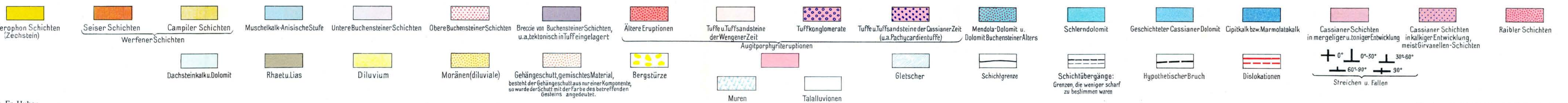
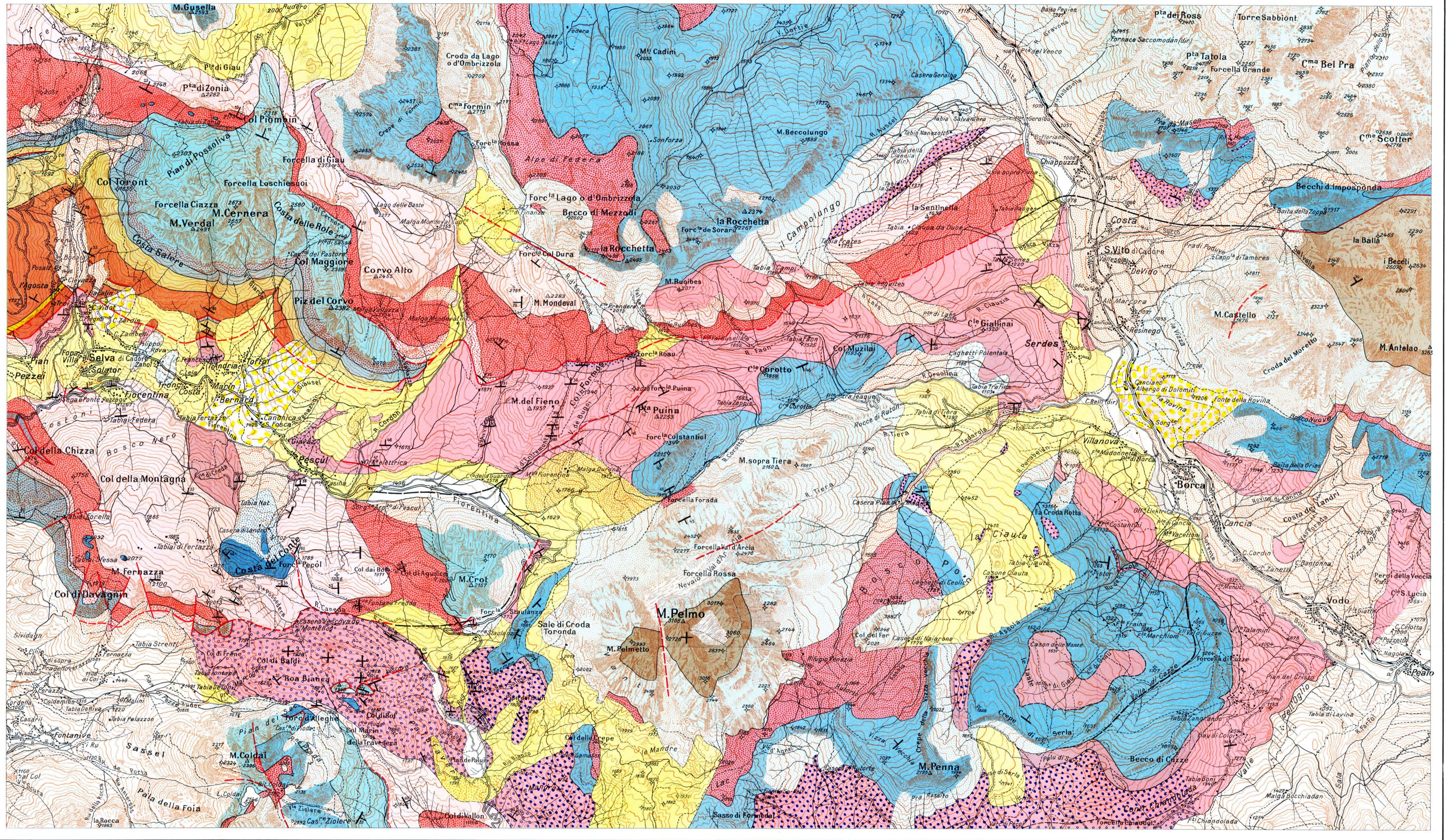
# Geologische Karte des Pelmo-Gebietes.

Aufgenommen von L. van Houten 1928 - 1929.

1:25.000.

L. van Houten: Pelmo-Gebiet.

Tafel XIII.



Gezeichnet: Fr. Huber.

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 80. Band, 1930.

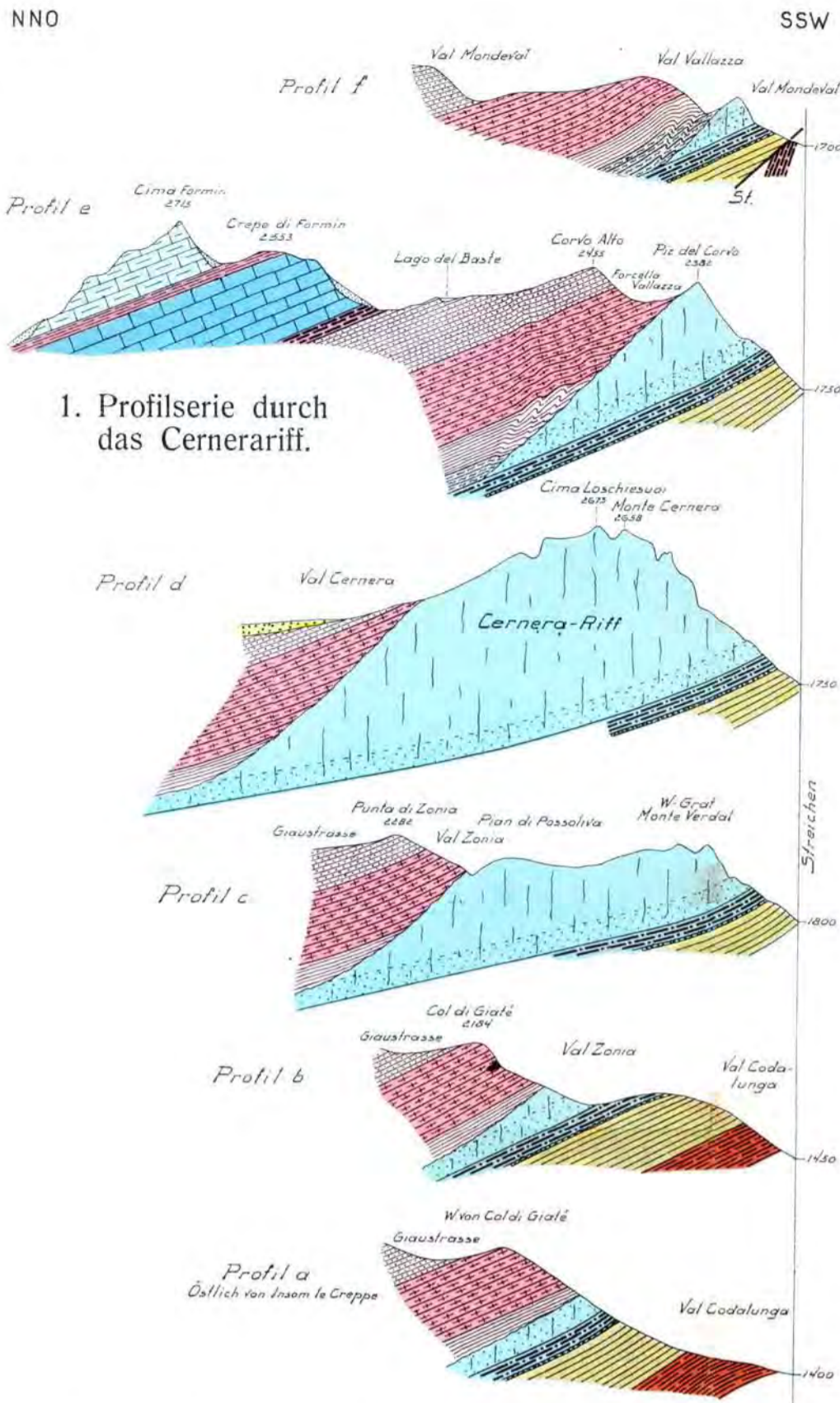
Kartogr. Anstalt G. Freytag & Berndt A. G., Wien.

## Druckfehler in der Karte des Pelmo-Gebietes.

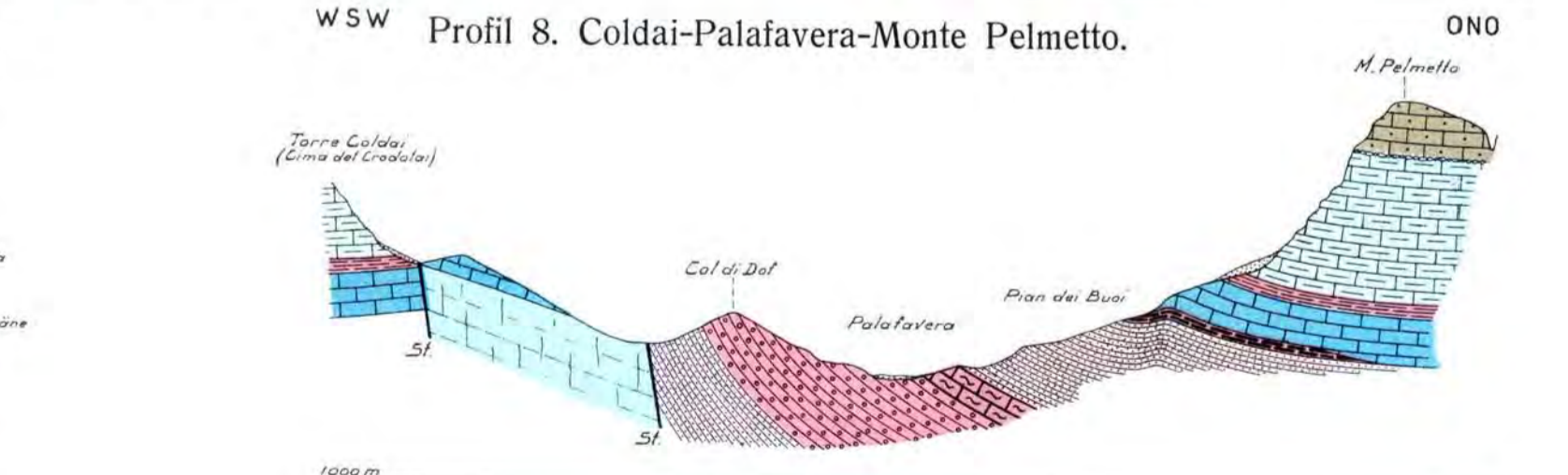
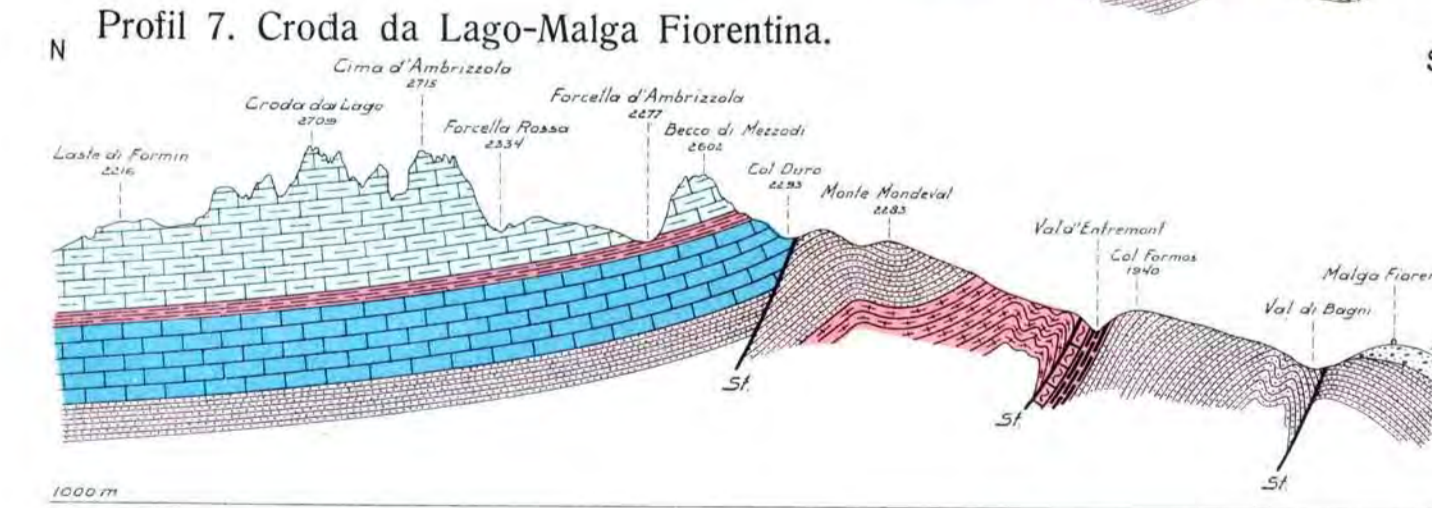
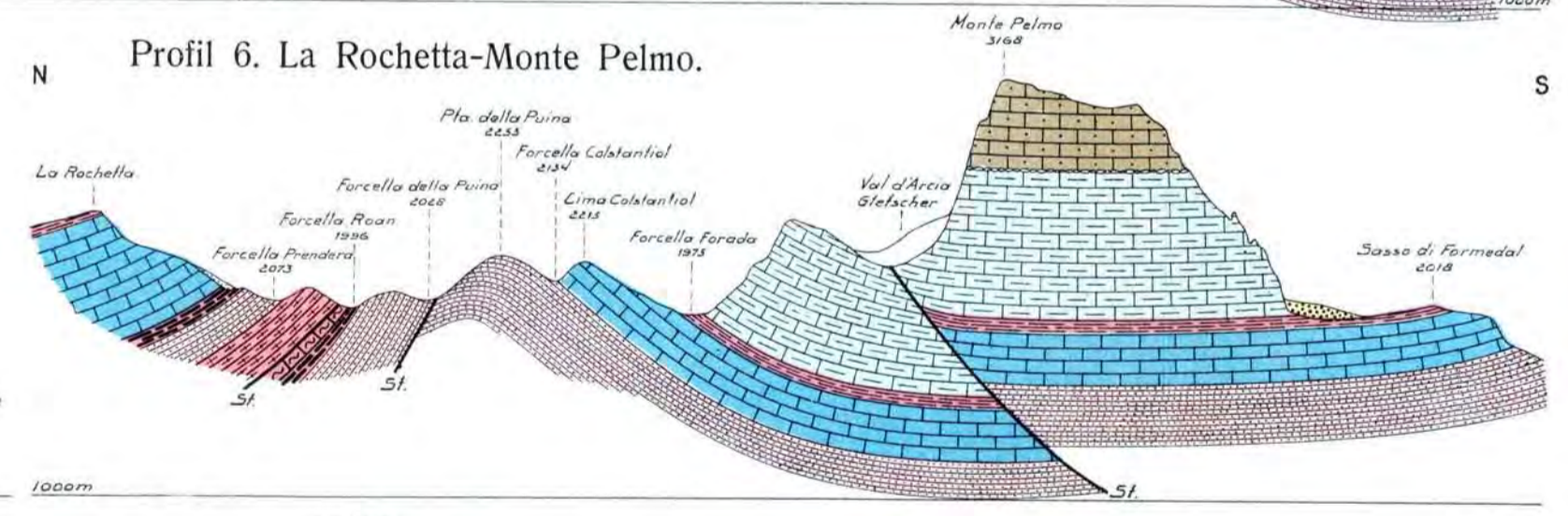
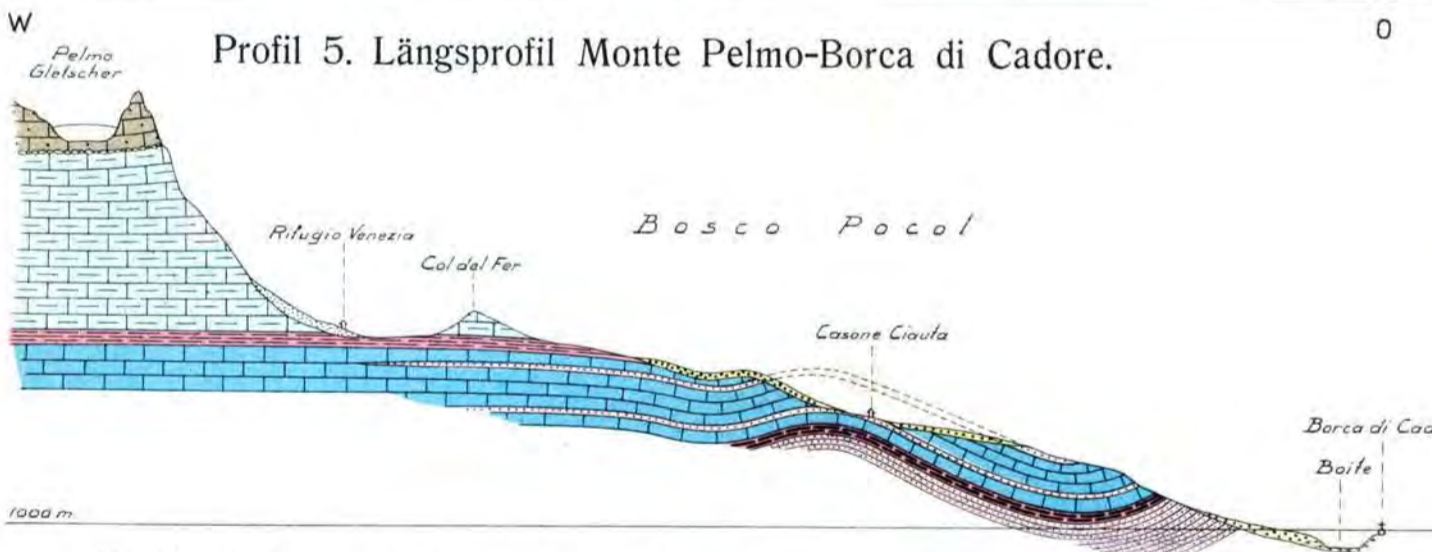
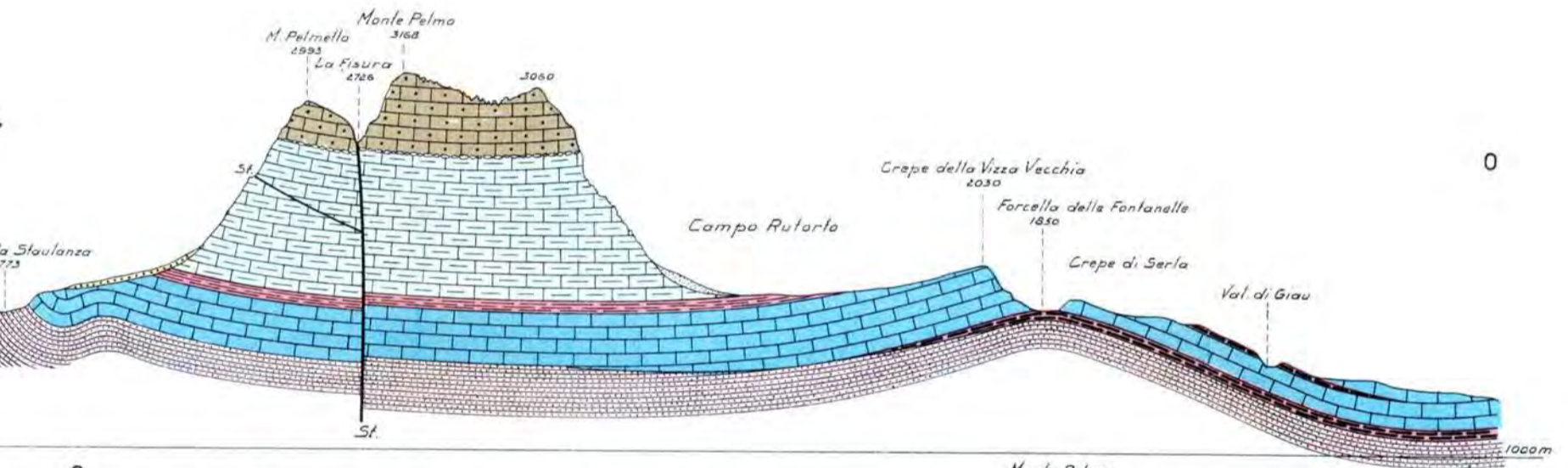
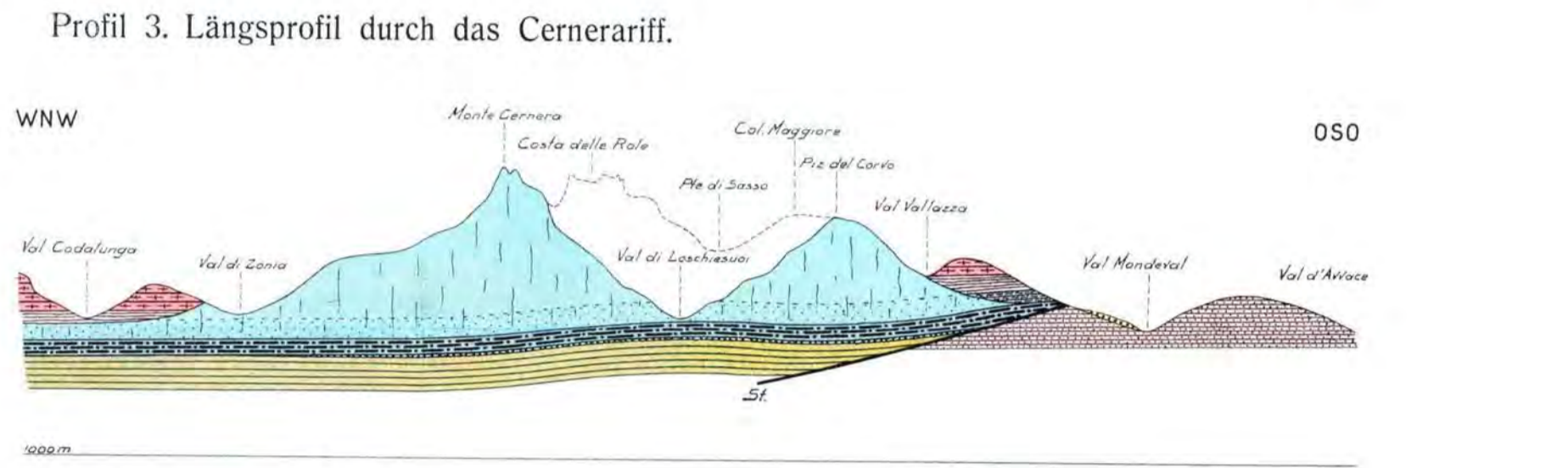
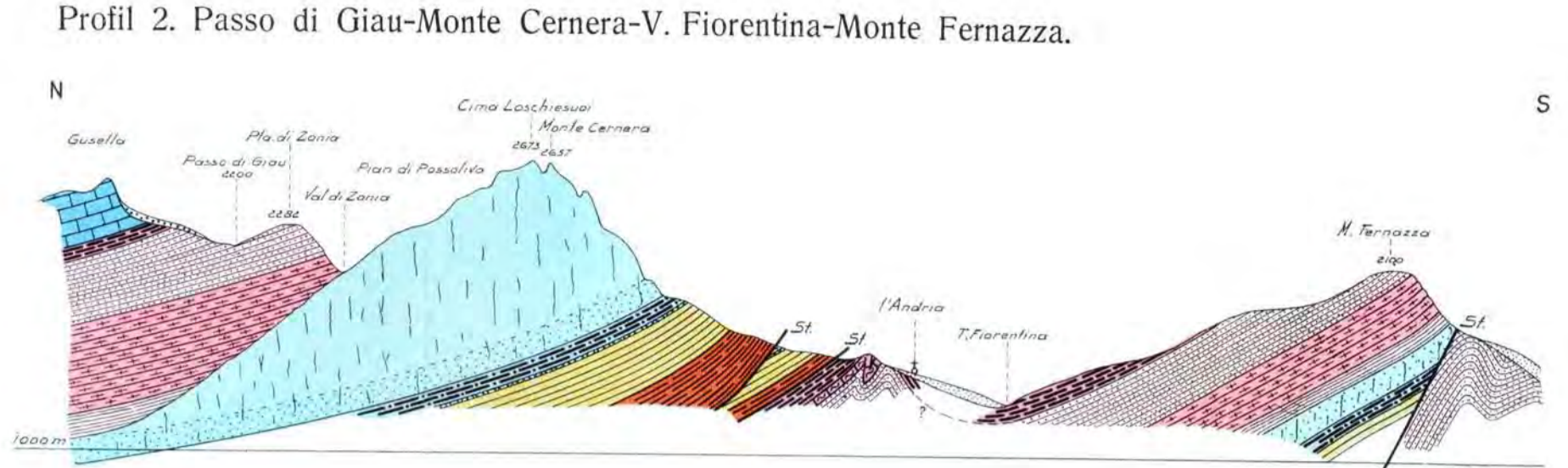
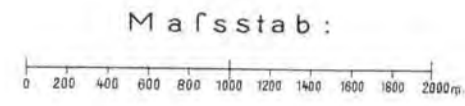
Pto di Giau . . . . .	soll	lauten		Passo di Giau
Tabiai Forella . . . . .	"		"	Tabiai Forcella
Col dai Bof . . . . .	"		"	Col dai Dof
Col di Agusicei . . . . .	"		"	Col d'Agusciel
Col di Bof . . . . .	"		"	Col di Dof
Col Dura . . . . .	"		"	Col Duro
Forcella Roau . . . . .	"		"	Forcella Roan
Tabia Zappie . . . . .	"		"	Tabia Zoppie
Pte tra leaque . . . . .	"		"	Ponte tra le acque
V. de Bugoi . . . . .	"		"	Val de Bagni
R. Canedo . . . . .	"		"	R. Caneda
Rue Piada . . . . .	"		"	Rue Pioda
Laghetti di Ceolic . . . . .	"		"	Laghetti di Ceolie
Ru de Rossola . . . . .	"		"	Ru de Rassola
Val di Guzze . . . . .	"		"	Val di Cuzze
Valle di Cazze . . . . .	"		"	Val di Cuzze
Fte Marchiom . . . . .	"		"	Fle Marchioni
Torre Sabiont . . . . .	"		"	Torre Sabioni
Pta Tatola . . . . .	"		"	Pta Taiola

Südlich von Punta di Zonia ist bei Tabia di Zonia ein schmaler Streifen von älteren Wengener Tuffen falsch gefärbt.

An der Südseite des Monte Crot sind bei Casera Staulanza die älteren Wengener Tuffe irrtümlich noch südlich der großen Überschiebung eingetragen.



# Profile zur Geologischen Karte des Pelmo-Gebietes.



## ZEICHENERKLÄRUNG

Seiser Schichten	} Werfener Schichten	Knollenkalk d. Unt. Buchensteiner Schichten	Cipitkalk	Cipitkalkblöcke	Rhaetkonglomerat
Gampiller Schichten		Plattenkalk und Pietra Verde der Oberen Buchensteiner Schichten	Cassianer Schichten, Mergelfazies	Cassianer Schichten, Girvanellafazies	Lias
Richthofensches Konglomerat		Schlerndolomit	Ältere Tuffe	Cassianer Dolomit	Diluvium
Muschelkalk		Jüngere Tuffe und Tuffsandsteine (Wengener und Cassianer Tuffe)	Raibler Schichten	Dachsteinkalk	Alluvium, Gehängeschutt
Mendoladolomit					Störungslinien

# Zur Tektonik und Lagerstättengenesi des steirischen Erzberges.

Von **K. A. Redlich** und **K. Preclik** (Prag).

(Mit 8 Textfiguren.)

Das Problem der Tektonik des steirischen Erzberges ist eng mit gewissen stratigraphischen Fragen verknüpft, die neuerdings durch die Arbeiten Spenglers, Kerns und Hiessleitners aktuell wurden.

Redlich hatte in früheren Arbeiten für die silurisch-devonischen Gesteine des betreffenden Teiles der alpinen Grauwackenzone die stratigraphische Reihe: Porphyroid — Tonschiefer, Kieselschiefer, Sandsteine — Erz führender Kalk aufgestellt und auf dem Erzberge eine Überschiebung der Erzkalkmasse auf den Porphyroid angenommen, von der Beobachtung ausgehend, daß die Schiefer zwischen Porphyroid und Kalk hier im Gegensatz zur weiteren Umgebung nur in stark reduzierter Mächtigkeit auftreten. Demgegenüber kehrten Spengler und mit ihm Hiessleitner zur älteren Schouppeschen Auffassung zurück, welche den silurischen Tonschiefer-Kieselschieferkomplex der Hauptsache nach unter den Porphyroid verlegt, und ordneten die spärlichen Schieferfetzen an der unmittelbaren Basis des Erzkalkes einer jüngeren, wenig mächtigen Schieferserie zu, wodurch eine bedeutende Vereinfachung der geologischen Profile erzielt wurde.

Vorliegende Arbeit, welche der geänderten stratigraphischen Auffassung Rechnung trägt, sucht zunächst die Frage zu beantworten, ob auch bei Annahme der Schouppe-Spenglerschen Stratigraphie die von Redlich behauptete Überschiebung des Erz führenden Kalkes auf den Porphyroid zu Recht besteht. Spengler hatte sich diesbezüglich der Redlichschen Ansicht angeschlossen (L. 19, S. 134), während Kern, Hiessleitner und neuerdings auch Petrascheck (L. 9, S. 4) sie ablehnen. Weiters soll untersucht werden, ob die durch ein Schieferband (Zwischenschiefer) in zwei Abteilungen gegliederte Erzkalkmasse eine einheitliche, nur durch vorübergehende sandig-schieferige Sedimentation unterbrochene Kalkserie vorstellt, die noch vor Ablagerung der Werfener Schiefer muldenartig verhogen wurde, wie dies in neuester Zeit Kern und Hiessleitner annehmen, oder ob, entsprechend der Redlichschen Deutung, der sich auch Spengler anschließt, zwei Kalkpakete durch einen vorwiegend tangentialen Bewegungsvorgang schuppenartig übereinandergeschoben wurden, wobei Schiefer der Kalkunterlage tektonisch zwischen die beiden Kalkschuppen gezwängt wurden. Die Beantwortung der letzteren Frage hat nicht bloß für das engere Erzberggebiet, sondern auch für die weitere Umgebung Bedeutung, wo Schiefer und Kalke in mehrfacher Wechsellagerung auftreten, eine

Erscheinung, welche von Hiessleitner (im Gegensatz zu Spengler) nicht als tektonisch, sondern als primär angesprochen wurde.

Im folgenden wird versucht, der Lösung dieser Probleme nicht wie bisher bloß durch feldgeologische, sondern auch durch petrographische Untersuchungen näherzukommen. Vor allem soll der Herkunft der sedimentierten Materialien und den Bewegungsspuren im Gefüge der Gesteine Beachtung geschenkt und die Frage beantwortet werden, ob die inneren Deformationen der Gesteine durch einfache Biegungs- und Bruchphänomene erklärt werden können oder ob sie die Annahme größerer tangentialer Verfrachtungen notwendig machen. Die diesbezüglichen Untersuchungen können sich unter anderem auf die von F. Angel (L. 2) geleisteten Vorarbeiten stützen.

In seinen beiden letzten Kapiteln wird sich vorliegender Aufsatz mit der Frage der vor- und nachtriadischen Tektonik und mit den in letzter Zeit geäußerten, mehr der Sedimentationstheorie zuneigenden Ansichten über die Entstehung der Eisenspatlagerstätte auseinandersetzen.

## 1. Die Auflagerung des Erzkalkkomplexes auf dem Porphyroiduntergrund.

Die Unterlage der Erz führenden Kalke bilden Porphyroide (Metaquarzkeratophyre), über die ausführliche Untersuchungen von Angel vorliegen (L. 1 und 2), welchen nur wenig Neues zuzufügen wäre.<sup>1)</sup> Die Gesteine lassen meist eine primäre Fluidalstruktur erkennen, die von einer mehr oder minder starken, gleichsinnig verlaufenden tektonischen Durchbewegung gefolgt wird. Letztere kann in extremen Fällen, welche vom Erzberge selbst allerdings nicht bekannt sind, die Ergußgesteine in Serizitschiefer umwandeln, deren eruptive Natur kaum mehr erkennbar ist.

Zwischen den Porphyroid und die Erz führenden Kalke schalten sich lokal sandig-schieferige Gesteine mannigfacher Art, die aber sehr unregelmäßig verteilt und meist nur auf kurze Strecken streichend verfolgbar sind. Die Kalke selbst beginnen im allgemeinen mit unreinen, klastischen Detritus führenden Kalkschiefern. Der petrographischen Untersuchung dieser Übergangsschichten wurde besonderes Augenmerk zugewendet.

<sup>1)</sup> In der Grundmasse einer Porphyroidprobe von der Straße Berghaus—Platte (Rückseite des Erzberges) wurde ein halbkugeliges, radialstrahliges Gebilde beobachtet, das bei analoger Zusammensetzung serizitreicher ist als die Grundmasse. Es handelt sich wohl um einen ehemaligen Sphärolithen. — Mehrere Schiffe von Erzbergporphyroiden führen längliche, mit der Längserstreckung parallel zur Fließrichtung angeordnete serizitreiche Einschlüsse, welche quer oder schräg zu letzterer durch Bänder von opakem Erz, gelegentlich auch von Chlorit unterteilt werden. Die Bänder gehen zuweilen nicht durch die ganze Breite des Einschlusses, sondern lassen in der Mitte einen schmalen erzfreien Kern frei. Sie sind meist gebogen oder durch Gleitflächen, welche parallel zur Fließrichtung verlaufen, staffelförmig zerlegt. Die Einschlüsse können weder als Pseudomorphosen eines resorbierten Minerals (etwa Biotit oder Hornblende) noch als Einschlüsse fremder, etwa tonschieferartiger Gesteinsbrocken gedeutet werden. Vermutlich handelt es sich um Partien der Grundmasse, die infolge orientierender Einflüsse in eigenartiger Weise erstarrt sind. Wo sich die durch Erzschnüre gebildeten Stengel um einen langgestreckten einschlußfreien Kern anordnen, ist wohl der Vergleich mit Axolithen am Platze.

An der Straße Berghaus—Platte folgen auf der Rückseite (Ostseite) des Erzberges über den normalen Porphyroiden zunächst Porphyroide von tuffigem Charakter. Ihr makroskopisches Aussehen ähnelt dem eines serizitreichen grüngelben Sandsteines. Unter dem Mikroskop ist das Gestein ganz wesentlich reicher an Einsprenglingen als ein Porphyroid. Neben typischen korrodierten Quarzen finden sich recht reichlich Einsprenglinge von Albit, seltener von Mikroklin, ferner gebleichte Biotitreste. Diese Gemengteile liegen z. T. in einer quarz-serizitischen Grundmasse, die selbst wieder in rundliche Brocken bis eckige Scherben zerlegt ist, welche nebst den nicht in Grundmassbruchstücken eingeschlossenen Einsprenglingen durch ein ähnlich zusammengesetztes, serizit- und quarzreiches Gewebe zusammengehalten werden. Eine Abrollung der Trümmer durch Transport in bewegtem Wasser ist nicht nachweisbar, für die Annahme einer tektonischen Zerlegung fehlen gleichfalls Anhaltspunkte. Am wahrscheinlichsten ist ein tuffiges Zersprätzen des Porphyroids, wobei die Einsprenglinge, vermutlich unter Beimischung sedimentären Materials, angereichert wurden.

Eine Beimischung sedimentären Materials ist schon aus dem Grunde anzunehmen, weil die Tuffe nach oben hin ohne wesentliche Änderung ihres äußerlichen Aussehens in sichere Sedimente übergehen. Zunächst folgen Arkosen, in denen das einsprenglingartige Material noch stärker gegenüber der „Grundmasse“ hervortritt. Ganz auffallend ist der Reichtum an frischem Feldspat, namentlich an gegittertem Mikroklinperthit, der in den Porphyroiden ein relativ seltener Gemengteil ist. Die Quarze lassen ihre Herkunft aus Porphyroiden z. T. noch deutlich erkennen, z. T. aber sind sie gerundet oder scherbenförmig, von unbekannter Provenienz. Die groben Quarz- und Feldspatkörner liegen in einem feinen Basalzement, welches aus Serizit, Quarz und Kalzit besteht und ab und zu gebleichte Biotitfädelchen enthält. Sie sind mechanisch ziemlich arg hergenommen, gestreckt, zerdrückt und zerrissen, doch läßt sich der ehemalige Zusammenhang der einzelnen Trümmer meist noch sicher erkennen. In die klaffenden Fugen zwischen den Trümmern dringt Kalzit ein, der trotz seiner geringen Korngröße ziemlich kräftige Kataklaste aufweist. Akzessorisch treten in der Grundmasse Körnchen, bzw. Säulchen von Magnetit, Zirkon, Apatit und Turmalin auf. Scharfgeschmittenen Pyritkriställchen sind von Kränzen faserigen Quarzes umgeben.

Tritt der Feldspatanteil der Arkosen zurück, dann resultieren Sandsteine, die zuweilen limonitisch imprägnierte Steinmarkmassen (Angel, L. 2, S. 81) als Reste umgewandelter Feldspate enthalten. Bei einzelnen Quarzkörnern ist ihre Abstammung von Porphyroideinsprenglingen noch erkennbar, meist entbehren sie aber der charakteristischen Umgrenzung. Auch hier enthält das serizitisch-quarzige Basalzement größere oder geringere Mengen von Kalzit in meist gleichmäßiger Verteilung.

Zusammenfassend haben wir hier eine Schichtenfolge vor uns, die von tuffig zersprätzten Porphyroiden über Arkosen zu Sandsteinen führt, welche wenigstens z. T. aus umgeschwemmtem Porphyroidmaterial



bestehen. Dieses wichtige Erkenntnis auf rein makroskopischem Wege gewonnen zu haben, ist das Verdienst A. Kerns. Bei der Sedimentierung wird der Porphyroidquarz gegenüber den Bestandteilen der Grundmasse angereichert. Der Reichtum an Mikroklin-, bzw. Feldspateinsprenglingen überhaupt ist auffallend, da die benachbarten Porphyroide diese Gemengteile im allgemeinen nicht oder doch nur in geringer Menge führen.<sup>1)</sup> Auch die Quarze können nicht durchwegs dem Porphyroid entstammen, denn auf dem benachbarten Polster findet man in gleicher geologischer Position Quarzbreccien, bzw. Konglomerate, deren Trümmer eine Größe erreichen, welche die der Porphyroidquarze um ein Vielfaches übertrifft. Zweifellos stammt ein Teil dieses Materials aus umgearbeiteten Quarzgesteinen des Porphyroidliegenden. In dieser Vermutung bestärkt uns das gelegentliche Auftreten von rötlichbraunem Kieselschiefertrümmern in den Sandsteinen. Wir hätten daher zwischen den Tonschiefern, Quarziten und Kieselschiefern im Liegenden des Porphyroids und jenen im Hangenden desselben eine Diskordanz anzunehmen.<sup>2)</sup>

Was den Kalzitgehalt des Basalzementes anbelangt, so wurden keine Anhaltspunkte gefunden, die für ein sekundäres Einwandern des Karbonates (abgesehen von kleineren Verschiebungen) sprechen. Wahrscheinlich ist er mitsedimentiert, so daß also gewissermaßen ein Übergang der sandig-schiefrigen in die kalkige Fazies des Hangenden stattfindet.

Die Durchbewegung der besprochenen Gesteine ist deutlich, aber nicht sonderlich stark. Bei den später zu besprechenden Kalkschiefern im Hangenden ist sie jedenfalls viel ausgiebiger. Die Bewegung scheint hier also im wesentlichen nicht an der Porphyroid-Sedimentgrenze, sondern höher oben in den Kalkschiefern vor sich gegangen zu sein.

Ähnliche psammitische Sedimente wie auf der Ostseite wurden auch entlang der Südost- und Südumrahmung des Erzkalkkomplexes (z. B. auf der Kogel-Etage) mehrfach zwischen Porphyroid und Kalk angetroffen. Sie sind hier gewöhnlich wesentlich stärker durchbewegt, was sich in stark gefalteten und gequälten Serizitfasern (als Gleitflächenbelägen) äußert. Bald ist das Zement nur schwach mit Kalkspat durchwo: en, bald, namentlich in Hangenden, bildet Kalzit neben Serizit und Quarz die Hauptmasse. Oft stellt sich limonitisierter Siderit in klexartigen Anhäufungen zahlreicher kleiner Rhomboederchen ein. Die klastischen Quarze reichern sich partienweise derart an, daß sie nach erfolgter Umkristallisation ein mittelkörniges,  $\pm$  granoblastisches Quarzgewebe ergeben, wie man es in Quarziten zu sehen gewohnt ist. Für wesentliche Umkristallisation unter Verwischung primärer sedimentärer Strukturen spricht u. a. die Erscheinung, daß die großen Quarzkörner, ähnlich korrodierten Porphyroideinsprenglingen, vom Kalzit des Basalzementes angenagt werden.

<sup>1)</sup> Über einen kalifeldspatreichen Porphyroid siehe H. P. Cornelius in Spengler (L. 19, S. 141).

<sup>2)</sup> Eine schwache Transgressionsdiskordanz zwischen den Erzbergsedimenten und den Porphyroiden gibt schon Kern (S. 25) an.

Auch an der Westgrenze der Erzkalkmasse (im wesentlichen also im sogenannten Zirkus) fehlen sandig-schieferige Zwischenschichten keineswegs, wie Kern (S. 25) angibt. Es fällt auf, daß hier im allgemeinen nicht relativ grobkörnige Gesteine,<sup>1)</sup> sondern feingeschlammte serizitische Schiefer neben Kieselschiefern vorherrschen. Diese sind z. T. durch Bitumen bzw. Graphit grau bis schwärzlich, sonst gewöhnlich licht ölgrün gefärbt.<sup>2)</sup> Hiedurch ist bewiesen, daß die Erzformation nicht unmittelbar auf einem „vergrusten Porphyroiduntergrund“ (Kern S. 25) abgelagert wurde, aus dem die feinen Grundmassebestandteile herausgeschlämmt und so die Quarzeinsprenglinge angereichert wurden, sondern daß sich auch tonige Schichten zwischenlagern, wobei eigentliche Transgressionsbildungen (Konglomerate, Breccien) heute vielfach fehlen. Hinsichtlich der Verbreitung dieser Zwischenschichten herrscht keine Regel. Meist sind es nur wenig mächtige Fetzen von geringer Flächenbeständigkeit, die überdies arg gequält, gestaucht und zerwalzt sind. Alles das deutet darauf hin, daß die ursprüngliche Sedimentfolge durch tangentialen Bewegungen weitgehend aufgearbeitet und zerstört wurde, wobei zu bemerken ist, daß diese Bewegungen im allgemeinen in der Richtung der Schichtflächen erfolgten. So erklärt es sich, daß einerseits die ursprüngliche Aufeinanderfolge der Schichten gestört wurde, daß wir aber andererseits in den Basisschichten das Material des Porphyroiduntergrundes in umgearbeiteter Form wieder finden. Die Redlichsche Auffassung des Erzkalkkomplexes als Schubmasse besteht also, wenn auch in modifizierter Form, zurecht.

Wichtige Anzeichen für lebhaftere tektonische Bewegungen in der Nähe der Porphyroid-Sedimentgrenze liefern, wie bereits erwähnt, auch die sogenannten Kalkschiefer (Ankerit-, Dolomitschiefer, Schiefererze) an der Basis der Erzkalkserie, die über den sandig-tonigen Schichten lagern. Sie sind z. T. zweifellos durch Verschieferung massiger Kalke entstanden. In der Nähe der Kogel-Etage z. B. sieht man alle Übergänge der massigen rötlichen Saubergerkalke in ähnlich gefärbte Kalkschiefer. Daß es sich dabei um tektonische Verschieferungsprodukte und nicht um ursprünglich dünnplattige Kalke handelt, beweist das gestreckt linsenförmige Konvergieren und Divergieren der Ablösungsflächen, welche das gleiche Bild bieten, das man an stark durchbewegten kristallinen Schiefen zu sehen gewohnt ist.

Kalkschiefer mit starken Serizithelägen auf den Schichtflächen wurden von Kern (S. 25) als Zeugen rhythmischer Sedimentation, also als vielfache Wechsellagerung karbonatischer Präzipitate und terrigener feinstkörniger Einschwemmungen von Porphyroiddetritus angesprochen. Die nähere Untersuchung zeigt, daß die Verhältnisse durchaus nicht so einfach liegen. Zunächst hätte man zu unterscheiden zwischen Kalk- und Dolomitschiefern einerseits und Ankerit- bzw. Sideritschiefern (Schiefererze z. T., Erze mit „Jahresschnüren“) andererseits. Bei ersteren wäre eine unmittelbare Sedimentation denkbar, bei letzteren

1) Über vererzte Sandsteine und Quarzite vgl. Seite 238.

2) Petrographische Beschreibung siehe Seite 241.

ist der Absatz von Eisenoxydulkarbonat nur unter bestimmten Bedingungen vorstellbar. Angel (L. 2, S. 91) faßt die „Erze mit Jahreschnüren“ als aufgeblätterte Schiefer auf, die sekundär von Erz erfüllt (gleichsam injiziert) wurden; den einzigen Schieferkalk, den er (S. 92) beschreibt, ein durch dünne Sideritbänder mit durchschimmernden Serizitlagen zerteiltes Gestein, spricht er für einen tektonisch zerschieferter und nachträglich durch Siderit ausgeheilten Kalk an, dessen Serizitgehalt von der Erzlösung aus durchstiegenen Porphyroid- und Serizitschieferschichten mechanisch mitgenommen wurde.

Es ist klar, daß diese Erklärung der Serizitbeläge, auch wenn sie im vorliegenden Falle zutrifft, nicht auf alle Schieferkalke verallgemeinert werden kann, zumal diese ja im allgemeinen jüngerer Sideritkluftfüllungen entbehren, welche als Bringer der Serizitsubstanz in Betracht kämen. Wichtige Aufschlüsse zur Beurteilung der Entstehungsfrage dieser Gesteine lieferte ein eisenschüssiger Dolomitschiefer vom Nordwestrande des Zirkus (Etagé III). Dieser zeigt sehr feinkörnige granoblastische Dolomitlagen, welche abwechselnd anschwellen und wieder auskeilen. Ihre Dicke schwankt zwischen einigen Millimetern und 0.25 mm. Dem Dolomitgewebe, das übrigens ziemlich quarzfrei ist, sind pigmentfreie Serizitschüppchen wirr eingestreut. Entlang der Begrenzung der langgezogenen Dolomitlinsen reichert sich der Serizit an und bildet faserartige, häufig unterbrochene Glimmerbeläge, in denen das ehemalige organische Pigment des Gesteins als Graphit gespeichert ist. Die Serizithäute erscheinen nur makroskopisch ebenflächig. Unter dem Mikroskop sind sie fein zerknüllt, gestaucht und gefältelt. Ihre Grenze gegen den Dolomit verläuft nicht scharf, sondern allmählich; die Glimmerlagen verschwimmen gleichsam in der Karbonatmasse.

In der Richtung der Schieferung dringt jüngerer grobspätiger, eisenhaltiger Kalzit ein. Er legt sich bald zwischen die Dolomitlamellen und ihre Glimmerbeläge, bald ist er beiderseits vom gleichen Medium umgeben. Diese Kalzitlagergänge, deren Begrenzung gegen den Dolomit unscharf verläuft und die sich durch Glimmerfreiheit auszeichnen, sind die Träger des Quarzgehaltes. Der undulöse Quarz tritt in Form locker eingestreuter, rundlicher oder zerlappter, meist isometrischer Körner auf. Noch jüngere Gänge von weißem Kalzit verqueren senkrecht oder unter spitzem Winkel die Schieferung. Sie lassen im Gegensatz zu den älteren keine mechanische Beanspruchung erkennen.

Wir haben hier einen Dolomit vor uns, der durch scherende Beanspruchung in Lamellen zerlegt wurde, hiebei unter Verwischung sedimentärer Strukturen umkristallisierte, wobei das Bitumen als Graphit, ein Großteil der Tonerde, Kieselsäure und der Alkalien als Serizit an den Gleitflächen ausgeschieden wurde. Im wesentlichen handelt es sich also um eine Entmischungserscheinung.<sup>1)</sup> Die ausgeschiedenen Glimmerhäute wurden beim Gleiten zerrissen, angeschoppt und zerknüllt. Im Verlaufe einer zweiten Durchbewegungsphase, zumindest in einem späteren Stadium der ersten, dringt Kalzit in die neu geöffneten Gleit-

<sup>1)</sup> Zu einem ähnlichen Ergebnis kommt Heritsch (nach Hiessleitner, S. 212) für die Tonflaserkalke des Reichensteins.

bahnen ein, die gleichsinnig mit dem älteren *s* (Sander) verlaufen. Er ist frei von Serizit, bringt aber Quarz mit. Während der jüngsten Bruchtektonik setzt abermals ein Nachschub von Kalzit ein, der die gebildeten Klüfte verheilt.

Ähnliche Beobachtungen konnten an sämtlichen Kalkschiefern gemacht werden, die aus den Basisschichten der Erzformation im Zirkus stammen. Bisweilen enthält auch das primäre Karbonat Quarz. Stets weisen die ausgeschiedenen Serizitfasern, gelegentlich auch die Quarze (Blätterquarze) Spuren schärfster schichtenparalleler Durchbewegung auf. Wie immer man auch den Wechsel von Karbonat- und Glimmerbändern deuten mag, von einer ruhigen Aufeinanderfolge rhythmisch sedimentierter Schichten, von der Kern spricht, kann keine Rede sein. Die dem geübten Auge schon makroskopisch erkennbare Zerwalzung und Zerschieferung zeigt sich unter dem Mikroskop mit derartiger Deutlichkeit, daß sie nicht übersehen werden kann. So sprechen alle Beobachtungen, die petrographischen sowohl als auch die feldgeologischen, dafür, daß die Grenzzone des Porphyroids gegen den Erzkalkkörper ein Bewegungshorizont ist, an dem Teilbewegungen stattfanden, deren Summe das Ausmaß weit überschreitet, das bei einer einfachen muldenförmigen Verbiegung der Gesteinsserie zu erwarten wäre.

Es erübrigt nun noch die Schiefererze zu besprechen, soweit sie von der Erzbergbasis stammen und ein dem Kalkschiefer ähnliches Aussehen haben. Angel (L. 2, S. 85 ff.) unterscheidet Schiefererze mit Porphyroidmaterial und solche mit Tonschiefermaterial. Er faßt letztere als aufgeblätterte Tonschiefer auf, in deren klaffende Schichtenfugen Erzlösungen eindrangen.<sup>1)</sup> Nach unseren Beobachtungen sind die meist graphitisch bestäubten Serizitschmitze, welche die einzelnen Sideritlamellen begrenzen, ähnlich wie bei den Kalkschiefern, stets gestaucht und zerknittert, während das Erz selbst Deformationen nur selten und meist in geringem Maße aufweist. Der Tektonitcharakter dieser Gesteine steht somit außer Frage, wahrscheinlich ist auch, daß die Erzlösungen während oder unmittelbar nach der Durchbewegung eindrangen. Ob es reine Schiefer waren, die vom Erz injiziert wurden, oder kalkige Schiefer, ähnlich den besprochenen, die metasomatisch in Schiefererz umgewandelt wurden, ist nicht zu entscheiden. Jedenfalls haben wir in unseren Präparaten in Übereinstimmung mit Angel keine Reste älterer Karbonate gefunden.

Der Quarz dieser Schiefererze ist zum Teil sicher sekundärer Entstehung. Man sieht zuweilen deutliche Kristallformen von der Tracht des Bergkristalls (einmal auch mit zonarem Bau); gelegentlich verkittet der Quarz die Trümmer des kataklastischen Erzes oder dringt an Spaltflächen in das Karbonat ein. Bemerkenswerterweise finden sich solche verquarzte Erze stets in der Nähe der Porphyroide, Zwischenschiefer und Werfener Schiefer, aus denen die Kieselsäure stammen muß, ein Umstand, auf den auch Kern hinweist.

<sup>1)</sup> Während der Vererzung ist auch etwas neugebildeter Chlorit entstanden, den man zuweilen in der Nähe der Serizitschmitze, seltener in Erz selbst findet. Vgl. diesbezüglich die vererzten Werfener Breccien S. 251.

Von den schieferigen, quarz- und serizithaltigen Erzen führen Übergänge zu mehr oder minder massigen, welche bisher vielfach als vererzte Porphyroide angesprochen wurden. Diese Gesteine zeigen in einer Grundmasse von Siderit neben serizitischen Flaserzügen unregelmäßig begrenzte, feinkörnige Partien, bestehend aus Serizit und Quarz. Größere, meist gerundete Quarzkörner liegen teils im feinkörnigen Quarz-Serizit-Gewebe, teils im Siderit. Obwohl man zuweilen Formen findet, die mit ihren schlauchartigen Einbuchtungen an Porphyroidquarze erinnern, scheint es sich dabei doch nicht um vererzte Porphyroide, sondern um Sandsteine zu handeln, ähnlich den von der Rückseite des Erzberges beschriebenen (S. 233). Gegen die Deutung als Porphyroid spricht die meist rundliche Form der Quarzindividuen und das Fehlen quarzreicher Reaktionssäume, die man um die Einsprenglinge der Porphyroide zu sehen gewohnt ist, überdies der große Reichtum an größeren Quarzkörnern. Daß sich unter den Quarzen auch ungelagerte Porphyroidquarzeinsprenglinge finden, erscheint nach S. 233 begreiflich. Übrigens ist auch hier nicht aller Quarz primär, sondern z. T. aus Lösung ausgeschiedener Bergkristall, bzw. Kluftausfüllung. In manchen Schüffen sieht man Platten eines serizitarmlen feinkörnig granoblastischen Quarzgewebes, die beiderseits von Serizitsträhnen begleitet werden. Hier liegen offenbar nicht Sandsteine, sondern vererzte plattige Serizitquarzite vor. Die Vererzung erfolgt nicht in der Art, daß Trümmer des vererzten Gesteins durch Siderit verkittet werden, sondern der Eisenspat imprägniert das Sediment und löst es auf. Das Sedimentgefüge zerflattert gleichsam im spätigen, mehr oder minder massigen Erz.

Spuren mechanischer Deformationen sind auch bei diesen vererzten Gesteinen stets nachweisbar, an den Quarzen und Glümmern übrigens deutlicher als am Erz. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß auch hier die Durchbewegung den Lösungen den Weg ins Gesteinsinnere gebahnt hat.

Die sogenannten vererzten Porphyroide erweisen sich somit, soweit sie von uns untersucht sind, als vererzte Sedimente. An sicheren Porphyroiden wurden stets nur geringfügige Vererzungen wahrgenommen. Meist erscheinen in der Porphyroidgrundmasse zackig begrenzte Flecken von Siderit (bzw. Kalzit bei den „verkalkten“ Porphyroiden), die als Produkte einer Imprägnation bei teilweiser Auflösung der Grundmasse aufzufassen sind. Der vererzte Porphyroid, den Angel (L. 2, S. 82) von der Palmer-Etage beschreibt, ist eigentlich eine mit Siderit verkittete Porphyroidbreccie und wäre demnach den vererzten Sandsteinen anzugliedern.

## 2. Die Zwischenschiefer.

Zwischen die Liegend- und Hangendscholle schaltet sich die Zone der sandig-tonigen Zwischenschiefer ein. Wie bereits erwähnt, hatte Redlich und mit ihm Spengler die Schiefer als Teile des stratigraphisch Liegenden des Erzkalkes aufgefaßt, die gelegentlich der Überschiebung zwischen die beiden Erzkalkschuppen tektonisch eingezwängt wurden. Demgegenüber fassen Kern und Hiessleitner die beiden Kalkpakete als normal übereinandergelagert, die Zwischenschiefer als sedimentäre Einschaltung auf.

Redlich, Jungwirth und Lackenschweiger (L. 13, S. 96) führen als Beweis für die tektonische Übereinanderlagerung der beiden Erzkalkpakete das Vorhandensein von Porphyroidscherlingen, also sicheren Liegendgesteinen, in den Zwischenschiefeln der Erzbergspitze an, während Kern, das Vorkommen von Porphyroiden in den Zwischenschiefeln bestreitet. Eine Überprüfung der Zwischenschiefer an der genannten Stelle ergab, daß Porphyroide hier tatsächlich fehlen und daß eine Verwechslung mit Sandsteinen unterlaufen sein muß, die übrigens bei rein makroskopischer Untersuchung in Anbetracht des Gehaltes dieser Gesteine an Porphyroiddetritus und der ähnlichen Färbung greiflich ist. Dennoch scheinen Porphyroide der Zwischenschieferzone nicht völlig fremd zu sein, denn gelegentlich unseres letzten Erzbergbesuches fanden wir in den Zwischenschiefeln der Maschin-Etage NO vom Berghause Scherlinge, die unter dem Mikroskop das Bild eines stark zerwalzten Porphyroides geben: Ihre größeren, wenig hergenommenen Quarze zeigen stets die Form typischer Porphyroideinsprenglinge: sie liegen in einer schlierig-fluidalen Grundmasse, die als Porphyroidgrundmasse identifiziert werden kann.

Das Auftreten von Porphyroiden in den Zwischenschiefeln beweist, daß Gesteine des Untergrundes zwischen die beiden Kalkschuppen geklemmt sind, daß diese also tektonisch übereinandergelagert sein müssen, es wäre denn, man nähme eine sedimentäre Einlagerung großer Porphyroidblöcke im tonigen Schiefer an, was aber ganz unwahrscheinlich ist.

Abgesehen von den Porphyroiden ergibt sich eine weitgehende Übereinstimmung der Zwischenschiefer mit den Basissedimenten der Liegendscholle in petrographischer Hinsicht. Wie dort sind auch hier mannigfache Gesteine auf engem Raume vergesellschaftet. Die einzelnen Typen lassen sich selten auf weite Strecken hin verfolgen. Meist bilden sie nur kurze Linsen, die alle Anzeichen stärkster Beanspruchung tragen. Oft sind die Schiefer quer zur Schichtung in Klüfte des Kalkes oder zwischen benachbarte Kalkbänke hineingepreßt, stellenweise zu knollenförmigen Massen zusammengestaucht, an anderen Stellen wieder zu dünnen Schweifeln zerschmiert.

Den an Porphyroiddetritus reichen Sandsteinen der Erzbergbasis entsprechen in den Zwischenschiefeln der Erzbergspitze ganz ähnliche polymikte Sandsteine. Die größeren dieser durch limonitisierten Ankerit braun gefärbten Sandsteine lassen neben Quarzkörnern, welche bis 5 mm Größe erreichen, gewöhnlich aber wesentlich kleiner sind, zentimetergroße, dünn ausgewalzte Platten eines serizitreichen Schiefers erkennen. An letzteren sieht man, daß das Gestein von ebenen Klüften zerhackt ist, in welche Siderit eindringt, den man aber auch außerhalb der Klüfte in kurzen, meist unscharf begrenzten Gangtrümmern und Nestern antrifft. Unter dem Mikroskop sehen die Schieferschmitze der Grundmasse gewisser einsprenglingsarmer Porphyroide sehr ähnlich. Sie enthalten gelegentlich kleine, lappig begrenzte, einsprenglingsartige Quarze. Außerhalb der Schieferschmitze herrschen grobe Quarzkörner neben spärlichem Serizit. Das Ganze wird durch limonitisierten Ankerit verkittet. Die stark undulösen Quarze tragen z. T. deutlich den Habitus

von Porphyroidquarzen, z. T. sind sie gerundet. Stellenweise vereinigen sie sich zu einem mehr oder minder granoblastischen quarzartigen Mosaik. Einzelne Quarze bestehen zur Gänze aus feinem, mit etwas Serizit vergesellschaftetem Quarzmehl, in das Ankerit mit scharf geschnittenen Rhomboederflächen eindringt. Da eine tektonische Zermalmung dieser vereinzelt Quarze in Anbetracht der relativen Unversehrtheit unmittelbar benachbarter Quarzkörner nicht anzunehmen ist, darf man dieselben wohl als Detritus älterer dichter Quarzite oder Kieselschiefer ansprechen. Akzessorisch Turmalin, Apatit, Rutil, opakes Erz, Zirkon, Bauerit, Pyrit mit Quarzaureolen.

Der eindringende junge Siderit ist stark kataklastisch. Wo er an Schieferschmitze grenzt, nimmt der Serizit der letzteren grobblättrigen Habitus an. Überdies stellt sich etwas Chlorit ein.

Durch Abnahme der Korngröße gehen die grobkörnigen, konglomeratischen Sandsteine in plattige, lichtgrüne, makroskopisch quarzartige Sandsteine über (vgl. S. 234). Unter dem Mikroskop sind die einzelnen Quarze meist wohl gerundet, nur selten tragen sie noch die Tracht der Porphyroidquarze. Sie liegen in einem serizitreichen Basalzement, in dem unter den Akzessorien namentlich Turmalin in kleinen Säulchen hervortritt. Überdies findet sich in spärlichen kurzen Serizitstrahlen etwas graphitische Substanz.

Den Sandsteinbänken sind lagenweise Schichten eines dünnplattigen lichtgrünen Tonschiefers zwischengeschaltet, der reich an isolierten plattgequetschten Quarzkörnern ist. Letztere haben die Größe eines Mohnkornes, treten auf den sonst ebenen, bzw. infolge von Streckung gestriemten Schichtflächen deutlich hervor und verleihen denselben ein eigenartig gekörnelt Relief. Bilden diese sandigen Schiefer einen Übergang zwischen der sandigen und tonigen Fazies, so fehlen anderseits auch nicht Übergänge in die kalkige. Solche kalkige Sandsteine bzw. sandige Kalke führen überraschend reichlich Quarze, die sicherlich aus Porphyroiden stammen. Sie entsprechen den analogen Übergangsgesteinen der Basisschichten, die wir bereits von der Rückseite des Erzberges kennen (S. 234).

Die bisher beschriebenen Gesteine treten wechsellagernd auf der Erzbergspitze im sogenannten Liegendzwiesel der Zwischenschiefer auf. Sie sind hier verhältnismäßig wenig durchbewegt. Knapp unterhalb der Erzbergspitze (Emil-Étage), im Hangendzwiesel der Erzbergspitze und auf Rosina ist die Durchbewegung schon wesentlich stärker. Namentlich das Hangendzwiesel lieferte einen grauen phyllitartigen Sandstein, der wunderschöne Bewegungsbilder zeigt. Schon bei der Betrachtung mit freiem Auge fallen auf dem Querbruche bis 1 cm große, augenartig zerdrückte Quarzkörner auf. Unter dem Mikroskope sind die Quarzgerölle linsenartig zerwalzt, zerrissen und zu Mörtel zerdrückt, in dem sich etwas Serizit und limonitisirtes Karbonat ansiedelt. Zerrklüfte in den Geröllen sind durch Quarz verheilt, der sich durch größeres Korn bemerkbar macht. Das Grundgewebe enthält feine Sandkörnchen und viel Serizit, der durch organische Interpositionen gefärbt wird und streng faserig angeordnet ist. Die Fasern sind fein gefältelt, gestaucht, geknickt bis verworfen und umfließen die zerwalzten Gerölle. Das Grundgewebe

enthält kleine Turmalin- und Apatitsäulchen, im übrigen die gleichen Rhomboederchen limonitisierten Karbonates wie die Gerölle.

Au einzelnen Punkten, z. B. auf der Etage Liedemann und im Zirkus, finden sich schwarze brecciöse Kieselschiefer, die in schwarze graphitreiche Tonschiefer übergehen. Letztere sind das wohl am weitesten verbreitete Gestein der Zwischenschieferzoue. Im Zirkus, namentlich aber auf den Etagen Liedemann, Christof und Kerpeli, sind sie mit licht ölgrünen, feingeschlämmten Schiefnern innig verknüpft. Beide kennen wir bereits aus den Basisschichten am Porphyroid (S. 235). Wo grüne und schwarze Schiefer in enger Verknüpfung auftreten, erkennt man besonders deutlich die enorme Durchbewegung dieser Gesteine, die sich schon dem freien Auge in liegenden Verfaltungen und linsenförmigen Abschnürungen äußert. Die schwarzen und grünen Schiefer unterscheiden sich nicht allein durch das Vorhandensein, bzw. Fehlen des graphitischen Pigmentes, sondern sie sind auch substanziell und strukturell verschieden. Die grünen Schiefer bestehen aus lagenartig bis schmitzartig wechselnden serizitischen Quarzpartien und quarzführenden wirrschuppigen Serizitmassen, die beide äußerst feinkörnig sind. Sie mögen, z. T. wenigstens, feinsten Porphyroiddetritus sein; für ihre Deutung als aphanitische Porphyroide ergaben sich keinerlei Anhaltspunkte.<sup>1)</sup> Sehr häufig erscheinen die quarzreichen Partien in eckige Stücke bis längliche gebogene Scherben zerrissen und in die serizitischen Lagen eingeknetet, die selbst infolge ihrer verschiedenen Plastizitätseigenschaften derartige Rupturen vermissen lassen und wirr gefaltet sind. Die dunkelgrauen bis schwarzen Schiefer bestehen aus feinen Quarzkörnchen, welche flechtwerkartig von graphit-erfüllten Serizitstrahlen umflossen werden. Sie enthalten akzessorisch Turmalin, der den grünen Schiefnern größtenteils fehlt. Der schwarze Schiefer zieht nach Art liegender Falten in dünnsten Lagen tief in den grünen Schiefer hinein und zeigt äußerst zarte liegende Kleinfältelung, bzw. bei Zerreißung der Mittelschenkel feine Verschuppung.

Jüngere Gänge von Dolomit, Ankerit und Dolomit dringen z. T. verquerend in die Schiefer ein, wobei sie durch Schiebungen in der Schieferungsrichtung noch Deformationen erleiden, z. T. imprägnieren sie, mit etwas gröberem Quarz vergesellschaftet, in den Schieferungsflächen fortschreitend, das Gestein.

Als Produkte einer jungen para- bis posttektonischen Imprägnation, bzw. Kristalloblastese sind die sogenannten Knoten- oder Forellen-

<sup>1)</sup> Bei der Lektüre neuerer Erzbergarbeiten gewinnt man den Eindruck, daß ölgrüne serizitische Schiefer, ohne daß bestimmte Kriterien hierfür vorhanden wären, rein auf Grund der ähnlichen Färbung als Porphyroiddetritus gedeutet werden. Davor muß entschieden gewarnt werden. Das Gefüge der Serizitschiefer ist kristalloblastisch vollkommen erneuert, die Serizitschüppchen, welche die Gesteinsfarbe bedingen, dürfen daher mit sedimentierten Porphyroidserizitschüppchen nicht ohne weiteres identifiziert werden. Wahrscheinlich handelt es sich bei den Serizitschiefern größtenteils um ehemalige Tonschiefer, die durch eine eigenartige Metamorphose, welche zweifellos mit der Vererzng in einem genetischen Zusammenhang steht, serizitisiert wurden (Redlich, L. 12, S. 30). Hiefür spricht n. a. der Umstand, daß sichere Werfener Schiefer in der Nähe der Erze ihre eingeschwemmten Muskovitblättchen verlieren und bei lebhafter Neubildung von Serizit ein den Zwischenschiefnern ähnliches Aussehen annehmen. Unter dem Mikroskop läßt sich dann der sedimentierte Muskovit vom neugebildeten wirrschuppigen Serizit fast stets mit Sicherheit unterscheiden (Redlich, L. 12, S. 74).



schiefer (Etage Johann, Nordflügel) aufzufassen, die Angel (L. 2, S. 88) beschreibt. Die gelblichgrüne Schiefermasse, in der Porphyroblasten von Siderit und Ankerit aufkeimen, ist identisch mit den eben beschriebenen grünen Schiefen. Auch hier tritt in der Nähe der Erzknoten, deren post-tektonische Porphyroblastennatur bereits Kern erkannt hat, etwas neugebildeter Chlorit auf. Hieher gehört auch ein vererzter schwarzer Schiefer der Schutzengel-Etage; er besteht aus einem pflasterförmig granoblastischen Sideritgewebe, dessen Körner beim Wachsen die Quarze des Schiefers einschlossen, die graphitdurchstäubten Serizite aber vor sich herschoben.

In der Nachbarschaft der Zwischenschiefer findet man, ähnlich wie an der Basis (S. 235), in weiter Verbreitung kalkig-schieferige Gesteine. Zum Teil repräsentieren sie tektonisch verschieferte, ehemals massige oder bankige unreine Kalke (Renatastollen, Johann-Etage), z. T. von Karbonatlösungen injizierte und imprägnierte Schiefer. Letztere waren zur Zeit unseres Besuches namentlich auf der Etage Liedemann vorzüglich zu sehen. Die hier wechsellagernden feingefalteten grünen und schwarzen Schiefer werden in der Richtung der Schieferung, aber auch quer zu ihr, von eisenhaltigem Dolomit durchadert. Gelegentlich zu beobachtende spitzwinkelige Verschneidungen zwischen den Karbonatbändern und den Schieferungsflächen der Schiefer beweisen, daß wir es keineswegs mit einer sedimentären Wechsellagerung, sondern mit jüngeren Gängen zu tun haben, die wahrscheinlich anlässlich der mit der Fältelung der Schiefer eingetretenen Aufblätterung eingedrungen sind und einen Teil der tektonischen Bewegungen noch mitgemacht haben.

Rekapitulieren wir die Ergebnisse der petrographischen Untersuchung der Zwischenschiefer, so sehen wir, ähnlich wie an der Basis des Erzberges, eine Gesellschaft von Sedimenten, die sich in folgendes Schema bringen läßt:

1. Größere Sandsteine, vorherrschend aus Porphyroid- und Quarzit(?)detritus bestehend, Material aus dem Untergrund der Umgebung stammend.
2. Feinkörnige Sandsteine mit wohl abgerollten Quarzen z. T. unbekannter Herkunft.
3. Sandige Tonschiefer.
4. Sandige Kalke.
5. Serizitreiche feingschlammte Tonschiefer, vielleicht feinsten Porphyroiddetritus.
6. Graphitreiche Tonschiefer.
7. Schwarze Kieselschiefer.
8. Kalke.

Die Gesteine sind ihrer Lage nach nicht nach diesem Schema, das gewissermaßen die Schichtenfolge eines über den älteren Porphyroiduntergrund transgredierenden Meeres vorstellt, angeordnet, sondern regellos durcheinandergemischt; sie liegen nicht übereinander, sondern mehr oder minder nebeneinander und vertreten sich gegenseitig ohne jede Regelmäßigkeit. Die naheliegende Vermutung, daß hier eine reichhaltige Sedimentfolge, tektonisch aufgearbeitet, in Form von regellos aneinandergereihten Linsen vorliegt, wird durch Anzeichen

lebhafter Durchbewegung bekräftigt, welche nicht bloß mikroskopisch erschließbare Spuren, sondern auch weithin sichtbare Großdeformationen hinterlassen hat. Es ist natürlich ganz ausgeschlossen, auf die zahlreichen Faltungs- und Auswälgungserscheinungen, die sich gerade in den Zwischenschiefeln und in den unmittelbar benachbarten Kalken zeigen, im Detail einzugehen. Zwei Beispiele, welche in Fig. 1 und 2 schematisch abgebildet sind, mögen genügen. Fig. 1 zeigt eine überkippte Falte im schwarzen Zwischenschiefer, deren Achsenebene etwa mit der ideellen Schichtenfläche der Zwischenschieferzone zusammenfällt, Fig. 2 eine liegende Falte des schwarzen, bei oberflächlicher Betrachtung kiesel-schieferähnlichen dichten Kalkes, den man unseres Wissens nur in nächster Nähe der Zwischenschiefer und der Basis antrifft.<sup>1)</sup>

Es steht somit fest, daß die Zwischenschiefer ein Horizont lebhaftester Bewegung sind; Darstellungen, welche demgegenüber auf eine angeblich ruhige Lagerung der Erzbergsedimente verweisen,

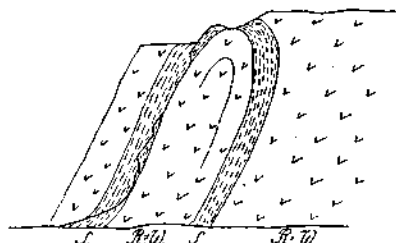


Fig. 1. Überkippte Falte im schwarzen Zwischenschiefer S. RW = Rohwand. Etage Frey.

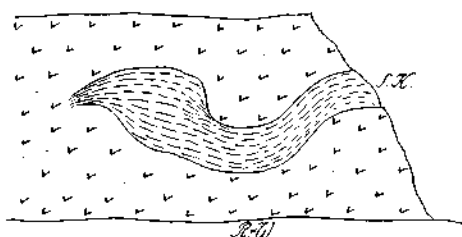


Fig. 2. Schwarzer Kalk (SK) der Zwischenschieferzone als liegende Falte in der Rohwand (RW). Johann-Etage. Der Kalk zeigt eine feine Detailfältelung.

beruhen auf einer Verkennung, bzw. nicht entsprechenden Würdigung der zahlreichen Bewegungsspuren. Nun könnte aber der Einwand erhoben werden, daß diese Bewegungsspuren nicht unbedingt für eine Überschiebung im Redlichschen Sinn, also für eine tektonische Übereinanderlagerung zweier mehr oder minder gleichalteriger Erzkalkschuppen sprechen; sie könnten auch auf schichtenparallele Verschiebungen innerhalb des stratigraphisch einheitlichen Sedimentkomplexes bezogen werden, welche der muldenförmigen Verbiegung des letzteren beigeordnet sind und welche sich naturgemäß in den wegen ihrer vorwiegend tonigen Zusammensetzung besonders leicht beweglichen Zwischenschiefeln in erster Linie auslösten. Demgegenüber muß auf folgende Umstände hingewiesen werden; Die Gesteine der Zwischenschieferzone sind petrographisch identisch mit jenen der Erzbergbasis. Sie enthalten klastische Bestandteile des Porphyroiduntergrundes in einer Form, welche einen halbwegs weiteren Wassertransport ausschließt, und zwar finden sich die größeren klastischen Sedimente gerade dort, wo die

<sup>1)</sup> Bemerkenswerterweise wird für ähnliche schwarze Kalke, in denen am Krumpapl NNW Vordernberg Orthoceren gefunden wurden, obersilurisches Alter angenommen, während die Hauptmasse des Erz führenden Kalkes dem Unter- und Mitteldevon angehören dürfte (Stur, L. 21, S. 268, Spengler, L. 19, S. 132).

kalkige Liegendsscholle, welche die Zwischenschiefer von den Porphyroiden trennt, nach Kern 250 m mächtig ist, während sie im Westflügel, wo die Mächtigkeit des kalkigen Mittels auf 60 m herabsinkt, fehlen und durch Tonschiefer ersetzt werden.<sup>1)</sup> Eine derartige Einschwemmung von Porphyroiddetritus ließe sich nur durch eine starke Erosionsdiskordanz zwischen dem Liegend- und Hangendkalkpaket erklären, die nirgends nachweisbar ist. Die Einschaltung von Porphyroidschollen im Zwischenschiefer ist auf sedimentären Wege überhaupt unerklärlich. Alles spricht für eine tektonische Wiederholung der gleichen Schichte, die schon deswegen nichts Unwahrscheinliches hat, da nach den Ergebnissen der Arbeiten Spenglers und selbst Hiessleitners in der näheren Umgebung des Erzberges tektonischer Schuppenbau überaus häufig ist.<sup>2)</sup>

### 3. Vor- und nachtriadische Bewegungen.

Spuren vortriadischer Faltungsvorgänge wurden durch Redlich und Spengler bekannt.<sup>3)</sup> Auch die tektonische Verfrachtung der Hangendsscholle des Erzberges auf die Liegendsscholle gehört einer jungpaläozoischen Bewegungsphase an, denn die Konglomerate und Breccien

<sup>1)</sup> Wollte man aus dieser Verteilung der Korngrößen in den Sedimentgesteinen der Zwischenschiefer Schlüsse auf die Richtung der Transgression ziehen, dann käme man in Übereinstimmung mit Hiessleitner (L. 6, S. 221), jedoch im Gegensatz zu Kern (L. 8, S. 25) zu einem westöstlichen Vorstoß.

<sup>2)</sup> Hiessleitner trachtet auf dem Erzberge und in dessen Umgebung die Wechsellagerung kalkiger und sandig-toniger Schichten in weitestem Maße durch sedimentären Fazieswechsel zu erklären. Es ergeben sich bei diesem Bemühen unseres Erachtens nicht unerhebliche Schwierigkeiten. In den Kalken des Polsters, die Redlich, aber auch Hiessleitner, hinsichtlich ihres tektonischen Niveaus den Erzbergkalken gleichstellt, liegen auf dem Wege zur Handlalm Sandsteinbänke, in denen Redlich Fossilien, u. a. eine von Heritsch (L. 5) als *Lindströmia subduplicata* Mc. Coy (Caradoc) bestimmte Koralle, neben einigen Brachiopoden gleichen Alters, fand. Wollte man hier auf eine tektonische Grenze zwischen den Kalken und Sandsteinen verzichten, dann kämen die Kalke ins Untersilur zu liegen, was allen bisherigen paläontologischen Funden widerspricht. Wir sehen in der tektonischen Zerteilung der Kalke auf dem Polster eine Wiederholung des Schuppenbaues des Erzberges und somit eine Stütze für die tektonische Einlagerung der Zwischenschiefer.

Im W des Erzberges (Raum Tulleck—Donnersalpe) gerät Hiessleitner, indem er von der Annahme einer tektonischen Wiederholung gleicher Schichten absieht und den Porphyroid den dortigen Kalken und Schiefern nicht an einer Überschiebung, sondern normal auflagert (L. 6, Taf. IV, Profile eos —2600 bis —4400), mit seinen den Kalkmassen des Erzberges vollkommen gleichenden Kalken stratigraphisch tief unter den Porphyroid, während ein Blick auf die westlich anschließende Karte der Radmer genügt, um die fälschlich im Hangenden angenommenen Porphyroide hier unter den Kalken wieder hervortreten zu sehen (Karte V von Redlich, L. 13, Manuskriptkarte von Hiessleitner im Besitze der ÖAMG.).

<sup>3)</sup> Eine ähnliche scharf geprägte Diskordanz zwischen dem Erzkalke und den Werfener Schiefern, wie sie Spengler (L. 19, S. 137) von der Handlalm abbildet, trifft man auch in einem verlassenen Tagbau zwischen dem Tulleck und der Kote 1246, wo ebenfalls flach gelagerte Werfener Schiefer über steilgestellten Kalken folgen. Dem Einwande Hiessleitners, daß Diskordanzwinkel von 30° bei einem in steilen Schluchten abgelagerten Transgressionssediment für die Beurteilung älterer tektonischer Bewegungen des Untergrundes wenig bedeuten (L. 6, S. 224), ist entgegenzubalten, daß die Kernsche Theorie, die Werfener Breccien seien in schluchtartigen Talrinnen abgelagert, in Anbetracht der weiten flächenhaften Verbreitung derselben häufig ist (vgl. auch S. 246).

der Werfener Schichten transgredieren, wie man aus dem Verhalten der Zwischenschiefer auf der Kernschen Karte (L. 8, S. 51, Fig. 6) ersehen kann, bereits über den fertigen Schuppenbau. Die Bemerkung Hiessleitners (L. 6, S. 223), ein vortriadischer Schuppenbau sei nicht erwiesen, erklärt sich dadurch, daß Hiessleitner im Anschluß an Kern die tektonische Zweiteilung der Erzbergkalke leugnet. Einen weiteren Beweis für vortriadische Bewegungen in der Erzkalkmasse scheinen die eigenartigen Breccien des Franziskuslagers zu liefern, die Kern auf Seite 54 abbildet und auf Seite 55 als besonders problematisch bezeichnet. Diese teilweise vererzten Kalkbreccien sind an die Grenze zweier Erzsollen geknüpft, von denen die eine nach OSO, die andere nach SO streicht. Beide Schollen sind sichtlich in tektonischer Berührung, ihre Grenze bildet die tektonische Breccie. Beide werden geradlinig durch transgredierende überkippte Werfener Breccien abgeschnitten; die Bewegung der Schollen aneinander ist demnach vortriadischen Alters.

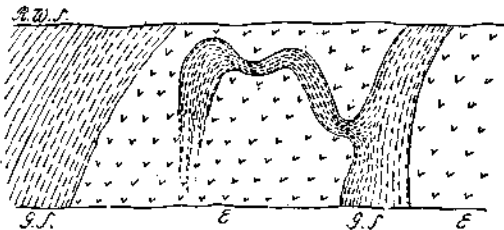


Fig. 3. Einfaltung von Werfener Schiefer im Erz. Etage Elisabeth (E Erz, GS Grüner Werfener Sandstein, RWS Roter Werfener Schiefer).

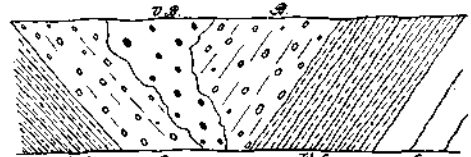


Fig. 4. Nachträgliche Vererzung (VB) der Werfener Breccie (B). Josephi-Etage (WS Werfener Schiefer, E Erz).

Die weithin sichtbaren muldenförmigen Verbiegungen auf dem Erzberge hingegen gehören einer nachtriadischen (alpinen) Bewegungsphase an. Wir stehen diesbezüglich im Gegensatze zu Kern, der der nachtriadischen Tektonik nur die zahllosen kleinen und kleinsten Sprünge zuweisen will (L. 8, S. 51), während er die muldenartige Einlagerung der Werfener Schiefer auf ursprüngliche, von triadischen Transgressionssedimenten erfüllte Täler zurückführt, die sich nachträglich langsam wieder schlossen (S. 30). Unseres Erachtens liegt in dieser Auffassung ein Widerspruch, denn wenn die Talfüllungen tatsächlich, wie Kern sagt, „eingesaugt und eingerunzelt“ wurden, dann liegen eben doch bedeutende nachtriadische Verbiegungen vor. Man darf bei der Beurteilung dieser Frage nicht bloß die beiden großen Lappen von Werfener Schiefer ins Auge fassen, welche von N her relativ flach in den Erzkalkkörper eingreifen, sondern muß auch die fingerförmig tief eingreifenden, z. T. von der geschlossenen Schiefermasse nahezu abgeschnürten Zungen berücksichtigen, die sich nur durch faltenförmige Abhebung der Hangendscholle von den Zwischenschiefeln und durch nachfolgende Einwickelung der Werfener Schiefer erklären lassen. (Beispiele: Oswaldi-Etage (Redlich L. 13, S. 74, Fig. 4), Elisabeth-Etage (Fig. 3), Josephi-Etage (Fig. 4). Auch bei den geschlossenen Massen von

Werfener Schiefer liegen die Verhältnisse nicht so einfach, wie Kern sie sich vorstellt. An der Grenze des Werfener Schiefers gegen den Erzkalk beim Augustinbahnhof (Dreikönig-Etage) sind die Werfener Breccien nicht bloß angelagert, sondern tief in die Rohwand eingeknetet (Fig. 5). Die Schieferung der Schiefer stimmt mit der Lagerung der eingeschalteten Breccienbänke nicht überein, ist also eine Druckschieferung. Die gleiche Beobachtung wurde auf dem Wege von Dreikönig zur Barbarakolonie gemacht. Die Streichrichtungen, die Kern in seiner Abbildung 6 (S. 51) einträgt, lassen sich kaum mit muldenförmig verbogenen Talausfüllungen in Einklang bringen. Auch die Angabe Kerns, die Mächtigkeit der Basiskonglomerate und Breccien sei in den Mulden am größten, ist nicht stichhältig. Tatsächlich ist die Dicke der grobklastischen Schichte über Rücken und Täler hinweg bemerkenswert gleichmäßig, jedenfalls nimmt sie in den Mulden nicht in dem Maße zu, wie man es bei so

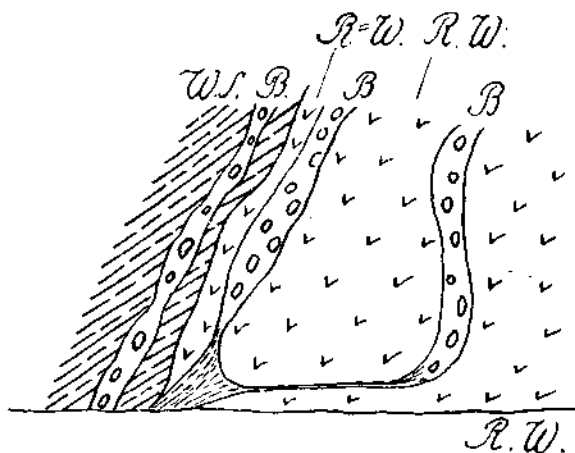


Fig. 5. Verknetung von Rohwand und Werfener Schichten. Augustin-Bahnhof, Dreikönig-Etage. (RW Rohwand, B Werfener Breccie, WS Werfener Schiefer mit „falscher Schieferung“).

tief eingeschnittenen Talformen erwarten müßte. Ist aber die Hohlform der Hauptsache nach durch nachtriadische Zusammendrückung der Talflanken entstanden, dann ist sie eben ein Beweis für kräftige nachtriadische Verbiegungen und die Angabe, daß die Schiefermulden einer älteren erosiven Anlage folgen, verliert an Bedeutung. Übrigens ist die Einwattung der Werfener Schiefer nicht nur in dem Kernschen Profil (S. 50), sondern auch im Redlichschen Profil (L. 13, S. 77) viel zu flach gezeichnet. Ein Blick aus dem Zirkus gegen N überzeugt davon, daß es sich um eine tiefe Einquetschung, geradezu um eine fächerförmige Einsaugung handelt, welchen Verhältnissen das ältere Redlichsche Profil (L. 12, Tafel V, Fig. 5, Profil I—K) weitaus besser Rechnung trägt.

In diesem Zusammenhange ist auch die elliptische Aufwölbung der Zwischenschiefer auf der Kerpeli- und Christof-Etage von Interesse

(Kern, L. 8, S. 51, Fig. 6). Sie zeigt, daß die Muldenform des Erzberges nur im großen und ganzen Geltung hat, daß sie durch Detailverbiegungen, welche bis zu isoklinalen Einfaltungen gehen, kompliziert wird. Es ist vielleicht kein Zufall, daß die Achse dieser Zwischenschieferaufwölbung annähernd mit der antiklinalen Einbiegung der Ausbisslinie der Werfener Schiefer zwischen der Barbarasiedlung und dem Berghause zusammenfällt.

Es wäre gewiß verfehlt, die Breccien an der Basis der Werfener Schiefer als tektonische Breccien anzusprechen. Sie sind zweifellos eine Transgressionsbildung, die aber stellenweise mechanisch stark hergenommen ist, so daß die Kalkbreccien zu Kalkschiefern ausgewalzt werden, worauf Redlich zuerst hingewiesen hat. Für den zunächst befremdenden Umstand, daß die Basisbreccien z. T. in der erwähnten Weise deformiert sind, z. T. aber sicher *in situ* auf der älteren Unterlage liegen, hat bereits Spengler (L. 20, S. 28) die Erklärung gegeben. Die tektonische Ablösungsfläche zwischen den Kalkalpen und der Grauwackenzone liegt eben z. T. nicht an der Grenze der beiden, sondern greift tiefer ins Liegende, so daß an solchen Stellen die ursprüngliche Auflagerung der Werfener Konglomerate auf der Unterlage erhalten bleibt und Deformationen der Gesteine ausbleiben.

Es erübrigt noch über die Bruchtektonik des Erzberges zu sprechen, die Kern für vortriadisch hält. Das Alter dieser Verwerfungen ist von Wichtigkeit für die zeitliche Festlegung des Vererzungsvorganges, da fertige Erzlager durch die Störungen bereits abgeschnitten werden. Kern begründet seine Annahme eines vortriadischen Alters der Bruchtektonik durch die angebliche Tatsache, daß sich die Brüche nicht in die Werfener Schiefer hinein fortsetzen. Leider versagen die ausgezeichneten künstlichen Aufschlüsse, welche Kern bei seiner außerordentlich sorgfältigen Aufnahme des Erzberges zur Verfügung standen, an der Grenze der Werfener Schiefer, zu deren künstlicher Bloßlegung ein praktisches Interesse fehlt. Die Kernschen Beobachtungen sind daher an den fraglichen Stellen mit der gleichen Ungenauigkeit behaftet, wie jede normale geologische Aufnahme, was namentlich Hiessleitner (L. 6, S. 223) gegenüber hervorgehoben sei. Wir haben gelegentlich unseres Erzbergbesuches vor allem jener Stelle Beachtung geschenkt, an der der wichtige Christof-Hauptverwurf an die Werfener Schiefer herantritt. Diese kritische Stelle ist äußerst mangelhaft aufgeschlossen, dennoch zeigt es sich, daß die Kernsche Karte hier nicht vollkommen stimmt. In der Nähe der Häuser im N der Frey-Etage sieht man in der Rohwand Klüfte, welche N—S streichen und unter mäßigem Winkel nach O einfallen. Sie gehören dem System des Christof-Verwurfes an. Die Grenzlinie des Werfener Schiefers verläuft hier nicht so bogenförmig, wie Kern angibt, sondern springt im Liegendtrum geradlinig gegen N zurück, bildet also einen mehr oder minder rechten Winkel, dessen einer Schenkel in der Fortsetzung des Verwurfes liegt. Der Werfener Schiefer streicht an dieser Stelle parallel zum Verwurf, schwenkt aber in geringer Entfernung in die durchschnittliche Streichrichtung W—O um. Es ist also zumindest nicht bewiesen, wenn nicht gar unwahrscheinlich, daß der Werfener Schiefer vom Verwurf

unberührt geblieben ist. Sicher ist aber, daß der Verwurf, wenn er älter wäre als die Trias und daher die nachtriadischen Verbiegungen (Einfaltung der Werfener Schiefer!) noch mitgemacht hätte, unmöglich so geradlinig und eben verlaufen könnte, wie es die Kernsche Karte zeigt, sondern mit verbogen sein müßte, worauf auch Petrascheck (briefliche Mitteilung) hinwies. Das gleiche gilt auch für alle anderen angeblich vortriadischen Brüche. Es ist übrigens zu bedenken, daß kleinere Sprünge beim Übertreten in die plastischen Werfener Schiefer in flexurartige Schichtenverbiegungen übergehen können, die sich bald verlieren und die überdies nicht immer leicht feststellbar sein dürften. Es scheint uns daher bedenklich, aus negativen Beobachtungen in einem schlecht aufgeschlossenen Gebiete allein so weitgehende Schlüsse zu ziehen, weshalb wir auch weiterhin an dem von vornherein wahrscheinlicheren nachtriadischen Alter der Brüche festhalten.<sup>1)</sup>

#### 4. Die Entstehung der Lagerstätte.

Der Umstand, daß in der Arbeit Kerns (L. 8) neuerlich Einwürfe gegen die Redlichsche Entstehungstheorie der Sideritlagerstätte des Erzberges vorgebracht wurden, veranlaßt uns, auch dieser Frage nochmals näher zu treten.

Die im allgemeinen beobachtete Niveaubeständigkeit der Sideritlagerstätten der Ostalpen und ihre scheinbare Lagerhaftigkeit haben zur Folge gehabt, daß schon in den älteren Beschreibungen bei der damals noch geringen Kenntnis des komplizierten Aufbaues unserer Alpen der naheliegenden Annahme einer sedimentären Bildung dieser Erze das Wort geredet wurde. Obwohl sich beim späteren genaueren Studium zahlreiche Beobachtungen ergaben, die im Widerspruch zu dieser Hypothese standen und die zur Annahme einer epigenetischen Entstehung führten, fanden dieselben beim neuerlichen Zurückgreifen auf die Sedimentationstheorie seitens der betreffenden Autoren in ihrer Gesamtheit doch nie genügende Beachtung.

Redlich hat in einer Reihe von Arbeiten, gestützt auf ein großes Beobachtungsmaterial, nachzuweisen gesucht, daß die Lagerstätte des steirischen Erzberges ihre Entstehung dem Umstand verdankt, daß in den beiden übereinanderliegenden silurisch-devonischen Kalkschuppen eine Reihe von größeren und kleineren Spalten vorhanden war. Auf diesen, aber auch an den Permeabilitätsgrenzen gegenüber den Schiefem zirkulierten Lösungen von Eisensalzen und füllten sie mit Siderit, wobei der benachbarte Kalk, entsprechend seiner starken tektonischen Zertrümmerung, bis in die feinsten Äderchen mit Erz durchtränkt wurde. In dem tektonisch aufgelockerten Material fanden während der Vererzung und auch noch später Stoffwanderungen und -umsetzungen statt, die zu den eigentümlichen Bildern der Metasomatose führten.

<sup>1)</sup> Herr Ing. Pöpperle hatte die Freundlichkeit, uns kugelige tektonische Sideritgerölle (auch schwarze Kieselschiefergerölle) zu übergeben, welche sich in den Zwischenschiefem der Etage Schutzensel an jener Stelle fanden, wo die Schiefer an der östlichen Spitze des Kalkdreieckes von den Brüchen des Muldenverwerfersystems geschnitten werden. Sie verdanken ihre Entstehung den Bruchbewegungen.

Wir haben also einerseits Hohlräumausfüllungen, andererseits metasomatische Verdrängungserscheinungen zu unterscheiden. Die metasomatische Umwandlung ergriff auch die über den beiden Kalkschuppen liegenden Grundbreccien der Werfener Schichten und setzte dieselben weit über das Gebiet des Erzberges hinaus in Ankerit und Siderit um (Basisfläche der Werfener Schichten am Tulleck [L. 13, S. 79]).

Der teilweise metasomatische Charakter der Erzmasse läßt sich wohl heute nicht mehr leugnen, was auch von Kern zugegeben wird. Seine Einwände beziehen sich in erster Linie auf den Zeitpunkt des Vererzungsprozesses. Er stellt sich (S. 28 f.) den Vorgang so vor, daß bereits während des Paläozoikums eine primäre Sideritmasse gebildet wurde, die durch Verlagerung in die Tiefe eine feinkörnig-kristalline drusenfreie Struktur annahm (Flinz). Nach erfolgter Hebung der Erzformation zur vortriadischen Landoberfläche blieben von ihr nur flächenweise Erosionsreste übrig (steirischer Erzberg, Weinkellerbach in der Radmer usw.). Die Brandung des transgredierenden Triasmeeres abradierte die limonitischen Verwitterungsprodukte der Lagerstättenausbisse und führte Kalk-, Ankerit-, bzw. Erzgerölle in die weitere Umgebung, so daß in der Folge neue, sedimentäre Erzlager als Anhäufung von Erz-, Rohwand-, Kalkbreccien an der Basis der Werfener Schichten gebildet wurden (Einfaltung Josefi-Etage am Erzberg, Tulleck, Handlalm am Polster). Eine neuerliche nachtriadische Tiefenverlegung, bzw. Verbiegung der Erzbergsschichten zerbricht die schon verfestigten Sedimente, mit ihnen die Erzlager und schafft Wege für neue Lösungen, welche nun erst den Metamorphismus der Kalke und Kalkbreccien als sekundäre Erscheinung verursachen.

Besonders hebt Kern hervor (S. 28): „Die dolomitisch ausgebildeten hangendsten Schichten der oberen Scholle, die sogenannte Hangendroh wand, zeigt in ihren Übergängen zum Erzlager besonders schön die so auffälligen Verdrängungs- und Entmischungserscheinungen der verschiedenen Karbonate, die den Anstoß zur metasomatischen Entstehungsdeutung gegeben haben.“ Kern läßt die Frage nach der Entstehung der primären Erze — ob sedimentär oder epigenetisch — offen, ja er wendet sich sogar gegen erstere Theorie. Sein Hauptargument gegen einen normalen Meeresabsatz in einer austrocknenden Meereshucht, wie ihn Rozsa (L. 15 und 16) in Analogie mit den Kalisalzlagerstätten darzustellen trachtet, „ist die charakteristische Regellosigkeit in der Aufeinanderfolge der einzelnen Karbonatgruppen. Diese kann auch durch den Hinweis auf Niveauschwankungen der Wasseroberfläche während der Ablagerung oder durch Annahme von Laugenwanderungen unter wechselnden, von der jeweiligen Bodenformung abhängigen statischen Druckverhältnissen nicht glaubwürdig genug erklärt werden.“

Denn einmal gelangt man auf diesem Weg zu einer unwahrscheinlich großen Anzahl von Transgressionen mit sehr weit hin- und rückpendelnden Uferlinien, dann aber fragt man wiederum, wieso bei den erwähnten Laugenzirkulationen die durch oft nur papierdünne Schmilmbänder gekennzeichnete, bis in die hangendsten Schichten hinauf so überaus regelmäßige und deutlich verfolgbare Schichtung unversehrt bis ins einzelne erhalten bleiben konnte?“ (S. 54 f.)



Während also Kern die Sedimentation der primären Erze in abgeschürften Meeresteilen ablehnt, hat Schwinner (L. 17, S. 248, 274) den Gedanken Rozsas weiter ausgebaut und ihn mit der Großtektonik der Alpen in Einklang zu bringen gesucht. Er stellt sich den Vorgang derart vor, daß das geschlossene Erzfeld vom Semmering bis zum Brenner (350 km Länge und 50 km Breite) und seine Fortsetzung in den Karpathen ein großes abgeschlossenes Meeresbecken bildete, aus dem die kristallinen Kerne der Zentralalpen als Inseln hervorragten und zu einer Barre wurden, hinter der zunächst der Küste, an die kristalline Zentralzone sich anlehnend, die Magnesiumsalze, in weiterer Entfernung die Eisenkarbonate und gegen den Nordrand die Sulfide der Schwermetalle als Sedimente zum Absatz gelangten. Erst in späterer Zeit machen diese Sedimente, ähnlich wie dies bei Schwefelkieskonkretionen der Fall ist, eine Konzentration mit, wodurch die von Redlich beschriebenen metasomatischen Umwandlungserscheinungen entstanden sind.

Den Anschauungen Kerns über die Bildung des steirischen Erzberges bzw. jenen Schwinner's über die Entstehung der gesamten Erz- und Magnesiumzone der Ostalpen liegt der Gedanke einer etappenweise Entstehungsgeschichte zugrunde, nur daß Kern, die Bildung primärer Erze voraussetzend, den weiteren Weg in einer Sedimentation mit schließlicher Stoffwanderung findet, Schwinner dagegen die Sedimentation als ursprünglich annimmt und ebenfalls zu einer späteren Stoffwanderung gelangt.

Kern hat sich mit seinen Beobachtungen auf den steirischen Erzberg beschränkt, weshalb zunächst von diesem gesprochen werden soll.

Wie schon früher (S. 247) gezeigt wurde, ist bis jetzt kein Beweis für ein vortriadisches Alter der Hauptverwerfungen erbracht, vielmehr deutet alles darauf hin, daß erst eine jüngere nachtriadische Bruchtektonik die Erzkörper zerteilt hat. Dadurch entfällt die Hauptstütze für eine Zweiteilung der Lagerstätte in einen älteren primären paläozoischen und einen jüngeren sekundären, als triadische Sedimentation angesehenen Absatz.

Kern glaubt, daß der Hauptteil der vererzten Breccien primären Erzgeröllen des brandenden Triasmeeres seine Entstehung verdankt, also ein vortriadisches Alter der Erze beweist, und führt einen einzelnen Fund in den Breccien des Maximilianstollens an, der „ein Durcheinander von Kalk- und Erzstücken“ vorstellt (S. 53); dieser Fund ist insofern nicht genügend beweisend, als uns sogenannte Erzbreccien bekannt sind, deren Gerölle zwar braune Farbe besitzen, sich bei der Analyse aber nicht als Siderit oder Ankerit, sondern als eisenschüssiger Dolomit erweisen (z. B. im Hangenden der Sideritbreccie des Ratzentadels [ $\text{FeCO}_3 = 3,45\%$ ,  $\text{MgCO}_3 = 35,97\%$ ,  $\text{CaCO}_3 = 60,58\%$ ]). Andererseits können auch bei einer nachträglichen Vererzung einzelne Gerölle mitten im Stück von der Umwandlung verschont bleiben. Man findet nämlich, wie Redlich (L. 12, S. 40, L. 13, S. 80) gezeigt hat, die Kalkgerölle in allen Stadien der Vererzung: a) Ankerit als Rinde und noch unveränderter Kalk als Kern; b) außen Siderit, innen ein Kern von neugebildetem Ankerit; schließlich c) reine Ankerit- bzw. Sideritgerölle.

Die petrographische Untersuchung dieser vererzten Breccien ergab, daß von einer Einbettung älterer Sideritgerölle in einem Zement von Werfener Schiefer keine Rede sein kann und daß es sich tatsächlich um eine spätere Vererzung ursprünglich kalkiger Gerölle handelt. Proben welche die Grenze, bis zu welcher die Vererzung fortgeschritten ist, erkennen lassen (Fig. 6, Handalm), zeigen, daß das Kittzement in den vererzten Teilen meist chloritisiert, jenseits der Vererzungsgrenze stets nur serizitisiert ist; gelegentlich ist das Zement auch in der Vererzungs-



Fig. 6. Teilweise vererzte Werfener Breccie, Handalm.

(A. Unvererzte Kalkgerölle im serizitisierten Bindemittel. B. Sekundärer Ankeritgang. C. Vererzte Gerölle im chloritisierten Bindemittel.)

zone chloritfrei. Es besteht aus Quarz, Serizit und taubengrau polarisierendem Chlorit, welche letztere sich gegenseitig vertreten können. Porphyroiddetritus ist nirgends nachweisbar. Quarzreiche Partien sind gelegentlich unter Verwischung der Sedimentstruktur vollständig umkristallisiert und bilden ein wirres Haufwerk sparrig gestellter länglicher Quarzindividuen. Das Gewebe des Zementes ist mit Siderit und Ankerit, überwiegend aber mit letzterem imprägniert, was bis zum fast vollständigen Verschwinden der Quarze führen kann. Nicht selten keimen rhomboederförmige Porphyroblasten von Siderit und Ankerit auf, die sich gelegentlich zu länglichen Karbonatschnüren vereinigen. Führt das

Gewebe Chlorit, dann umkränzt dieser in großblättrigen dichten Anhäufungen die Sideritgerölle und -Porphyroblasten. Fast stets führt das Zement Kriställchen von Pyrit, die von Quarzaureolen umgeben sind. Die Gerölle, deren Umgrenzung gegen das Zement nie scharf, sondern stets unregelmäßig verschwommen ist, bestehen, wie bereits erwähnt, aus Siderit, Ankerit oder beiden Karbonaten. Bildet Ankerit den Kern und Siderit die Hülle, dann sind beide großspätig und die Grenzlinie, entsprechend dem ineinandergreifen der Rhomboeder, unregelmäßig zackig. Fast stets sind die Gerölle gespickt mit oft beiderseits kristallographisch begrenzten Nadeln von Bergkristall. Die Kieselsäure dringt ersichtlich in Form von Schnüren, welche aus mehr oder minder kristallographisch begrenzten gedrunenen Quarzkörnern bestehen und sich im Inneren der Gerölle zersplittern, aus dem Basalzement in das Karbonat ein. Gangtrümmer von jüngerem Ankerit durchbrechen Zement und Gerölle. Auch sie enthalten Quarz, Serizit und Chlorit, welche dem Zement entstammen. Wahrscheinlich entstanden sie durch Mischung der Eisenlösungen mit gelöster Kalksubstanz. Ankerit findet sich auch in Form von einzelnen Rhomboedern oder kurzen, zackig begrenzten Kristallaggregaten im Inneren der Sideritgerölle. Hier wird man wohl, ähnlich wie bei den „Roßzähnen“, an Entmischungserscheinungen denken dürfen.

Wenn Kern aus der Beobachtung, daß über schönem Erz gelegentlich unvererzte Kalkbreccien liegen, den Schluß zieht, daß bei einer metasomatischen Entstehung des Erzes aus Kalk auch die Kalkgerölle hätten zur Vererzung gelangen müssen (L. 8, S. 53), dann kann man mit demselben Recht fragen, warum die abradierende Brandung über schönem Erz nicht Erz-, sondern Kalkgerölle zum Absatz gebracht hat.

Auf dem Erzberg sind die Werfener Breccien der Josephi- und Rudolphi-Etage zweifellos als nachträglich vererzt anzusehen (Fig. 4, Einseitige Vererzung der Breccienmulden nach Petrascheck [L. 9, S. 5]). Das gleiche gilt von der in erster Linie verrohwardeten Erzbreccie der Handlalm; hier fehlt überdies eine paläozoische Erzunterlage, welche die Erzgerölle hätte liefern können. Auch rings um das Tulleck sehen wir vom Ratzenstadel bis in den Tullgraben, 2 km vom eigentlichen Erzberg entfernt, vererzte Breccien unmittelbar auf Porphyroid, bzw. auf schwachen, tektonisch verwalzten Kalkresten ohne Zwischenschaltung eines Sideritlagers liegen. Auch die von Kern (L. 8, S. 54) aufgefundene hochinteressante tektonische Erzbreccie des Augustinstollens (Franziskuslager) ist kein zertrümmertes Erz, sondern eine später vererzte tektonische Kalkbreccie, da man an ihr deutlich den gleichen schönen Metamorphismus wahrnimmt wie an den Geröllstücken des Werfener Grundkonglomerates der Josephi- und Rudolphi-Etage (außen Erz, innen ein Ankeritkern).

Der Umstand, daß kräftige Vererzung der Werfener Schiefer zuweilen auch fernab von den im paläozoischen Kalk eingebetteten Sideritlagerstätten beobachtet wird (Ratzenstadel, vgl. auch S. 254 u. 256), beweist, daß die Vererzung der triadischen Gesteine keinesfalls auf vadose Spaltenwässer zurückgehen kann, die beim Durchströmen der Eisenspatmassen Eisensalze gelöst hatten und dieselben in den Werfener Breccien wieder

absetzten. Derartige sekundäre Metallwanderungen erscheinen in Anbetracht der großen in Frage kommenden Entfernungen ganz ausgeschlossen. Überdies stehen die zweifellos epigenetischen Erze hinsichtlich ihrer Masse in einem Mißverhältnis zu jenen Erzen, bei denen eine primäre Entstehung eventuell denkbar wäre. Letztere müßten nicht bloß die vererzten Werfener Breccien, sondern auch die mächtigen Komplexe von Schiefererz, deren nachträgliche Vererzung die petrographische Untersuchung gezeigt hat, mit vadosen Eisensalzlösungen beliefert haben!

Damit sollen jüngere, von der fertigen Lagerstätte ausgehende Metallverschiebungen aber natürlich keineswegs gezeugnet werden. Daß überdies mehrfache Erznachschübe auf dem steirischen Erzberge stattfanden, unterliegt gleichfalls keinem Zweifel und wurde übrigens stets hervorgehoben. Man sieht mindestens zwei Generationen jüngerer Gänge die Erzmassen durchsetzen, eine ältere Siderit-Ankeritfüllung und eine jüngere, manchmal grauweiß pinolitisch aussehende Ankerit-Kupferkiesfüllung (Redlich, L. 11, S. 100, Analyse 46 und L. 13, S. 76; Angel, Gangankerite, L. 2, S. 91). Derartigen jüngeren Gangbildungen gehören die meisten am steirischen Erzberg und in der weiteren Umgebung gefundenen Sulfidganggrümmen an (Redlich, L. 13, S. 92 und S. 141, Hiessleitner, Fahlerzgang, L. 6, S. 234).

Als Vertreter seiner älteren, primären Erze scheint Kern vor allem die Flinze anzusehen, jene feinkörnigen drusenlosen Erze, welche den grobkristallinen drusenreichen, angeblich jüngeren Erzen gegenüberstehen (L. 8, S. 28). Die petrographische Untersuchung dieser Flinze ergab keine prinzipiellen Unterschiede gegenüber den grobkristallinen Erzen. Sie erweisen sich als feinkörnige granoblastische Sideritaggregate, die häufig Glimmerschüppchen, Quarzkörnchen, aber auch relativ größere Partien von Quarz-Serizitmosaik einschließen und die allmählich in gröberkörnige Sideritmasse übergehen. Nebenbei bemerkt sind sie nicht auf die in den paläozoischen Kalken gelegenen Lagerstätten beschränkt, sondern finden sich außerhalb des steirischen Erzberges auch in den Erzzonen der Werfener Schichten, welche auf dem Erzberge nach Kern der jüngeren Erzbildungsphase angehören, also keine Flinzstruktur aufweisen sollten. Ein Beispiel hierfür ist das im Werfener Schiefer aufsetzende Hauptlager von Gollrad. Manche der dortigen Flinze bestehen aus einem feinkörnigen Sideritgewebe, in dem porphyroblastenartig größere Rhomboeder und Körner aufkeimen, andere sind reich an Quarz, kristallographisch begrenztem leistenförmigem Albit und relativ großschuppigem Serizit, zu dem etwas Chlorit tritt. Eine kristalline Schieferbildung kommt für diese Erze nicht in Frage, deren Nebengestein zwar vergrünt (serizitisiert) ist, aber seine Sedimentstruktur unverändert beibehalten hat. Viel eher darf man wohl an die Mitwirkung von Mineralisatoren denken, welche in der Erzlösung enthalten waren und die kristallinische flinzartige Ausbildung der Erze veranlaßt haben. Hiefür scheint uns u. a. auch das von Redlich (L. 13, S. 13) erwähnte Auftreten von Turmalin im Erz zu sprechen, bezüglich dessen einige Beobachtungen nachzutragen wären, die interessante Einblicke in die Lagerstätten genesis gewähren.

In den Porphyroiden des Altenberges nördlich Kapellen in der Gegend von Neuberg setzen bis zu 50 cm starke Gänge von Siderit auf, die deutlich eine Sukzession von I. Siderit, II. Turmalin, Quarz, Fahlerz, Baryt und III. jüngsten Quarztrümmern zeigen, welche letztere sich in den Porphyroid hinein fortsetzen (Fig. 7).

Neben diesen deutlich symmetrischen Gängen findet sich der Turmalin auch in scheinbar brecciöser Form in einem zirka 15 cm starken Sideritgange, der im Porphyroid aufsetzt (Fig. 8). Ein genaueres Studium dieses Vorkommens ergab, daß in der offenen Gangspalte

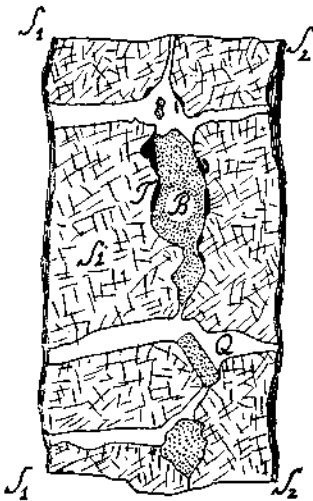


Fig. 7. Symmetrischer Sideritgang in Porphyroid mit jüngerm Turmalin, Baryt und Quarz. Altenberg.

*S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub>* Salbänder, *S* Siderit, *T* Turmalin, *B* Baryt, *Q* Quarz.

im Porphyroid keinesfalls als sekundäre, durch Metallverschiebungen von untergeordneter Bedeutung entstandene Gangzotten aufgefaßt werden können, sondern daß im Verlaufe längerer Zeiträume ein wiederholtes Aufreißen der Gangspalten stattfand, daß die Sideritgänge im Porphyroid also als echte juvenile Erzgänge angesprochen werden müssen. Da man ähnliche jüngere Turmalinnachschübe auch aus den analogen und gleichalterigen Sideritlagergängen der Bindt und der Gegend von Dobschau (Slowakei) kennt, kann es sich nicht um zufällige, lokale Erscheinungen handeln.

Klarer sehen wir, wenn wir über das Gebiet des Erzberges hinausgreifen und größere Teile der gesamten Zone der Siderit-Magnesit-Sulfidlagerstätten der ostalpinen Grauwackenzone in Betracht ziehen,

Brocken von Porphyroid, also von Nebengestein, vorhanden waren, die einerseits verquarzt, andererseits von den Rändern und von Sprüngen ausgehend turmalinisiert, d. h. in ein sehr feinkörniges Gemenge von pflasterförmig aggregiertem Quarz und kleinen Turmalinsäulchen umgewandelt wurden. Nicht nur diese Nebengesteinsbrocken wurden turmalinisiert, sondern auch das Nebengestein selbst erhielt an den Salbändern der Gangspalte einen Turmalinbelag.<sup>1)</sup> Der Turmalin ist also hier die älteste Ausscheidung. Später erfolgt die Ausfüllung der Gangspalte mit Siderit, der selbst in kleinen Gangtrümmern in die turmalinisierten Nebengesteinsbrocken eindringt. Noch jünger ist eine sekundäre Verquarzung des Erzes, welche von Sprüngen ausgeht, die sich in den Porphyroid hinein fortsetzen.

Ein Vergleich der beiden beschriebenen Turmalinvorkommen zeigt, daß zwei Turmalin-generationen vorhanden sind, eine ältere vorsideritische und eine jüngere nachsideritische. Ganz unzweifelhaft geht aus den Beobachtungen hervor, daß die Sideritgänge

<sup>1)</sup> Turmalinisierung des Nebengesteins erwähnt auch Sigmund (L. 13, S. 18) vom benachbarten Bohnkogel.

denn es ist wohl unzweifelhaft, daß diese alle denselben Ursachen ihre Bildung verdanken, was auch von den Gegnern der Epigenese anerkannt wird.

Halten wir uns zunächst vor Augen, was für jede der beiden Entstehungshypothesen spricht, bzw. welche Schwierigkeiten sich bei der Annahme der einen oder der anderen Theorie einstellen.

Für die sedimentäre Entstehung konnte bisher nichts als die annähernd schichtenparallele Lagerung bei großer Niveaubeständigkeit vorgebracht werden.

Demgegenüber ist vor allem einzuwenden, daß bei genauer Untersuchung in fast allen Lagerstätten des Erzuges Verschneidungen gegenüber dem Nebengestein nicht gerade selten festzustellen sind (Pitten in Niederösterreich, entnommen einem Manuskript Waagen-Schöppe; Payerbach-Reichenau, L. 10, S. 28 und 29; Mitterberg, L. 3, Krusch, S. 367). Selbst Kern bemerkt für den steirischen Erzberg, daß die

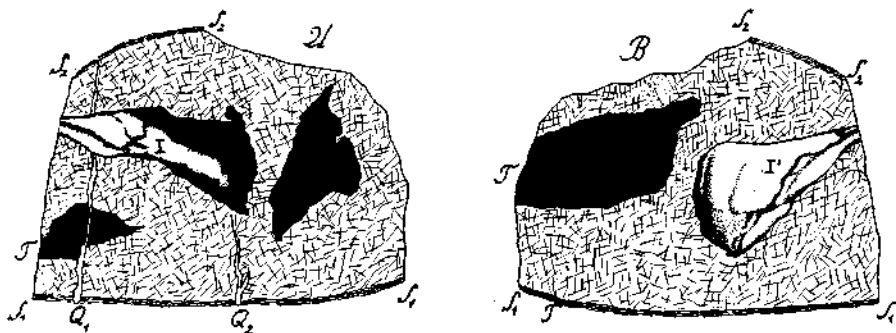


Fig. 8. Sideritgang mit Schollen von turmalinisiertem Nebengestein. Altenberg.

A, B Vorder- und Rückseite der Stufe.  $S_1$ ,  $S_2$  Salbänder mit anhaftendem, bei  $T$  turmalinisiertem Porphyroid.  $I$ ,  $I'$  Vorder- und Rückseite eines vom Rande und von Klüften aus turmalinisierten Nebengesteinsbrockens.  $T$  vollständig turmalinisierte Scholle. Kreuz und quer schraffiert Siderit.  $Q_1$ ,  $Q_2$  jüngere Quarzgänge.

Erzlager nicht vollständig konform im Kalk liegen. Überdies zweigen hin und wieder primäre Liegend- und Hangendtrümmern von der Hauptlagerstätte in das Nebengestein ab (Grillenbergs bei Payerbach, L. 10, S. 28, Taf. V, Fig. 5); sogar symmetrische Gangstruktur ist, wenn auch selten, zu beobachten (Schendleggs bei Payerbach, L. 10, S. 29, Taf. V, Fig. 10). Ein mehrfaches Aufreißen des Ganges kann das klare Gangbild freilich verwischen (Mitterbergs in Salzburg, L. 3, Krusch, S. 367).

Weiters spricht gegen die Sedimentationstheorie das Auftreten von Nebengesteinstrümmern in Erz (Grillenbergs bei Payerbach-Reichenau, L. 10, Taf. V, Fig. 4).

Betrachten wir den von der Grauwackenzone bis in die Trias reichenden Erzgang und beschränken wir uns aus Raumerparnis auf Niederösterreich und Steiermark, so finden sich die Sideritlagerstätten in den verschiedensten Schichtenhorizonten. Sie treten schon, wenn auch seltener, in den silurischen dunklen Schiefnern auf, so z. B. im Fischerstollen in der Großau (L. 10, S. 20), im Sensenschmiedgang bei Johnsbach (L. 13, S. 141).

Porphyroide beherbergen den Erzzug, der nördlich von Edlach vom Augenbründl bis zum Schwarzeckkogel streicht (L. 10, S. 17, Taf. IV.). Die Eisensteine beginnen hier mit den kleinsten Dimensionen und erreichen eine Mächtigkeit von 6 m; eine Reihe von Parallelrümern begleitet das Haupterzlager. Interessant ist hier, daß die Schieferung der Porphyroide das allgemeine Ostweststreichen und Nordfallen der überlagernden Schichten der Rax angenommen hat und daß sich in diesen auf tektonischem Wege entstandenen Flächen das Erz durch Aufblätterung einlagert. Von einer Sedimentation kann in dem Eruptivgestein natürlich von vornherein nicht die Rede sein.

Die silurisch-devonischen Kalke (Neuberg, südlich der Hochveitsch, südlich des Feistereck, Umgebung von Eisenerz, Radmer usw.) werden von Ankerit- und Sideritgängen mit größeren oder geringeren Umsetzungserscheinungen des Nebengesteins durchbrochen. Die Kalke fehlen im Streichen auf weite Strecken, z. B. von Gloggnitz bis gegen Neuberg. Das ältere Paläozoikum (Schiefer, Porphyroide) wird, wie wir aus dem Studium des ganzen Zuges wissen, diskordant von den Werfener Schichten überlagert. Diese beginnen mit Basiskonglomeraten. Auf dem Grillenberge liegen an der Grenze der paläozoischen Serizitschiefer gegen das Werfener Basiskonglomerat die schon erwähnten Lagergänge (L. 10, S. 15, Profillig. 1). Weiter gegen W, von Hirschwang an, liegt in der unteren Trias ein Erzzug, der sich im Hangenden der Werfener Basiskonglomerate befindet, während die Grillenberger Lagergänge im wesentlichen unter den Konglomeraten aufsetzen.

Weiter gegen Neuberg treffen wir die Erze mitten im Werfener Schiefer, das Gollrader Hauptlager teils in den Schiefem der unteren Trias, teils an der Grenze der Schiefer gegen das gipsführende Haselgebirge. Südlich der Großveitsch rückt das Erz sogar an die Grenze der Werfener Schiefer und des Gutensteiner Kalkes (Cornelius, L. 4).

Wir sehen also die merkwürdige Erscheinung, daß die Erzbildung durch Formationen anhält, welche durch eine starke Diskordanz getrennt sind, daß sie aber auch innerhalb eines dieser Schichtenglieder durchaus nicht lagerartig an den gleichen Horizont gebunden ist, sondern teils an der Basis, teils in der Mitte oder im Hangenden des Schichtenkomplexes auftritt. Diese Erscheinung ist mit der Sedimentationstheorie nicht in Einklang zu bringen, denn es ist nicht anzunehmen, daß das naturgemäß nicht leicht erfüllbare Zusammentreffen zahlreicher, die Erzbildung bedingender geologischer Voraussetzungen durch Formationen hindurch, ja sogar über Diskordanzen hinweg, an einer und derselben Stelle gegeben war.

Alle diese Schwierigkeiten, welche der Sedimentationstheorie im Wege stehen, werden bei der Annahme einer epigenetischen Entstehung leicht überwunden. Fragen wir uns, welche Argumente eigentlich für die Sedimentationstheorie sprechen, so sehen wir, daß außer der schichtenparallelen Lagerung der Erzkörper keine Beobachtungen vorgebracht wurden, welche für diese Theorie sprechen, und daß die Anhänger derselben nur immer wieder die Schwierigkeiten hervorheben, mit welchen die epigenetische Deutung zu kämpfen hat. Diese Schwierigkeiten bestehen 1. in der Frage nach der Herkunft der Erzlösungen,

2. in dem Fehlen sichtbarer Zufuhrwege, 3. in der nicht zu leugnenden vorwiegenden Flächenhaftigkeit der Erzkörper und 4. in der Frage nach dem Verbleiben der metasomatisch verdrängten Kalkmassen. Anzeichen epigenetischer Vererzung sind nicht zu verkennen; sie werden aber als sekundäre Erscheinungen von geringerer Bedeutung abgetan. Im Laufe dieser Arbeit wurde mehrfach darauf hingewiesen, daß die epigenetischen Erscheinungen durchaus nicht Ausnahmen, sondern überaus häufig anzutreffen sind. Auch wurden die Schwierigkeiten aufgezeigt, welche einer Bagatellisierung dieser epigenetischen Erscheinungen gerade dort gegenüberstehen, wo sie in großer Entfernung von sedimentär deutbaren Lagerstätten beobachtet werden (S. 252). Im folgenden sollen vor allem die Einwürfe, welche gegen die Epigenese vorgebracht wurden, kritisch beleuchtet und nach Möglichkeit entkräftigt werden.

Die Frage nach der Herkunft der Erzlösungen ist im Gebiete der Grauwackenzone nicht minder problematisch als anderswo (z. B. Siegener Eisenspatgänge). Sie wird der Phantasie immer einen großen Spielraum lassen. Betrachten wir z. B. gewisse Kupfererze (Radmer, Mitterberg), wie dies ja selbstverständlich ist, als auch hierhergehörig, so wird das Problem nicht einfacher, wenn wir eine sedimentäre Bildung annehmen, denn ein durch Eindampfung o. dgl. mit Kupfersalzen gesättigtes Meeresbecken ist wohl nicht recht vorstellbar. Auch hier müßte man eine apomagmatische, in das Meeresbecken sich ergießende Metallzufuhr voraussetzen und käme durch die Annahme einer syngenetischen Bildung der Frage nach dem eigentlichen Bringer des Metalls (Eruptivkörper) um keinen Schritt näher.

Was die Zufahrtswege und die flächenhafte Verbreitung der Lagerstätten anbelangt, so hat die Untersuchung ergeben, daß die Erzlösungen vielfach in der Schieferungsrichtung während tektonischer Bewegungen einer nachtriadischen Gehirgsbildungsphase eingedrungen sind und daß die Schieferungsflächen als Zonen geringsten Widerstandes den Lösungen den Weg gewiesen haben (Schiefererze). Hinsichtlich des Fehlens verquerender Zufuhrwege sei auf die Erfahrung der Quellentechniker hingewiesen, daß kräftige Quellen, welche bedeutende Sedimentabsätze verursachen, häufig aus äußerst schmalen und im Streichen wenig anhaltenden Spaltenöffnungen (Quellschloten) hervortreten, welche naturgemäß leicht übersehen werden können. Aber auch die vorhandenen ursprünglichen Zufuhrwege können bei nachfolgenden tangentialen tektonischen Bewegungen durch Auswalzung (Gleitbewegungen) in die Richtung der Schieferung umgelegt und auf diese Weise unkenntlich werden. In diesem Zusammenhang drängt sich der Vergleich mit den bekannten Aplit- und Pegmatitadern der injizierten Gneise und Glimmerschiefer auf, wo analoge Erscheinungen allgemein verbreitet sind und niemand an dem Fehlen eines als Muttergestein in Betracht kommenden Eruptivkörpers, an der schichtenparallelen Lagerung der eruptiven Gänge und an dem Fehlen von Quergängen Anstoß nimmt.

Daß tektonische Bewegungen an der Ausbildung der Lagerstättenformen beteiligt sind, erhellt schon aus der Ahhängigkeit dieser Formen von der Art, in der die Nachbargesteine auf tektonische Einflüsse reagieren. Nur in den schichtenparallel leicht beweglichen, senkrecht



zur Schichtung aber relativ schwer zerteilbaren und für Lösungen schwer durchdringlichen Schiefern nehmen die Lagerstätten typische Lagerform an; in den spröden Kalken hingegen folgen sie nur im großen und ganzen der Schichtung und bilden wesentlich häufiger Verquerungen und Stockformen. Nichtsdestoweniger gibt es auch hier ausnahmsweise Erzausbildungen, welche jenen der Schiefer gleichen. Wir denken dabei an die Bändererze (z. B. der Etage Wolfgang), wo Siderit in die Fugen eines durch tektonische Zerschering lamellenartig zerlegten Kalkes dringt, der selbst teilweise in spätigen Ankerit umgewandelt wird, teilweise sein ursprüngliches feinkristallinisches Gefüge behält. Erst den Klüften der jüngeren Bruchtektonik folgt eine zweite grobspätige Ankeritgeneration.

Was die Frage nach den weiteren Schicksalen des durch die Eisenlösungen verdrängten Kalkes anbelangt,<sup>1)</sup> so ist die Menge des letzteren insoweit schwer abzuschätzen, als man nicht weiß, in welchem Mengenverhältnis die Gangsiderite zu den metasomatischen Bildungen stehen. Hörhager (L. 7) glaubt zwar, daß die Siderit- und Magnesitlagerstätten größtenteils Gänge sind. Das ist zweifellos unrichtig, es wurden gewiß ganz bedeutende Kalkmengen durch Eisenkarbonat verdrängt, aber ebenso unrichtig wäre es, die Gesamtmenge des Siderits als verdrängten Kalk aufzufassen. Ein Teil des gelösten Kalkes ist auf dem Berge in Gangform wiederzufinden (verkalkte Schiefer und Porphyroide, Ankerit- und Dolomitgänge, welche durch Mischung von Kalk-, Magnesium- und Eisenkarbonatlösungen entstanden sein können). Ein anderer Teil des Kalkes kann den Weg zur Oberfläche gefunden haben und muß die Klüfte, auf denen er sich bewegte, nicht unbedingt ausgefüllt haben. Überdies wären derartige Kalkgänge in einiger Entfernung von der Lagerstätte in den Kalken der Trias wohl leicht zu übersehen.

Zweifellos hat aber gelegentlich der Lagerstättenbildung durch Metasomatose und Kluftausfüllung eine Volumsvermehrung stattgefunden, auf die sowohl Kern (L. 8) als auch Angel (L. 2) hinweisen. Anzeichen einer solchen sind auf dem Berge und in der Umgebung desselben nicht bekannt, doch darf nicht übersehen werden, daß solche Spuren schon während der mit der Vererzung Hand gehenden tektonischen Bewegung, noch mehr aber durch eventuell nachfolgende Bewegungen verwischt werden konnten. Im allgemeinen gewinnt man den Eindruck, daß die Vererzung paratektonisch erfolgte, doch fehlen auch nicht Anzeichen, welche nachträgliche tektonische Beeinflussungen der fertigen Lagerstätte wahrscheinlich machen.<sup>2)</sup> Das unversehrte kristallinische Gefüge der Karbonate ist an sich kein Beweis gegen derartige nachträgliche Bewegungen, da die beigeordneten Gefüge- deformationen infolge der leichten Rekrystallisierbarkeit des Siderits und Magnesits leicht verwischt werden (Petrascheck, L. 9, S. 7).

<sup>1)</sup> Das Problem hat eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Raumproblem größerer Eruptivkörper.

<sup>2)</sup> Wir haben bei diesen Betrachtungen ausschließlich tangential Bewegungen im Auge. Jüngere Bruchtektonik ist u. a. durch die Untersuchungen Kerns einwandfrei nachgewiesen.

Wesentlicher für die Beurteilung der diesbezüglichen Verhältnisse ist die Form der Erzkörper und das Verhalten der begleitenden Silikatmineralien. Da scheinen nun allerdings die nachkristallinischen Bewegungen im allgemeinen ziemlich geringfügig zu sein, doch gilt das sicherlich nicht für alle Punkte in gleichem Maße. Die kopfgroßen Ankeritknollen, welche in die schwarzen Schiefer der Radmer eingewalzt sind, und die Magnesitknauern, welche Redlich vom Semmering beschreibt, lassen sich wohl nur schwer ohne Annahme jüngerer Bewegungen erklären, zumal man in den Schiefen vergeblich nach Mineralgängen sucht, von denen aus die Vererzung tektonisch zerrissener Kalktrümmer nachtektonisch hätte erfolgen können (L. 9, S. 8).

Die Schwierigkeiten der Raumfrage (Volumsvergrößerung, Abfuhr großer Kalkmassen, Zufuhrwege) werden durch die Schwinnnersche Theorie (L. 17, S. 276), welche die Lagerstätten als konkretionäre Konzentrationen ursprünglich mehr oder minder gleichmäßig verteilter Substanzen ansieht, zwar ausgeschaltet, darüber hinaus liegen aber keinerlei Beobachtungen vor, die diese Theorie stützen könnten. Der Vergleich mit Konkretionen ist insofern unangebracht, als letztere lokalen Wanderungen ihre Entstehung verdanken und an bestimmte Schichten gebunden sind, während unsere Siderite in ganz verschiedenen Schichten, auch räumlich durch große Entfernungen getrennt, auftreten, so daß ganz gewaltige Stoffwanderungen in der Richtung der Schichtung und quer dazu vorausgesetzt werden müßten, wie sie die Epigenese auch nicht in größerem Ausmaße erfordert.

Wenn wir uns auch gewisse noch nicht gelöste Schwierigkeiten der Epigenese keineswegs verhehlen, so glauben wir doch, daß die epigenetische Entstehungsdeutung den Beobachtungen noch immer mehr entspricht als alle anderen Erklärungsversuche.

#### Literaturverzeichnis.

1. Angel Fr., Quarzkeratophyre der Blasseneckserie. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1918.
2. Angel Fr., Über Gesteine vom steirischen Erzberg. Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, Bd. 64/65, Graz 1929.
3. Buttman H., Die Kupferkieslagerstätten von Mitterberg. Dissertation. Freiberg 1913. Zum selben Thema: Krnsch, Eigene Beobachtungen in Beyschlag, Krnsch, Vogt, Die Lagerstätten der nutzbaren Minerale und Gesteine, II. Bd., S. 366, Stuttgart 1921.
4. Cornelius H. P., Das Eisenerzvorkommen am Eibenkogel bei Turnau. Briefliche Mitteilung.
5. Heritsch Fr., Caradoc im Gebiete von Eisenerz in Obersteiermark. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1927.
6. Hiessleitner G., Zur Geologie der Umgebung des steirischen Erzberges Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1929.
7. Hörhager J., Über die Bildung alpiner Magnesitlagerstätten und deren Zusammenhang mit den Eisensteinlagern. Österreichische Zeitschrift für das Berg- und Hüttenwesen 1911, Nr. 16.
8. Kern A., Zur geologischen Neuanfnahme des steirischen Erzberges 1925 bis 1926. Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch, Bd. 75, Heft 1 und 2, 1927.
9. Petrascheck W., Metallogenetische Zonen in den Ostalpen. Comptes rendus des XIV. internationalen Geologenkongresses, Madrid 1926.

10. Redlich K. A., Die Eisensteinbergbaue der Umgebung von Payerbach-Reichenau. Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch der k. k. montanistischen Hochschulen Leoben und Przibram 1907.

11. Redlich K. A.—Großpietsch O., Die Genesis der kristallinen Magnesite und Siderite mit besonderer Berücksichtigung der Veitsch und des steirischen Erzberges. Zeitschrift für praktische Geologie, XXI. Jahrgang, 1913, S. 90.

12. Redlich K. A., Der steirische Erzberg. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien, IX. Bd., 1916.

13a. Redlich K. A.—Stanczak W., Die Erzvorkommen der Umgebung von Neuberg bis Gollrad. Ebenda, XV. Bd., 1922.

13b. Redlich K. A., Der Erzzug Vordernberg — Johnsbachstal. Ebenda, XV. Bd., 1922.

14. Redlich K. A., Sind die ostalpinen Karbonatlagerstätten und die mit ihnen genetisch verwandten Talke sedimentären Ursprunges? Zeitschrift für praktische Geologie, XXXIV. Jahrgang, 1926, S. 65.

15. Rozsa M., Differenzierungserscheinungen an sedimentären Karbonatgesteinen. Kali, XIX. Jahrgang, 1925, S. 85, 193, 378.

16. Rozsa M., Talk und Magnesit. Zeitschrift für praktische Geologie, XXXIII. Jahrgang, 1925, S. 153.

17. Schwinner R., Das Paläozoikum am Brenner. Vergleiche und Wertungen. Centralblatt für Mineralogie usw., Abteilung B, 1925, S. 241.

18. Spengler E., Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1922.

19. Spengler E., Über die Tektonik der Grauwackenzone südlich der Hochschwabgruppe (mit einem Anhang von H. P. Cornelius). Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1926.

20. Spengler E.—Stiny J., Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz der Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich (mit Erläuterungen), Wien 1926.

21. Stur D., Vorkommen obersilurischer Petrefakte am Erzberg und in dessen Umgebung bei Eisenerz. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1865.

# Über geologisch-technische Erfahrungen beim Bau des Stubachwerkes.

Von H. Ascher und K. Powondra.

(Mit 9 Tafeln und 22 Zeichnungen.)

## H. A. Einleitung und geologische Grundlagen.

Dem beharrlichen Drängen unseres lieben Freundes Oberberggrat Dr. Ampferer verdankt diese Arbeit ihre Entstehung. Er hatte den Wunsch, die geologischen Aufschlüsse und die geologisch-technischen Erfahrungen, die sich beim Ausbau der österreichischen Wasserkraftanlagen ergaben, in diesen Jahrbüchern zu sammeln. So stecken wir in seinen reichen Kranz ein bescheidenes Sträußlein von Hochgebirgsblumen, gepflegt von uns Ingenieuren im Vorbeigehen neben unserer technischen Berufsarbeit.

Mangel und Einseitigkeiten sind damit begründet, vielleicht auch entschuldigt. Bei jenen denken wir vor allem an das Fehlen einer Einordnung unserer Beobachtungen in die großen petrographischen, tektonischen und morphologischen Zusammenhänge des Alpenbaues und an unsere mangelhafte geologische Schulung, bei diesen verweisen wir auf die Abschweifungen ins technische Gebiet, wenn wir sie auch auf solche Fälle beschränkten, wo die geologischen Verhältnisse auf unsere Arbeit einen unmittelbaren Einfluß ausübten.

Dagegen haben wir — wie beim Spullerseewerk — außer der Geologie auch den allgemeinen physikalischen Rahmen, der das Stubachwerk umschließt, in unsere Betrachtung einbezogen, vor allem die Wetter- und Wasserverhältnisse.

Ein großer Reiz lag für uns darin, unsere Berufsarbeit durch die Verknüpfung mit wissenschaftlichen Problemen über ihre rein praktischen Ziele hinausuheben. Wir danken deshalb unseren Vorgesetzten für ihr einsichtsvolles Gewährenlassen und für die mannigfache Förderung, vor allem der Direktion für Elektrisierung der Generaldirektion der Österreichischen Bundesbahnen mit ihrem früheren Direktor Herrn Sektionschef Ing. P. Dittes, ihrem jetzigen Leiter Herrn Ministerialrat Ing. H. Luithlen und dem Vorstande der Bauabteilung Herrn Ministerialrat Ing. C. Schnürer. Die Generaldirektion der Österreichischen Bundesbahnen hat auch die Drucklegung unserer Arbeit ermöglicht, wofür wir noch besonderen Dank sagen.

Auch der Bauunternehmung Brüder Redlich und Berger in Wien, die ihren alten guten Ruf bei der Ausführung des Stubachwerkes von neuem bewährte, gebührt unser Dank, denn sie hat unsere Bestrebungen jederzeit aufs uneigennützigste gefördert und ebenfalls den Druck der Arbeit unterstützt.

Ferner danke ich meinem verehrten Lehrer Herrn Professor Dr. W. Schmidt in Tübingen, der meine ersten Schritte im Gebiete petrographischer Untersuchungsmethoden leitete und mir auch sonst mit seinem Rate in treuer Freundschaft zur Seite stand.

Als geologische Unterlagen für die Verfassung des Bauentwurfes dienten ein geologisches Gutachten über alle drei Stufen des Stubachwerkes von Herrn Oberbergrat Dr. O. Ampferer mit Schnitten und geologischer Übersichtskarte im Maßstab 1 : 12500 vom Jahre 1912, ferner ein amtliches geologisches Gutachten über die oberste Stufe des Werkes von Herrn Ministerialrat Ing. M. Singer aus dem Jahre 1920 mit Schnitten und geologischem Plan im Maßstab 1 : 12500, schließlich ein zweites Gutachten von demselben über die Oberwasserführung der obersten Stufe mit Schnitten und geologischem Plan im Maßstab 1 : 2000 aus dem Jahre 1923.

Die Aufnahme der durch den Bau vermittelten Aufschlüsse und ihre Auswertung für die Ausfeilung des Bauentwurfes besorgte die Bauleitung der Österreichischen Bundesbahnen für das Stubachkraftwerk in den Jahren 1925 bis 1929, wobei meinem sehr geschätzten Kollegen Herrn Ing. K. Powondra neben seiner schweren und verantwortungsreichen Arbeit als Bauführer des Schrägschachtes auch dessen genaue geologische Aufnahme zufiel. Ihm verdanken wir auch eine große Anzahl von feinfühlig erfaßten Lichtbildaufnahmen aus dem Baubereiche.

Die neue Alpenvereinskarte der Glocknergruppe, das Meisterwerk H. Rohns, bietet eine vorzügliche Grundlage für geologische Aufnahmen. Leider umfaßt sie nicht den ganzen Bereich der vorliegenden Aufnahme. So wurde, um auf eine einheitliche Geländedarstellung bei ihrer Wiedergabe nicht verzichten zu müssen, die Originalaufnahmeaktion des Kartographischen Institutes in Wien verwendet.

Das Stubachtal greift mit seinen beiden Quelllästen des Weißbaches und Tauernmoosbaches rückwärts bis zum Kalsertauern, der die Granatspitzgruppe von der Glocknergruppe scheidet. Beide Gruppen bilden nicht nur scharf getrennte orographische Einheiten, sondern sind auch grundverschieden in ihrem inneren Aufbau. Daher ist das an ihrer Grenze gelegene Stubachtal vor anderen Tauerntälern durch eine besondere Mannigfaltigkeit des geologischen Baues und der Formen ausgezeichnet.

Die Tektonik des Gebietes haben Löwl und Kölbl entziffert, nachdem schon Peters und Stur die ersten Vorarbeiten geleistet hatten. Während Löwl den Granatspitzkern noch als einen im ursprünglichen Verbande liegenden Lakkolithen auffaßte, hat Kölbl die verwickelte Durchbewegtheit und Deckennatur des mächtigen Granitgneiskörpers nachgewiesen.

Im Bereiche des Stubachtales tauchen seine Bänke mit östlichem bis nördlichem Fallen unter die kristallinen Sedimente unter, welche als Schieferhülle die Mulde der Glocknergruppe sowie das nördliche Vorland der Hohen Tauern zusammensetzen.

Die oberste Stufe des Stubachwerkes liegt ganz im Granitgneis, u. zw. in dessen oberster Zone, welcher die jüngste Großphase der Alpenbildung durch die Ausbildung von Quetsch- und Gleitzonen eine besondere Prägung gegeben hat.

In diesen Zonen ist der Kalifeldspat des Granitgneises in Muskowit umgewandelt, wobei Kieselsäure frei wird, die sich in Form zahlloser Quarzlinsen im Glimmer verteilt. Die Quarzlinsen sind meist lange ausgezogen und haben die Stärke von etwa einem Millimeter bis zu mehreren Dezimetern. Es finden sich aber auch einige Meter starke Körper von Quarz, die auch nur als ausgezogene große Linsen anzusprechen sind. Eine besonders große ausgewitterte Linse liegt am Wege vom Sprengbündl zum Fenster 1. Eine andere wurde mit dem Fensterstollen 1 durchfahren.

Im Mikroskop zeigen die meist zu ganz kleinen Körnern zertrümmerten Quarze mit den sie umfließenden Muskowiten ein Bewegungsbild von seltener Lebhaftigkeit.

Diese serizitisierten Zonen erreichen bedeutende Mächtigkeit. Man findet sie im Sperrenfundament über 20 m, im Stollen rund 50 m stark, gemessen senkrecht zur Schieferung. Im Gegensatz zum grobklüftigen Granitgneis ist der schmiegsame Serizitschiefer wenig zerklüftet, oft dagegen fein gefältelt. Er ließ sich stauchen. Der Serizitschiefer spricht im allgemeinen auf Beanspruchungen noch plastisch an, bei denen der spröde Gneis schon längst in die Brüche geht. Wir haben aber auch offene Klüfte im Schiefer gefunden, die den Eindruck machten, wie wenn sich das Hangendblatt unter dem Zwange einer seitlichen Druckspannung vom Liegendblatt abgehoben hätte.

Zwischen dem richtungslos körnigen Granit und dem feinblättrigen Serizitschiefer sind alle Zwischenglieder vorhanden. Eine nicht geklärte Erscheinung ist es, daß häufig beim Wechsel von Gneis auf Serizitschiefer eine Anreicherung von Biotit auftritt, der mit seiner dunklen Färbung im lichten Gestein die oft undeutlichen Schriftzüge der Gebirgsbewegung leserlich macht. Es liegt wohl hieran, daß gerade diese Stellen besonders lebhaft bewegt erscheinen. Auch Schlieren von feinkörnigem Chlorit kommen an solchen Übergangsstellen manchmal vor.

In der Rundhöckerlandschaft, die das Tauernmoos von drei Seiten umgibt, zeigt sich der Wechsel zwischen beiden Gesteinen auffällig in den Oberflächenformen an. Infolge des schrägen Nordostfallens der Bänke wechseln beständig an der Oberfläche die Schichtköpfe von Serizitschiefer und Gneis miteinander ab. Die widerstandsfähigen, vom Eise zu Rundkuppen geschliffenen Bänke des letzteren ragen zwischen den rinnenartig ausgehobelten Vertiefungen auf, die dem Ausstriche des weichen Schiefers entsprechen.

Die Schieferhülle ist dem Granitgneis mit tektonischer Konkordanz aufgelagert. Die Grenze ist an dem Wechsel der Formen und Farben des Gesteins weithin im Landschaftsbild zu erkennen.

Im Stubachtal erfährt die untere Schieferhülle eine besondere Bereicherung durch eine ganze Kette von Peridotitstöcken, die von NW gegen SO schief über das ganze Tal hinziehen.

Das Fenster 2 des Schrägschachtes reicht mit seinen äußeren 60 m gerade noch in die Schieferhülle hinein, so daß es den Kontakt zwischen ihr und dem Zentralgneis erschloß. Dieser Kontakt ist in Fig. 1<sup>1)</sup> dargestellt.

1) Auf Tafel XXII unten.

Die Schieferhülle wird dort durch einen Amphibolit vertreten, der sich fast überall als schmales Band zwischen Peridotit und Granitgneis einschleibt, gerade an dieser Stelle aber breiteren Raum gewinnt.

Das Schliffbild zeigt die grüne Hornblende ungerichtet und fein verteilt oder in Haufen geballt zwischen einem Grundgewebe von Quarz und Albit-Oligoklas. Häufig treten Chlorit und Granat hinzu. Dem freien Auge fällt oft eine schlierige Anordnung der dunklen und der lichten Gemengteile auf, die sich zu eigenartigen, manchmal sich kreuzenden Scharen von geschwungenen Linien zusammensetzen. Stellenweise bilden diese Schlieren mit Fältelung und Stauchung die Durchbewegung des Gesteines ab. Gerade an dem durch das Fenster 2 erschlossenen Kontakt ist die Bewegung äußerst lebhaft.

An der linken Ulme wurde eine Schale von enggestauchtem Biotit-schiefer angefahren, der allseits von Amphibolit umschlossen ist.

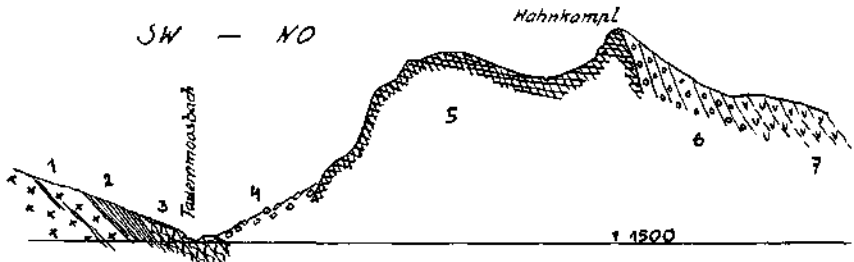


Fig. 2. Kontakt am Peridotit östlich das Hahnkampfs.

1 = Granitgneis mit einzelnen serizitischen Lagen. 2 = Serizitschiefer. 3 = Amphibolit. 4 = Bergschutt. 5 = Peridotit. 6 = Chloritischer Biotit-Amphibolit. 7 = Granat-Chloritschiefer.

Der Zentralgneis ist vom Kontakt an auf etwa 100 Stollenmeter in Serizitschiefer verwandelt, der die bezeichnende Spickung durch Quarz-linsen und an vielen Stellen Fältelung aufweist. Vereinzelt haben sich im durchbewegten, fließenden Gestein noch kleine linsenförmige Inseln von körnigem Granitgneis erhalten.

Außerhalb des engeren Kontaktbereiches zeigen die erwähnten Amphibolite gewöhnlich eine Zusammenballung der Hornblendens in dunkelgrüne Häufchen, die der lichten Grundmasse eine pantherartige Musterung geben.

Ein Profil senkrecht auf den Unterlauf des Tauernmoosbaches gibt eine Vorstellung der Schichtenfolge der unteren Schieferhülle in diesem Teile des Stubachtales (siehe Fig. 2). Es durchschneidet den großen Peridotitkörper nahe seinem Südostende. Die dem Peridotit unmittelbar angelagerten Bänke des Amphibolits und Granitgneises, in diesem Schnitte nicht sichtbar, fallen hier nach S ein. Die chloritischen Biotit-Amphibolit-schiefer am Nordostrande des Peridotits stehen saiger. Überhaupt zeigt der Peridotit im Streichen seiner Grenzflächen keine so strenge Unterordnung unter das regionale Nordostfallen der Schieferhülle wie deren übrige Glieder und erweist sich auch dadurch als Fremdkörper in ihr.

Auch bei den von Hammer aufgefundenen neuen Peridotitvorkommen des mittleren Ötztales und bei dem von Ampferer beschrie-

benen riesigen Peridotitklakolithen des Zlatibors spielen Amphibolite als umhüllende Gesteine eine große Rolle.

Ein unterirdischer Zusammenhang der ganzen Reihe von Peridotitvorkommen ist nicht wahrscheinlich. Das nordwestliche, am linken Ufer des Ödbaches gelegene, ist durch dessen tiefe Schlucht abgetrennt, deren Sohle und rechtes Ufer nirgends einen Ausbiß von Peridotit zeigen. Die nächste kleine Linse östlich der Böldlhütte dürfte allerdings mit der folgenden großen zusammenhängen, denn beide werden nur durch eine Zunge des ausgedehnten Bergsturzes voneinander getrennt, der den Nordwestfuß der Teufelsmühle bedeckt.

Nun folgt der Hauptkörper, eine elliptische Masse von 3·3 km Länge und 1·2 km Breite, die sich schräg über das Stubachtal legt. Die Stubache hat sich 400 m tief in das harte Gestein eingesägt. Diesem Peridotitstock verdankt das Tal einen seiner schönsten landschaftlichen Reize. Hoch über der Tal-schlucht trägt der Peridotit auf stämmigen Schultern jene unwegsame und geheimnisvolle Einsamkeit der Retten- und Wiegen-tröge, die mit ihren verschwiegenen Weihern und Wasserfällen zwischen hundertjährigem Zirbenwald ein würdiger Altar für die darüber aufragende Hoheit des Hochgebirges sind.

Östlich vom Rettenkogel taucht dieses Vorkommen unter die höheren Glieder der Schieferhülle unter.

Das nächste von Kölbl beschriebene Vorkommen bildet den auffallend rostbraunen Felskopf im Westhange des Hocheisers. Mit der in den Totenköpfen gipfelnden langgestreckten Linse zwischen Riffelkees und Totenlöchern endet der Peridotit im Stubachtal.

Der Peridotit zeigt an vielen Stellen kräftige Serpentinisierung, besonders in der Nähe des Kontaktes mit dem hangenden und liegenden Gestein. Das Köpfl bei Kilometer 13·8 und die Kehre in Kilometer 14·4/5 der Autostraße zum Enzingerboden sind bequem zugängliche Beispiele hiefür. Am Kontakt ist der Serpentin oft geschiefert. Becke hat ihn eingehend behandelt.

Nicht immer grenzt Amphibolit an den Peridotit, manchmal fehlt er überhaupt und es treten dann andere Kontaktgesteine an seine Stelle.

So knapp westlich des Enzingerbodens, wo der Granitgneis selbst in geschieferter Ausbildung unmittelbar an den Peridotit herantritt. Im Dünnschliff sieht man außer den primären Albiten mit grober Zwillingsstreifung auch enggestreifte Albite, die sich auf Kosten der Orthoklase gebildet haben. Das Gestein führt etwas Granat und Chlorit. Seine Schieferung entsteht durch Quarzlagen und Muskovit.

50 m oberhalb dieser Stelle schiebt sich zwischen Granitgneis und Peridotit ein feinschiefriger, granat- und zoisitführender Biotit-Plagioklasgneis ein, dem Muskovit vollkommen fehlt. Er dürfte dem Floilit Beckes entsprechen. Diese Stelle ist in der Fig. 3 wiedergegeben.

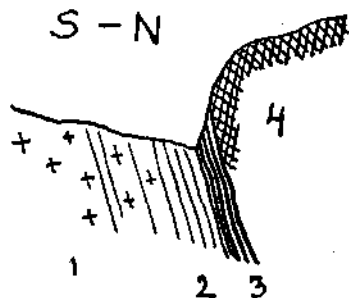


Fig. 3. Kontakt am Peridotit westlich des Enzingerbodens.

1 = Granitgneis mit serizitischen Lagen. 2 = Floilit. 3 = Geschieferter Serpentin. 4 = Peridotit.



Im Hangenden des Peridotits liegen Gesteinsfolgen, die bei aller Mannigfaltigkeit im einzelnen doch gemeinsame Züge aufweisen, welche für eine gemeinsame Geschichte Zeugnis ablegen:

In der Anordnung einer feinverteilten Kohlensubstanz und primärer Zoisite bildet sich eine alte, sehr feinblättrige Schieferung ab. Sie durchläuft das Gestein unbekümmert um den heutigen Mineralbestand und ist oft in lebhaft kleine Falten gelegt.

Ferner fällt im neuen Mineralbestand eine durchgreifende Albitisierung auf. Zu den Plagioklasen treten noch Neubildungen von Biotit und Chlorit.

Die Plagioklase haben häufig Zonenbau; ihre Kerne sind dann basischer als die sie umgebenden Höfe. Oft ist der Anorthitgehalt des Kernes schon in Zoisit verwandelt (sekundäre Zoisite). Die Albite haben ausgefranzte Umriss und wachsen häufig zu einem vollkommen geschlossenen Pflaster zusammen.

Auch Biotit und Chlorit sind als Neubildungen durch die Richtungslosigkeit ihrer Lagerung und ihre unregelmäßige Umrandung gekennzeichnet.

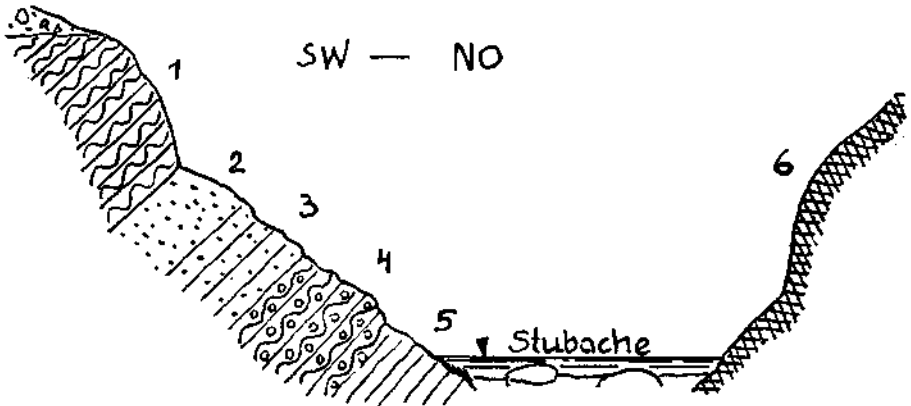


Fig. 4. Kontakt am Peridotit südlich des Wiegenbündls.

- 1 = Chlorit-Amphibolit. 2 = Weißer, ungeschieferter Quarzit. 3 = Gelblicher, geschieferter Quarzit. 4 = Chlorit-Amphibolit mit Granat. 5 = Chlorit-Amphibolit mit Biotit.

Im allgemeinen gilt von dieser Gesteinsfolge, daß die Häufigkeit der Chlorite mit der Entfernung vom Peridotit nach oben zunimmt und daß die Amphibole sich mehr in den unteren Gliedern in der Nachbarschaft des Peridotits anreichern. Die Biotite bevorzugen eine mittlere Lage. Doch ist diese Gesetzmäßigkeit schon deshalb keine strenge, weil Chlorit in fast allen Gliedern dieser Gesteinsgruppe vorkommt. Er macht sie zu einer ausgesprochenen Grünschieferreihe, die nicht nur im Handstück, sondern auch im weiteren Landschaftsbild ihre Farbe zur Geltung bringt. Am Wiegenbündl bildet sie die östliche Talwand.

Vor dem Eingehen auf diese Gesteinsfolge sollen aber noch kurz die Verhältnisse unmittelbar im Kontakt zwischen ihr und dem unter ihr liegenden Peridotit gestreift werden.

Die Fig. 4 zeigt den Kontakt südlich des Punktes 1261 am Wiegenbündl. Dort wechsellagern im Nebengestein feinkörnige, geschieferte und ungeschieferte lichte Quarzite mit chloritischen Biotit-Amphiboliten.

Bezeichnend ist die starke Schieferung fast überall in der Nähe des Kontaktes.

Am Nordwestfuß des Hahnkampls (Punkt 1926) schieben sich zwischen den Serpentin und die chloritischen Biotit-Amphibolite feinkörnige, schwarze, geschieferte und graphitische Quarzite ein.

Die Verhältnisse am Kontakt im O der großen Peridotlinse bei Punkt 2105 gibt die Fig. 5 wieder. Dort zeigt der Kontaktschiefer im Schliff ein feinkörniges Pflaster von Plagioklas, Zoisit, Epidot, Biotit, Amphibol und Titanit.

Im Hangenden des Peridotits tritt manchmal ein ähnlicher Amphibolit auf wie in seinem Liegenden.

Im Mikroskop sieht man einen mittel- bis feinkörnigen Pflasterverband, in dem größere an den Rändern ausgefranzte Plagioklase auffallen, die von zahlreichen kleinen Zoisit- und Epidotnadeln erfüllt sind. Die Hornblenden sind zum Teil gerichtet und verursachen dadurch eine undeutliche Schieferung des Gesteins.

Auf ihm liegt ein feinkörniger Biotitamphibolit mit nach oben zunehmendem Chloritgehalt, dessen Grundmasse aus grüner Hornblende,

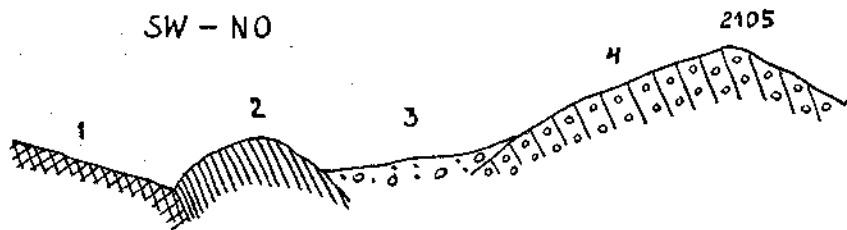


Fig. 5. Kontakt am Peridotit östlich des Punktes 2105.

- 1 = Peridotit. 2 = Zoisit-Biotit-Amphibolit. Stellenweise geschiefert. 3 = Moräne.  
4 = Feinkörniger, dunkler Hornblendegneis.

Plagioklas und Chlorit besteht, zu denen sich häufig Mineralien der Epidotgruppe, seltener Granat gesellen. Auch Quarz ist gewöhnlich vertreten. Die zahlreichen kleinen bis mittelgroßen samtbraunen Einsprenglinge von Biotit sind für das Gestein bezeichnend. Die Farbe der Grundmasse ist häufig lichtgrün, meist aber durch graphitische Beimengungen silbergrau bis schwarz abgeändert. Die junge Plagioklasbildung enthält zahlreiche Einschlüsse von Epidot und Zoisit. Durch das Hinzutreten oder Fehlen des Muskowits kommen weitere Änderungen in diese trotzdem nach außen gut abgegrenzte Reihe.

Die feinverteilte graphitische Beimengung gestattet bei einzelnen Gliedern dieser Reihe die Ablesung verschiedener Mineralisationsphasen.

Bei Punkt 1261 am Wiegenböndl (Hopfbachalm) steht ein graphitischer Chloritschiefer an. Zwischen einem Geflecht von Chlorit, Biotit und Quarz liegen große, zonar gebaute Feldspate, deren Kern aus Oligoklas (23% Anorthit) besteht und deren Hof saurer zusammengesetzt ist. Die Graphitschnüre laufen durch die Höfe unbeirrt durch, während sie in den Oligoklaskernen verdreht sind. Die Wälzung der Kerne fällt also noch vor die Zeit des Anwachsens der Höfe.

Während der Biotit dieses Gesteines als Neubildung kaum eine regelmäßige Anordnung erkennen läßt, ist der Chlorit manchmal in die Schieferungsrichtung gelegt und dabei oft verwachsen mit dem gleichgerichteten Muskowit. Dabei ist der Chlorit nur zum Teil von Graphit durchwachsen. Andere Chloritblätter sind frei von jenem.

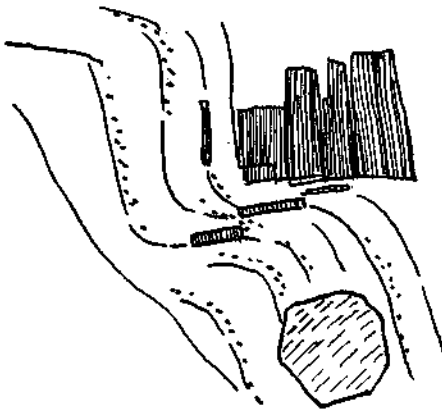


Fig. 6. Gefügebild aus den Grünschiefern. Feinschraffiert: Biotit. Strichliert: Granat. Geschlepptes Band: Albit-Oligoklas mit feinverteiltem Graphit.

dann pseudomorph die dort vorgefundene Kleintektonik. Die Fig. 6 und 7 geben die im vorstehenden geschilderten Verhältnisse wieder.

Das Gestein führt auch Granat. Seine lagenweise Anordnung bildet wohl eine Schieferung des sedimentären Ausgangsgesteines ab. Das  $s_i$  der Granaten liegt aber unabhängig vom  $s$  des Gesteines und steht häufig senkrecht auf ihm.

Wesentlich anders als die bisher beschriebene ist die Ausbildung der unteren Schieferhülle im W des Tauernmooses am Südgrat des Hocheisers. Dieses Profil, Fig. 8, gibt eine etwa um  $90^\circ$  verschwenkte Fortsetzung des von Kölbl westlich des Tauernmoos-Sees aufgenommenen Profiles.

Es beginnt in der Eiserscharte (2843 m) mit einem lichten, geschieferten porphyrischen Zweiglimmergneis, auf den bis zur halben Höhe des Berges Glimmerschiefer und Schiefergneis mit und ohne

Der Biotit wird ausnahmslos und unbekümmert um seine Lage von den Graphitbändern durchzogen.

Man sieht Feldspate, die zum Teil durch Biotit verdrängt wurden; denn die den Feldspat abbildenden geschlossenen Graphitzzeichnungen reichen in den benachbarten Biotit hinüber. Die Biotite sind also noch nach Abschluß der Feldspatbildung auf deren Kosten gewachsen.

Noch ein anderes Anzeichen spricht für ein Wachstum der Biotite in junger Zeit: sie setzen sich nämlich gerne an Stellen fest, wo der Feldspat geschleppt ist, und übernehmen

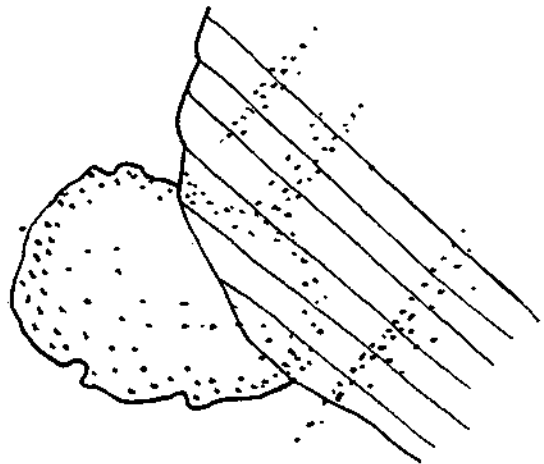


Fig. 7. Gefügebild aus den Grünschiefern. Schraffiert: Biotit. Daneben ein Feldspat, dessen ehemalige Ausdehnung aus der graphitischen Zeichnung ersichtlich ist.

Granat und Chlorit in beständigem Wechsel folgen. Das Gestein fällt auch hier gleichmäßig gegen NO.

Vom unteren Drittel des Grates zieht die auffallende Narbe einer Störung durch die Westwand gegen NW herab, die auch auf der neuen Alpenvereinskarte ins Auge fällt. Oberhalb dieser Störungslinie ist das Gestein enge gefältelt. In der oberen Hälfte des Südgrates ändert das Gestein seinen Charakter. Zwischen meist dunkle Granitschiefer, Gneise und weiße, feinkörnige und lichte Quarzite schalten sich aplitische Lagen und weiße Serizitschiefer ein. Diese Serizitschiefer sind von denen des Granitgneises mit freiem Auge nicht zu unterscheiden.

Kehren wir in das mittlere Stubachtal zum Wiegenböndl zurück.

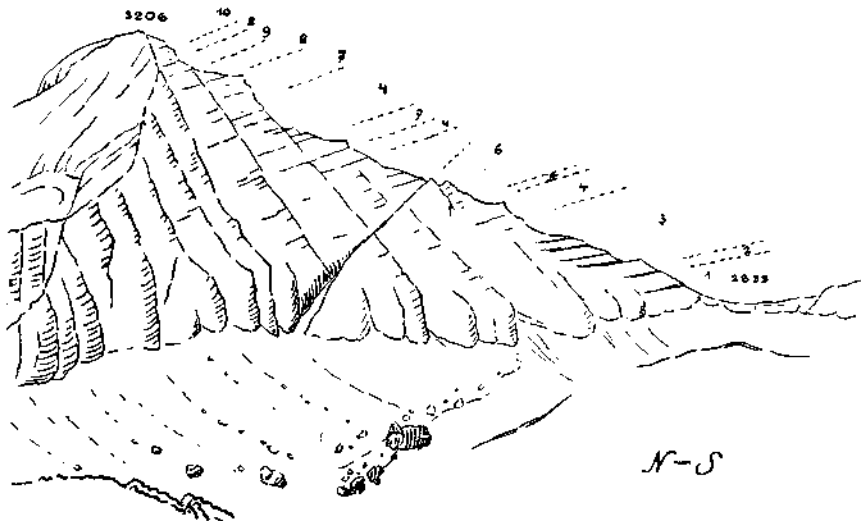


Fig. 8. Profil Südgrat des Hoch-Eiserns.

1 = Geschieferter, porphyrischer, zweiglimmeriger Gneis. 2 = Dunkler, feingeschieferter Schiefergneis. 3 = Lichte und dunkle zweiglimmerige Schiefer, z. T. granatführend mit biotitreichen Zwischenlagen. 4 = Dunkler Granatschiefergneis. 5 = Grauer, zweiglimmeriger Glimmerschiefer mit Zoisit. 6 = Lichter Schiefergneis mit Granat und Chlorit. 7 = Weißer, feinkörniger Quarzit. 8 = Lichter Serizitschiefer. 9 = Aplitischer Gneis. 10 = Grauer, feingeschieferter Biotitgneis mit aplitischen Zwischenlagen.

Über den chloritischen Biotit-Amphiboliten liegt eine Gesteinsgruppe von großer und schneller Abwechslung sowohl im Streichen als auch quer dazu. Sie wurde auf der Karte in eine Ausscheidung zusammengefaßt, weil sich der Verfolgung und Darstellung der einzelnen Glieder zu große Schwierigkeiten entgegen stellten. Auch sie fällt gegen NO.

Ein Profil östlich des Punktes 2105 entlang des Abfalles zur Wurfahm ergibt von W nach O nachstehende Schichtenfolge, deren Glieder meist nur wenige Meter mächtig sind:

1. Feinkörniger, dunkler Chlorit-Amphibolit mit Granat.
2. Lichter Chlorit-Serizitschiefer mit Granat.
3. Dunkelgrauer, grobkörniger Chlorit-Biotitgneis mit Granat.
4. Derselbe ohne Granat.

5. Lichter, feinkörniger Granatglimmerschiefer.
6. Dunkler, feinkörniger Chlorit-Amphibolit.
7. Dunkelgrauer, feinkörniger Biotitschiefer ohne Hornblende.
8. Dunkelgrüner, feinkörniger Chlorit-Biotitschiefer.
9. Dunkler, grobkörniger Chlorit-Biotitschiefer mit Granat.
10. Lichter Granatglimmerschiefer.

Weiter nördlich, in der Nähe der Wurfalm, nimmt diese Reihe noch einzelne Lagen von Biotitgneis, weißem Quarzit und lichtem Serizitschiefer auf. Der letztere sieht im Handstück ebenfalls dem Serizit des Granitgneises zum Verwechseln ähnlich.

Unter den Gliedern der Grünschieferreihe treten zuerst vereinzelt, dann immer häufiger und geschlossener solche auf, die Kalzit enthalten. Die ersten Schichtenglieder, die Kalk aufnehmen, sind Albit-Chloritschiefer und Granat-Chloritschiefer. Vom Schrabach an stellen sich auch reine Kalkphyllite ein, die aus einem pflasterartigen Verbände von Muskowit, Quarz, Kalzit und etwas Feldspat bestehen. Meist ist aber dem Kalkphyllit mehr oder weniger Chlorit beigemischt und oft vertritt dieser allein die Rolle des schiefernden Bestandteiles.

Gegen das Hangende liegen in den chloritischen Kalkphylliten einige dünne Lagen graublauen oder weißen Marmors.

Zwischen und über diesen Chloritschiefern mit und ohne Kalk schalten sich in mehrfacher Wechsellagerung aplitische, biotitfreie Gneise ein.

Außer Muskowit und Quarz enthalten sie große Mikrokline und reine Albite. Die wenig ausgeprägte Schieferung wird durch Lagen von Quarz und Muskowit hervorgerufen. Die einzelnen Muskowite liegen aber nur dort, wo sie in dünnen Schnüren aneinandergereiht sind, in der Schieferung, während sie sonst nahezu ungerichtet sich zu länglichen Haufen zusammenballen.

Ein geringer Kalzitgehalt des Gneises läßt sich durch dessen Einschaltung zwischen die Kalkphyllite erklären und widerspricht deshalb nicht der Wahrscheinlichkeit, daß hier eine durch Schuppung wiederholte Einschaltung eines Orthogneises vorliegt.

Die Einschaltungen erreichen eine Mächtigkeit von 30 und 40 m.

Die vorliegenden Aufnahmen lassen wegen ihrer räumlichen Beschränkung nicht mit Sicherheit die Behauptung zu, daß dieser Horizont von Orthogneisen derselbe sei wie der vom oberen Hocheiser-Südgrat beschriebene. Es kann daher nur die Vermutung ausgesprochen werden, daß hier eine Zentralgneisdecke von weiterer Erstreckung vorliegt. Die auf S. 266 besprochene einheitliche Prägung der zwischen ihr und der Granatspitzdecke liegenden Gesteinsreihe würde mit dieser Vermutung durchaus im Einklang stehen.

Die Fig. 9 und 10 geben mit Profilen längs des oberen Schroffenbaches und des Erlwiesgrabens (N und O Wirtshaus Schneiderau) Beispiele für den Aufbau dieser steilen Hänge.

Es wurde schon erwähnt, daß in unmittelbarer Nähe der großen Peridotitlinse in Anpassung an deren Umriß das Streichen und Fallen kleine Abweichungen vom regionalen Nordostfallen zeigt. Einen auf-

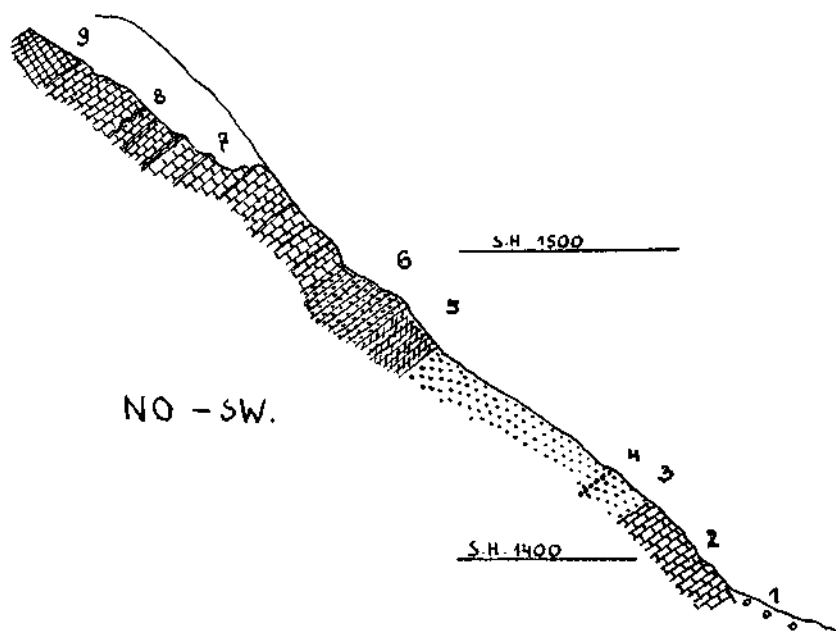


Fig. 9. Profil Schrofensbachgraben.

1 = Hangschutt. 2 = Lichter, aplitischer Gneis. 3 = Kalkglimmerschiefer ohne Chlorit mit 4 = Marmorband, 1 m mächtig. 5 = Glimmerschiefer. 6 = Chloritischer Kalkphyllit. 7 = Lichte, mikroklinreiche, aplitische Gneise, nach oben mit Zwischenlagen von Kalkphyllit. 8 = Chloritschiefer. 9 = Chlorit-Biotit-Amphibolit.

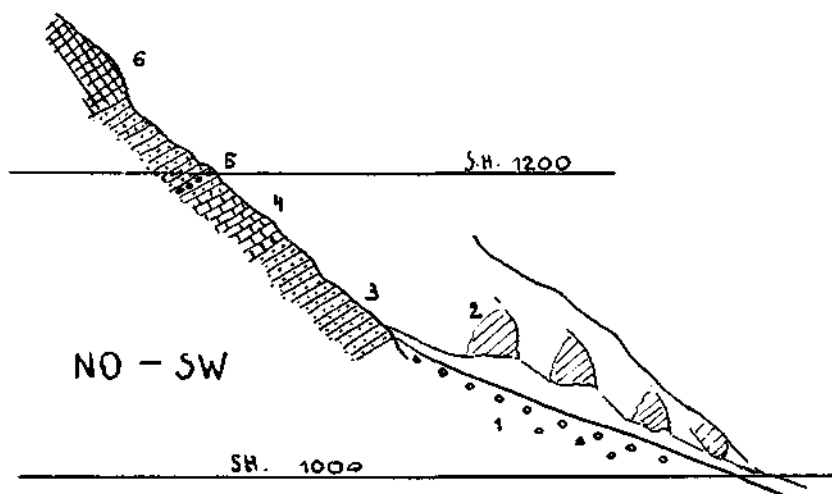


Fig. 10. Profil Erlwiesgraben.

1 = Schuttkegel. 2 = Chloritische Phyllite und Kalkphyllit wechsellagernd. 3 = Chloritischer Kalkphyllit. 4 = Lichte, mikroklinreiche, aplitische Gneise. 5 = Graublauer Marmor, 1 m mächtig. 6 = Biotit-Chloritschiefer.

fallenden Sprung macht die Richtung der Gesteinszüge in der Schneiderau. Auf der östlichen Talseite herrscht dort noch das Nordostfallen. Auf der westlichen fallen die Gesteinslagen gegen NW ein. Aus der vorliegenden Aufnahme läßt sich nicht entscheiden, wie weit diese geänderte Richtung nach W beibehalten wird und ob sie im ursächlichen Zusammenhang mit dem kleinen Peridotitstock steht, der am linken Ufer des untersten Ödbaches auftaucht.

Auch bei diesem Peridotitvorkommen treten dieselben Gesteinsfolgen und Kontakterscheinungen auf wie bei dem größeren südöstlich gelegenen. Unterhalb der Gastegeralm taucht der Peridotit endgültig unter die Schieferhülle.

Eine eigene Betrachtung erfordert noch die Formenwelt des Stubachtales. Die Tafeln XV—XVII geben von ihr eine gute Anschauung.

Wie alle Tauerntäler zeigt es einen ausgesprochenen Stufenbau. Während aber die meisten dieser Täler über eine einfache Treppe von 2 bis 3 Stufen ihren vergletscherten Talschluß ersteigen, ist das Stubachtal durch eine besondere Mannigfaltigkeit der Formen ausgezeichnet. Schon die Karte zeigt auf den ersten Blick, daß die einzelnen Verzweigungen unseres Tales in ihrer morphologischen Ausbildung volle Selbständigkeit besitzen.

Bei ihrer Besprechung werden die morphologischen Bezeichnungen in derselben Bedeutung gebraucht, in der sie Heritsch verwendet.

Die Ostalpen trugen noch im Miozän Mittelgebirgscharakter. Ihre Berge überragten nur mit mäßigen Höhen eine ruhig geformte Landschaft. Durch Höherschalten einzelner Gebirgsgruppen im Verlaufe des Alpenausbaues erhielt die Erosion den Anstoß, mit kräftigem Einschneiden von ihrer Basis aus diese Altformen anzugreifen. Bevor diese noch ganz zerstört waren, lenkte oft eine neuerliche Hebung den Angriff der Erosion auf die eben geschaffenen Neuförmungen und entzog gleichzeitig die Altformen großenteils ihrer Einwirkung. Eine mehrmalige Wiederholung dieses Vorganges ließ die jungen, steilen Hochgebirgsformen entstehen, ohne dabei ganz die Spuren der alten Zwischenzustände zu vernichten. Die Oberfläche einer alpinen Gebirgsgruppe setzt sich also aus Teilen zusammen, die ihre Formgebung zu verschiedenen Zeiten erfahren haben.

Die ältesten Formenreste finden sich im Innern großer Gebirgsgruppen. Diese hochgelegenen und sanft geneigten, oft heute noch von Firnlagern bedeckten Altflächen werden als „Firnfeldniveau“ oder „Alte Gebirgsfläche“ zusammengefaßt. Heritsch und viele andere weisen darauf hin, daß ihre Höhenlage nach der Längsrichtung der Zentralalpen wechselt. In der Venedigergruppe ist sie bis über 3300 m Seehöhe gehoben; sie liegt in der Granatspitzgruppe um 300—400 m tiefer und steigt in der Glocknergruppe etwa ebenso hoch wieder an. Diese Verstellungen müssen in nachmiozäner Zeit gelegentlich der erwähnten Höherschaltungen stattgefunden haben.

Das Stubachtal nimmt also mit seiner westlichen Talseite an dem verhältnismäßig nieder liegenden Altflächensystem der Granatspitzgruppe, mit seiner östlichen Talseite an dem höhergeschalteten der Glockner-

gruppe teil. Es liegt gerade in dem Streifen, in dem sich die Verstellung vollzogen haben muß.

Vielleicht ist dieser tektonisch gestörte Streifen für die Anlage des Tales mitbestimmend gewesen.

In diesem Zusammenhang gewinnt die Tatsache Bedeutung, daß die bevorzugte Klufrichtung im Granitgneis des oberen Stubachtales das saigere Streichen N—45°—O besitzt, und daß dieser Richtung auch Verwerfungen sowie große offene Klüfte folgen, die sich über hunderte von Metern durch die Felsänge ziehen. Ferner sei schon hier darauf hingewiesen, daß die später zu besprechenden Altflächenreste zu beiden Seiten des Tales häufig nicht auf gleicher Höhe liegen.

Als Teile der alten Gebirgsoberfläche können in der Granatspitzgruppe angesehen werden: das Sonnlickkees, die Hochfläche des Hochfillecks, das Landeckkees, einzelne hochgelegene Karansätze im Teufelsmühl- und Glanzgschirrkamm, vielleicht auch die Einebnung der Glanzscharte. An der Ostseite des Tales gehören hieher der oberste Boden des Ödwinklkeeses, das Riffkees und die Totenlöcher, das Kleineiser- und Schwarzkarlkees, das Wurfkees und Maurerkees sowie der oberste Kessel der Wintergasse, dessen Boden bis zum Kleetörl hinauszieht.

Ein Teil dieser Flächen vermittelt einen gestuften Anstieg zum hochgeschalteten Firnfeldniveau der inneren Glocknergruppe, das im Schmiedingerkees, oberen Hocheiserkees, vor allem aber im obersten Pasterzenboden und im Fuscherkamm 3000 m Seehöhe erreicht und mit weiten Flächen übersteigt.

In die alte Gebirgsoberfläche schneidet nun das oberste Hochtalssystem ein. Es hat die innersten Talwinkel häufig zu Trögen umgestaltet, deren heutige charaktervolle Form ein Ergebnis der Überarbeitung durch das Eis ist.

Im Dorferödtales laufen die Trogschultern vom See 2135 an beiden Talflanken entlang mit leichtem Gefälle talaus.

Im Tale des Weißbaches beginnen sie am unteren Ende des Sonnlickkeeses bei 2442 über dem Weißsee und ziehen auch von dort langsam absteigend talaus. Der Weißsee gehört dem Boden des Troges an.

1 km unterhalb, beim „unteren Winkel“, schiebt sich ein zweiter Trogschluß in das Tal ein, dessen Schultern ebenfalls am Gehänge talauswärts sich verfolgen lassen. Bei der Alpe Französach wiederholt sich diese Erscheinung zum drittenmal. Im Boden dieses Troges liegt der Grüneee. Die wundervolle Geländedarstellung Rohns in der neuen Alpenvereinskarte zeigt zwei Trogwände übereinander auf beiden Talseiten.

Wir haben hier eine für die Quelltäler des Stubachs bezeichnende Erscheinung vor uns: die Auflösung der großen Stufen in mehrere kleine. In den Nachbartälern sind die Gefälle viel einheitlicher zusammengefaßt. Auch aus dieser Tatsache kann eine Beziehung zur Eigenschaft des Stubachtales als „Schaltstreifen“ abgeleitet werden.

Dieselbe Erscheinung zeigt sich im Ödwinkl—Tauernmoostal. Der oberste Trog schneidet auf etwa 2600 m Seehöhe in flacher geneigte Hänge des Firnfeldniveaus unterhalb der Westwand des Johannesberges



ein. Der mittlere und untere Teil des Ödwinkkeeses liegen schon im Trog. Ein zweiter, niederer Trog frißt sich unterhalb des Gaulmöslsteiges in das obere Tal ein. Seine Sohle bildet das ganz vom jungen Schwemmland erfüllte Tauernmoos, an dessen Flanken die niederen Trogwände entlang laufen.

Unterhalb des Tauernmooses hegt wieder ein jüngerer Trog, der Abschluß der Klausen, die zum Enzingerboden hinabzieht. Seine Abschlußwand, die Klausenwand, wird noch später besprochen werden. Sie begrenzt die Seebarre auf der Talseite.

Die ursprüngliche Fortsetzung des alten Tales geht aber nicht durch diesen Trog, sondern östlich vom Rettenkogel über „Deutschland“ und Kühtauern und endet dort frei in die Luft hinaus über dem 400 m tiefer liegenden Trogboden der Wurfalm. Dieses alte Talstück wurde außer Dienst gestellt, als die Erosion sich im Zuge des heutigen Niederwinkls und Enzingerbodens einen Zugang zum Tauernmoosboden eröffnet und den Talbach in diesen neuen Weg hineingezogen hatte.

Heute wird das alte Tal — aber in umgekehrter Richtung — ein Stück weit vom Schwarzkarlbach durchflossen und führt damit dem Tauernmoos ein Einzugsgebiet zu, das ihm orographisch nicht angehört.

Ein ähnlicher Vorgang hat das östlich des Tauernmooses gelegene Hochtal, dessen oberster Teil heute vom Kleineiserkees erfüllt wird, umgestaltet. Es ist eine der oben erwähnten Stufen, die zum hochgelegenen Firnfeldniveau der inneren Glocknergruppe überleitet. Dieses Tal zog einst unter dem Westfuß des Hocheisers entlang nach N zum Schwarzkarl. Später wurde es an mehreren Stellen vom Tauernmoos her angezapft und dadurch in eine Reihe von Mulden zerlegt.

Zwischen den Kerben der neuen Entwässerung haben sich noch Reste der ehemaligen linken Talwand erhalten. Wie aus den Schießscharten eines riesigen Wehrganges schaut man zwischen ihnen 600 m tief hinab auf die grüne Flut des Stausees.

Im W des Enzingerbodens findet sich ein genaues Gegenstück zu der Entwicklung, die wir am Tauernmoos kennenlernten. Ein altes, heute nur mehr auf kurze Strecken vom fließenden Wasser benütztes Tal zieht vom Grünsee zwischen Teufelsmühle und Wiegenköpfen nach N und endet heute 600 m über der Schneiderau am freien Hang. Wie das Tauernmoos ist auch dieses Tal vom Enzingerboden her durch eine kurze, steile Erosionsrinne, Daberl genannt, angezapft worden.

Wir sehen also die Erosion vom Enzingerboden aus, der selbst ein Trogschluß ist, nach links und rechts rückwärts greifend in die Nachbartäler einbrechen und diese dem mittleren Tallauf angliedern.

Dieser Vorgang steht durchaus im Einklang mit den Bedingungen, die die Gebirgshebung schafft. Allgemein nimmt er folgenden Verlauf:

Die Hebung vergrößert das Gefälle, was verstärkte Erosion, d. h. Vertiefung der Talrinnen, nach sich zieht. Diese Vertiefung geht, weil die Übersteilung der Hänge bald am natürlichen Böschungswinkel eine Grenze findet, mit einer Verbreiterung des Talraumes Hand in Hand. In dem Kampf um den Talraum, der so zwischen Nachbartälern entsteht, hat das tiefer gelegene Tal die besseren Aussichten.

Auch andere Umstände nahmen auf diesen Kampf Einfluß. So hat die Verschiedenheit der Gesteine sicher eine Rolle bei der Auswahl der Talfurchen gespielt. In den meisten Fällen wird sich ein Nachweis dafür kaum erbringen lassen, weil die Folgen der Gesteinsbeschaffenheit in allen Phasen von den Folgen der Gebirgshebung überlagert wurden und der Vorgang dadurch viel zu verwickelt wurde, als daß er sich in Gedanken wieder aufbauen ließe.

Es fällt aber auf, daß der Talzug, welcher sich durchgesetzt hat, mitten durch den harten Peridotit schneidet, während die mattgesetzten Täler östlich und westlich an ihm vorbeiführen. Am naheliegendsten wäre als Erklärung eine tektonische Vorzeichnung der heutigen Talrinne. Der Lage des Stubachtales in einem „Schaltstreifen“ würde diese Erklärung nicht widersprechen.

Sie fände sogar eine Stütze in der verschiedenen Höhenlage der Altflächenreste, welche unmittelbar zu beiden Seiten der Bachschlucht liegen. Im O überragen sie die Rettentröge, eine von S gegen N abfallende Schräge von 1860 bis 1600 *m* Seehöhe, im W liegen die gerundeten Wiegenköpfe 1750—1720 auf breiter, fast ebener Hochfläche. Die Abfälle beider Altflächen zur Schlucht sind wie angebackt mehrfach mit schmalen horizontalen Leisten versehen. Der Bergsturz am Ausgang des Enzingerbodens läßt sich mit bis in die allerjüngste Zeit reichenden Krustenbewegungen gut in Einklang bringen.

Zwischen dem Enzingerboden und der Schneiderau liegen noch zwei Talstufen, zwischen die sich der grüne, fruchtbare Boden des Wiegenbündls einschleht. Der Trogschluß der oberen Stufe wird von der eben besprochenen Schlucht zum Enzingerboden durchrissen.

Über die untere Stufe stürzt der Tauernfall in eine enge Schlucht, die mit sanftem Gefälle in die Böndlau und Schneiderau leitet. Die vereinigte Trogwand dieser zwei Stufen zieht beiderseits des Stubachtales fast ohne Unterbrechungen 10 *km* weit his in das Salzachtal hinaus. Es ist der „untere Taltrog“, nach Heritsch der „Richtersche Trog“. Mit seiner kräftigen Trogform öffnet er die Mündung des Stubachtales gegen das Pinzgau zwischen den beiderseitigen hochgelegenen alten Talbodenresten. Es sind dies im W die Scheiteralm (Punkt 1251), im O der Löwenkopf (Punkt 1277) und der Seetalkogel (Punkt 1568).

Die langen Reihen von Altformenresten, die sich zu beiden Seiten des Stubachtales hinziehen, versprechen zusammen mit dem im Vorstehenden berührten Formenschatz des oberen Stubachtales einem Morphologen reiche Ernte.

Das Stubachtal ist reich an Zeugen einstiger Vergletscherung. Die heute unvergletscherten Teile des Ödwinkls und des Weißbachtals bilden mit dem sie trennenden Rücken Schafbühel—Sprengkogel eine ausgedehnte Rundhöckerlandschaft, die sich beiderseits des Enzingerbodens auf den hochgelegenen Talschultern des Rettenkogels und der Wiegenköpfe noch weit nach N fortsetzt.

Auf den Ebenen und sanft geneigten Flächen dieses Gebietes findet sich allenthalben erratisches Gut in Form großer Blöcke, oft auch als dünner Überzug von Grundmoräne.

Vor der schuttbeladenen Zunge des Ödwinklkeeses liegt ein hoher Stirnmoränenwall vom letzten Gletscherhochstand der vierziger Jahre des vorigen Jahrhunderts. Der seitherige Rückgang der Gletscherzunge beträgt 520 *m*. Verhältnismäßig noch größer ist der Schwund des Sonnblickkeeses, das bei jenem Gletscherhochstand in den Weißsee kalbte.

Im mittleren Stubachtal — etwa vom Wiegenböndl an abwärts — sind die Talhänge weithin mit mächtigen Massen von Grundmoräne bedeckt. Sie bildet guten Waldboden oder fruchtbare, stellenweise zur Versumpfung neigende Almen wie Hopfbach, Grindschachen, Hasenau u. a. Zunehmende Steilheit begünstigt auf diesen Hängen Rutschungen und Plaiken. Die bezeichnenden welligen Oberflächenformen der Rutschlehnen beherrschen dann das Bild.

Beim Straßenbau wurde dort Grundmoräne von über 20 *m* Mächtigkeit erschlossen. Die Furchen des Scheibenbaches und des mittleren Schrofensbaches schneiden in die Grundmoräne ein, ohne den festen Untergrund zu erreichen.

Der gegenüber liegende westliche Talhang ist mit dichtem Wald bestanden. Auch an den steilsten Böschungen fehlen Aufschlüsse. In dem ganzen großen Gebiet zwischen dem Felsfuß der Teufelsmühle und der Schneiderau findet sich trotz starker Durchtalung kein anstehender Fels. Es macht den Eindruck, daß hier ein tiefverschüttetes Tal herabzieht, die Fortsetzung des von einem riesigen Bergsturz abriegelten Tales der Wiegentröge (westlich der Wiegenköpfe).

Die Seitengräben, welche das untere Stubachtal von links aufnimmt, sind in ihrem Mittellauf von ungeheuren Grundmoränenmassen erfüllt, welche von den Wasserläufen in gefährdenden steilen Plaiken unterschritten werden. Bei einem Gewitter am 2. August 1927 brachte der Guggereibach mit einer Mure rund 10.000 *m*<sup>3</sup> Grundmoränengut in den Talboden der Stubache.

Besonders umfangreich sind die Plaiken im Gebiete des Sturmbaches entwickelt, wo sie fast alljährliche Verbauungen erfordern. Die Grundmoränen am Mittellauf des Sturmbaches sind in einer Mächtigkeit von 150 *m* erschlossen. Sie sind soweit verfestigt, daß sich in ihnen natürliche Böschungen bis zu 70° Neigung bilden und durch Jahre erhalten.

Ähnliche Verhältnisse herrschen am Scheitererhach. Auch die weiten, heuduftenden Almböden von Scheitern hoch über der Mündung des Stubachtales sind von Grundmoränen bedeckt.

Von dieser Moränenart ist ein anderes Vorkommen scharf zu trennen, das als mäßig hoher großenteils überwachsener Rücken im Winkel zwischen der Mündung des Ödbaches in die Stubache liegt. Er besteht ausschließlich aus Blöcken und Schutt von Granitgneis und unterscheidet sich schon dadurch, sowie durch die ansehnliche Größe mancher Blöcke vom Bachschutt der Stubache.

Einer Ableitung aus dem Ödbach widerspräche schon die verhältnismäßig hohe Lage. Die Zusammensetzung rein aus Granitgneis weist auf die Herkunft aus der Dorferöd, welche bis auf die letzten 700 *m* ihres linken Hanges ganz in diesem Gestein liegt. Es kann sich nur um den rechten Teil einer Stirnmoräne des Dorferödletschers

handeln, deren linker Teil durch den Bach abgetragen worden ist. Die Höhenlage auf rund 1000 m und die ziemlich gute Erhaltung der Form spricht für Ampferers Schlußzeit.

Ein anderer Zeuge der Schlußzeit ist vermutlich die Moräne, die am linken Stubachufer von der Mündung des Guggererbaches nach N zieht und mit einem Erosionsrand gegen den Talboden abfällt. Das Gut „Boden Asten“ steht auf ihr. Auf dem anderen Stubachufer entspricht ihr ein von der Ache unterschrittener Steilrand, in dem sich reichlich erratisches Geschiebe findet. Ob die Moräne dem Stubachgletscher oder dem hier mündenden Guggerertal zuzuteilen sei, wage ich nicht zu entscheiden.

Am Ausgang des Stubachtales hat sich rechts im „Köhlbichl“ ein Stück alte Stirnmoräne des Stubachgletschers erhalten, das in den ebenen Talboden des Pinzgaues hinaus vorspringt.

## Geologisch-technische Beschreibung.

### H. A. Sperrmauer, Stausee, Einlauf.

Das Stubachwerk ist ein Speicher- und Spitzenwerk. Als Speicher dient das weiträumige Becken des Tauernmooses, eine großartige, glaziale Seewanne, die vom ausgedehnten und flachen Schuttkegel des Ödwinklbaches erfüllt ist. Der ehemalige See war auf eine kleine Wasserfläche im N des großen Beckens zurückgedrängt. Den talseitigen Abschluß des Beckens bildet eine rund 30 m hohe Felsbarre, die der Tauernmoosbach in einer kurzen Schlucht durchschnitten hat.

Eine verhältnismäßig kleine Sperrmauer von 28.000 m<sup>3</sup> Mauerwerksinhalt und 190 m Länge schließt diese Schlucht und verwandelt damit das Tauernmoos in einen 1,5 km<sup>2</sup> großen See von 21,4 Millionen m<sup>3</sup> Nutzinhalt. Der Höchststau liegt in 2003 m Seehöhe, die tiefste Absenkung 1984,50.

Der Hochwasserüberfall wurde 500 m nördlich der Sperre als Streichwehr in einer Einsenkung der Seebarre angelegt. Die Oberwasserführung geschieht durch einen Schrägschacht, in dem ein Druckrohr frei und begehrbar verlegt ist. Den Einlauf in dieses vermittelt ein mit einem Feinrechen ausgerüstetes Einlaufbauwerk. Es enthält die Absperrvorrichtungen, deren Gestänge durch einen saigeren Schacht bis über den Höchststau geführt sind, und die Stiegenanlage für den Stollenweg.

Das Krafthaus am Enzingerboden, dessen Fußboden 1473 m hoch liegt, enthält 4 Maschinensätze zu 8000 PS und 2 Hilfssätze zu je 750 PS, deren einer durch eine besondere Leitung aus dem Grünsee gespeist wird. Eine Vergrößerung der Anlage ist vorgesehen.

An die hiemit kurz umrissene oberste Stufe des Stubachwerkes<sup>1)</sup> reihen sich zwei weitere an, für deren Ausbau erst allgemeine Entwürfe vorliegen. Die zweite Stufe zwischen Enzingerboden und Schneiderau hat 480 m Gefälle, die dritte von dort nach Uttendorf 180 m.

Eine 17 km lange Autostraße, deren oberste 9 km neu erbaut wurden, verbindet Uttendorf mit dem Enzingerboden.

<sup>1)</sup> Eine ausführliche Beschreibung des bautechnischen Teiles der obersten Stufe siehe Ascher, „Das Stubachwerk der Österreichischen Bundesbahnen“ in *Wasserkraft und Wirtschaft*, München 1929.

Das Tauernmoos ist, wie erwähnt, talseits von einem horizontalen Gneisrücken abgeschlossen, der bei 600 m Länge und kaum 100 m mittlerer Breite sich wie eine natürliche Sperrmauer vor den ge-

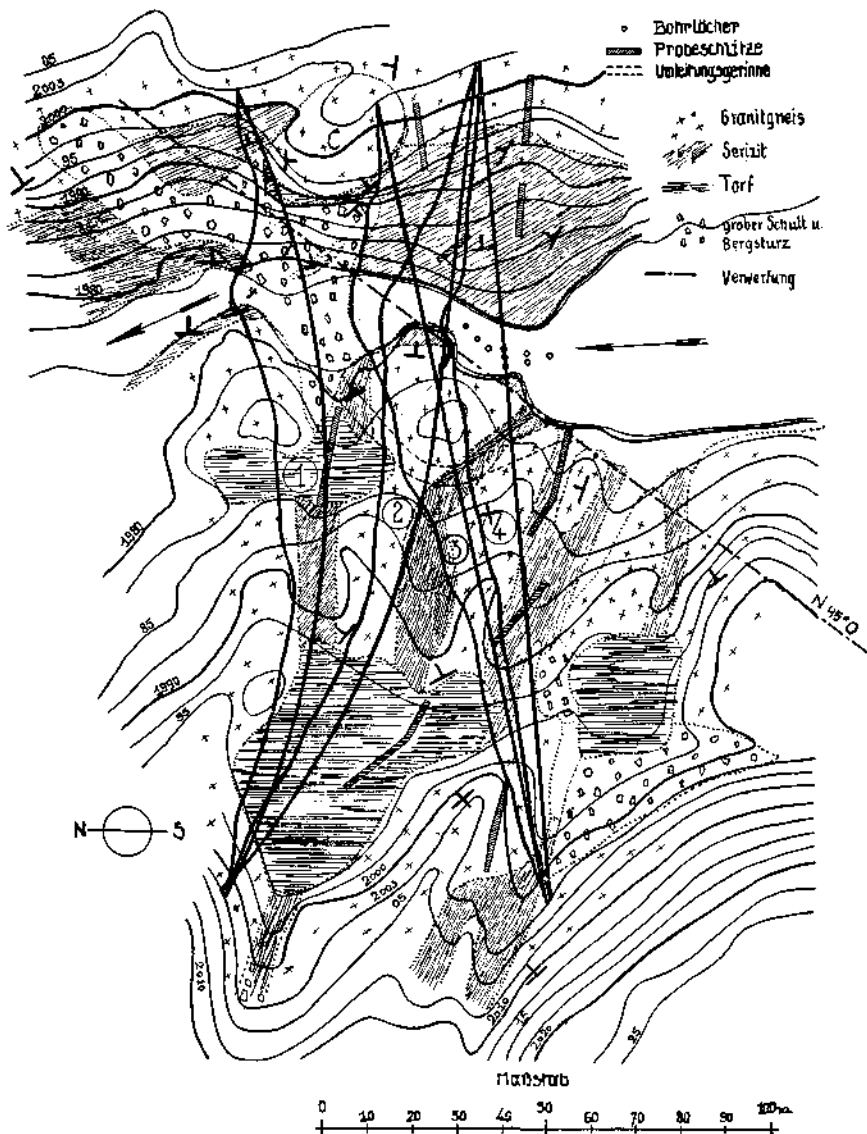


Fig. 11. Geologische Übersicht der Sperrungsumgebung.

waltigen Absturz in den darunter ansetzenden Trogschluß legt. In diese das Tauernmoos etwa 30 m überragende Seebarre hat der Bach eine kurze Schlucht eingeschnitten, die zur Anlage einer Sperrmauer wie geschaffen war. Die Zeichnung 11 zeigt verschiedene Sperrlagen, die

miteinander in Wettbewerb traten. Eine genaue Untersuchung des Untergrundes bestimmte die Auswahl:

Die Lage 1 wurde wegen zu großer Kubatur und wegen eines kleinen Bergsturzes an der rechten Schluchtseite verworfen. Dieser Bergsturz steht vermutlich im Zusammenhang mit einer Bewegung, die das steil darüber aufragende Felsköpfel *C* in nachglazialer Zeit mitgemacht hat. Durch Ausmessen der Schieferungsrichtung am Umfange des Köpfels konnte eine Verdrehung und Senkung des etwa 700 m<sup>2</sup> bedeckenden Felskörpers nachgewiesen werden. Damit schied auch die Sperranlage 3 aus, deren rechter Flügel sich an dasselbe Köpfel anlehnt hätte.

Der Vorschlag 2 empfahl sich wegen der guten Anlehnung der Flügel und wegen des bogenförmigen Grundrisses. Der Westflügel dieser Sperranlage führt aber durch ein Torflager, dessen überraschende Mächtigkeit von 6 m durch einen Probeschlitz und mittels Bohrern erschlossen wurde. Eine durch das Eis ausgetiefte flache Felswanne ist vollständig von Torf erfüllt. Man sieht die Vertorfung in allen Entwicklungsstufen an den zahlreichen Miniaturseen, die in der Gletscherschließlandschaft des Tauernmooses liegen. Ganz abgesehen von der durch die Torfbeseitigung beim Sperrenaushub verursachten Mehrarbeit hätte die Lösung 2 besondere technische Schutzmaßnahmen am luftseitigen Sperrfuß erfordert, weil die schweflige Säure des Torfwassers den Beton angreift.

So wurde die Sperranlage immer weiter nach Süden gegen das Tauernmoos gedrängt, bis hier ein anderes Hindernis Halt gebot: der Felsriegel der Seebarre fällt unter die Sedimente des Tauernmoosbodens ein. Eine Reihe von Probebohrungen gab Aufschluß darüber, daß die Sperre bei weiterem Hinausschieben ihren wasserseitigen Fuß verlieren würde. Tiefere Gründung im Schwemmland bedeutet nicht nur vermehrtes Mauerwerk, sondern auch erhöhte Kosten der Wasserhaltung.

Alle diese Hindernisse grenzten schließlich die Lage der Sperre auf ganz engem Raume so ein, daß von einer freien Wahl keine Rede mehr sein konnte.

Dieser Verlauf bei der Ermittlung einer günstigen Sperranlage ist geradezu bezeichnend; er geht in sehr ähmlicher Weise bei der Erbauung der meisten Talsperren vor sich; fast immer läßt sich also eine ganz bestimmte Sperranlage mit guter Begründung als die beste und wirtschaftlichste bezeichnen.

Die Fundierungsverhältnisse der Stubachsperrre waren günstig. Wo nicht gesunder Fels an der Oberfläche anstand, wurde er in geringer Tiefe erreicht.

Im Durchschnitt betrug die Fundierungstiefe an 3 m. Am wasserseitigen Fuß wurde eine tieferreichende Schürze ausgehoben. Das Fundament stieg meist von der Wasserseite gegen die Luftseite zu an. Wo dies nicht zutraf, wurde auch luftseitig ein tieferer Fuß ausgebrochen. Ebene und glatte Felsoberflächen wurden mit dem Bohrhämmer oder mit kurzen liegenden Schüssen aufgeraut.

Da der Beton wasserdicht an den Fels anschließen muß, wurde alles lockere Gestein durch Abklopfen ermittelt und entfernt.

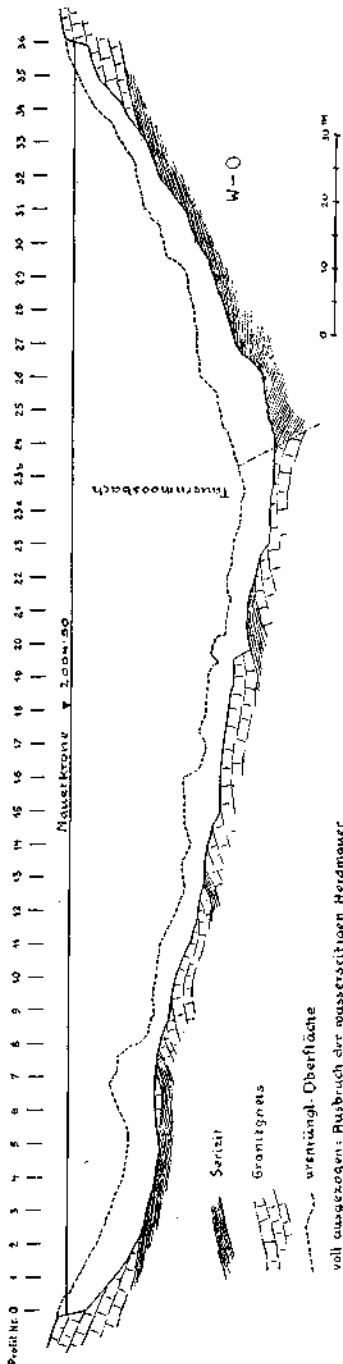


Fig. 12. Längenschnitt der Sperrc.

Wie bei der Fundierung der Spullersperren drang die Bauleitung auch hier darauf, daß in den tieferen Lagen des Ausbruches nur mehr ganz kurze und schwache Schüsse angesetzt und daß die letzte Gesteinsschichte durch Abkeilen entfernt wurde. Dieser Vorgang ist überall zu empfehlen, wo nicht von vorneherein Hochdruckinjektionen in Aussicht genommen sind. Aber selbst diese sind nicht imstande, alle haarfeinen Klüfte zu verschließen, die ein schneller, rücksichtsloser Ausbruchbetrieb im Gestein öffnet.

Der oben beschriebene vorsichtige Vorgang ist natürlich nur bei kleinen Sperrmauern anwendbar und muß mit dem Unternehmer vertraglich ausbedungen werden.

Im Sperrbereich wechseln serizitische mit Gneislagen ab. Meist sind sie durch Übergänge miteinander verbunden. Im Sperrgrundriß Taf. XXI ist der Versuch gemacht, diese Übergänge zeichnerisch darzustellen.

Der Gneis ist ausgesprochen bankig. Seine Absonderungsflächen liegen 2 bis 5 dm von einander entfernt. Häufig ist er von Quarzstrümpfen durchzogen. An ihnen erst erkennt man mit freiem Auge, daß das Gestein durchbewegt ist.

Der ruhige und leichte Faltenwurf, den die Bankung erkennen läßt und auf den sich auch die Zeichnung 12 des Sperrlängenschnittes sowie die Fallzeichen im Sperrgrundriß beziehen, erscheint wie eine Bewegung höherer Ordnung, welche die Bewegtheit des kleinen Kornes überlagert. So verschieden ist die Resonanz ein und derselben Bewegung in verschieden gebautem und dimensioniertem Stoff!

Die Bewegung des kleinen Kornes machen die Quarzbänder, der Serizit, besonders aber die Biotitblätter sichtbar, die im lichten Gestein schwarz auf weiß zeichnen. Im gewaschenen frischen Bruch des Sperrgrundes

waren prachtvolle Bewegungsbilder zu beobachten. Der bei zügellosester Wildheit der Einzelform doch von einem großen Rhythmus getragene Schwung läßt sich nur mit dem Lodern großer Flammen vergleichen.

Ein drittes Taktmaß zeigt die Bewegung im Dünnschliff. Hier herrscht — im Serizit und Biotit — Fließstruktur, durchwegs gerichtete Bewegung.

In Gesellschaft von Quarz- und Biotitbändern trat öfters Chlorit in körnigen, bis zu mehreren Zentimeter starken, gangförmigen Anhäufungen auf.

Im Ring 6 fand sich derber Bleiglanz zwischen Aplit und Biotit.

Die Sperre wird schräg von einer Verwerfung durchquert, die hier gerade steil nach NO fällt. Sie streicht am Fuße des bei der Auswahl der Sperranlage besprochenen Köpfels C durch und ist wohl der Anstifter der dortigen kleinen Bewegungen. Man sieht die Narbe dieser Verwerfung weithin nach SW gegen die Niedere Scharle durch das Rundhöckergelände fast genau  $N-45^{\circ}-O$  streichen.

Auch im weiteren Umkreis des Baues spielt diese Richtung eine im Landschaftsbild auffallende Rolle. Es folgen ihr die großen, offenen Klammern, die die Westwand des Rettenkogels durchstreichen. Auch der talseitige Abfall der Seebarre, Klausenwand genannt, folgt ihr. Dieser Abfall ist ein Teil des Trogschlusses des zum Enzingerboden hinabziehenden Tauernmoosbachtals. Der Trogschluß liegt nicht symmetrisch zum Verlauf des Tales. Sein rechtsufriger Teil, eben die Klausenwand, schneidet die Talrichtung schnurgerade aber schräg. Eine tektonische Vorzeichnung dieser Wand ist daher wahrscheinlich.

Die frischen Formen der oben angeführten Störungen sprechen für ein ganz junges Alter.

Auch die in Fig. 18 eingetragene große saigere Kluft beim Abfluß des Grünsees steht mit dem saigeren Streichen von  $N-60^{\circ}-O$  der besprochenen Richtung nahe.

Die Richtung  $N-45^{\circ}-O$  saiger, ist übrigens eine Hauptklüftungsrichtung im Granitgneis der Sperre. Außer ihr ist noch die Klüftung  $W-O$  mit steilem Nordfallen betont. Beide Klüftungen zerlegen zusammen mit den annähernd söhligem Lagerfugen den Sperrengneis in parallelepipedische Körper. Die Gesetzmäßigkeit ist aber nur eine teilweise; viele Klüfte lassen sich überhaupt nicht einordnen.

Die Klüftung des Granitgneises ist nahe der Oberfläche ungemein kräftig entwickelt und schafft dabei manchmal abenteuerliche Formen. Nach der Tiefe zu nimmt sie schnell ab. Die von uns im Sperrgrund erreichten Tiefen von 6 bis 7 m waren aber noch nicht kluftfrei. Meist waren die Klüfte mit Bestegen von Zersatz des Gneises oder eingeschwemmtem Humus erfüllt und schlossen daher wasserdicht.

Stiny hat darauf hingewiesen, daß es bei der Verfolgung von Störungszonen wichtig ist, die Klüftung besonders zu beachten.

Da die Entscheidung über die allfällige Anlage einer Schottersperre noch während des Baues getroffen werden mußte, war es wichtig, einen Einblick in die Größe der Sand- und Schlammführung des Ödwinklbaches zu gewinnen und wenigstens deren Dimension kennen zu lernen.



Zweierlei Messungen, im Jahre 1927 durchgeführt, sollten darüber Auskunft geben. Unser frühverstorbenen Kamerad Ing Franz Jeschovsky hat sich um sie besondere Verdienste erworben.

Mittels eines 8 cm-Preßluftrohres wurde Wasser nahe der Bachsohle gefaßt und mit natürlichem Gefälle in eine Holzkiste von bekanntem Inhalt geleitet, aus der es über einen Überfall abfloß, nachdem es seine Geschiebe in der Kiste abgelagert hatte. Nach Füllung der Kiste mit Sand ergab sich aus der Wasserführung des (immer voll laufenden) Rohres, der Sandmenge und der Füllungszeit eine bestimmte Sandführung für  $1 m^3$  Wasser beim mittleren Pegelstand dieses Zeitabschnittes. Die öftere Wiederholung dieser Messungen bei verschiedenen Wasserständen ermöglichte schließlich die Aufstellung einer Bezugslinie zwischen den mittleren Pegelständen (Wasserführung) des Tauernmoosbaches und seiner Sandführung bezogen auf  $1 m^3$  Wasser.

Die zweite Messung bestand in Schöpfproben, die mit einem 80 l Gefäß genommen wurden. Ihr fester Rückstand, der Hauptsache nach aus Sinkstoffen bestehend, wurde gemessen. Eine Klärung des Wassers wurde dabei nicht abgewartet, die Schwebstoffe sind daher nicht berücksichtigt. Diese Proben ergaben ähnlich wie die vorigen eine Bezugslinie zwischen Pegelstand und Sinkstoffführung.

Gewiß sind beide Meßarten mit beträchtlichen Fehlerquellen behaftet. Schon bei der Aufstellung der Bezugslinien zwischen Sinkstoffführung und Pegelständen lassen sich Willkürlichkeiten kaum vermeiden. Die Sinkstoffführung während der Hochwasserspitzen ist durch Extrapolierung ermittelt.

Bei der ersten Meßart wurde hauptsächlich grober und mittelkörniger Sand (nach Ramann) erfaßt, der bei mittleren Wasserständen nahe der Sohle in Bewegung ist. Daneben Feinkies bis zu 3 cm Korngröße und eine geringe Menge abschleimbarer Teile. Größeres Geschiebe fand nicht den Weg in das Rohr oder verlegte es. Die Feinstoffe wurden zum weitaus größten Teil vom überfallenden Wasser wieder aus der Kiste entführt. Die nur einige Stunden dauernden geschiebereichen Spitzen fanden keine Berücksichtigung.

Auch die mit den Wasserständen wechselnden Druckhöhen und Durchflußgeschwindigkeiten im Rohr sind nicht berücksichtigt, ferner die gelegentlichen Verstopfungen seines Einlaufes. Da die vorstehenden Fehlerquellen fast durchwegs das Messungsergebnis verkleinern, kann man zum rohen Ausgleich annehmen, daß die mit dieser Meßart gewonnenen Werte ungefähr nur die Sandmengen geben.

Bei der zweiten Meßart ist zu berücksichtigen, daß man mit einem großen Gefäß nur an einer tieferen Stelle schöpfen konnte aber dabei die geschiebereiche Sohlenschicht des Wassers nicht mehr erfaßte. Tatsächlich ergab die Ausbeute fast nur Feinsand und abschleimbare Teile und wurde daher als „Schlamm“ verzeichnet. Auf dieser Grundlage sind in Tafel XXIII die Summenlinien der Sand- und Schlammengen für das Jahr 1927 eingetragen.

Die Meßstelle lag unterhalb der Sperre am unteren Ende des Tauernmoosbodens und nicht an dessen oberem Ende, wo die Geschiebeablagerung beginnt. Dort tritt der Ödwinklbach von seinem steilen

Oberlauf mit plötzlichem Gefällsknick auf seinen nur 1 % geneigten Schuttkegel hinaus, der das ganze Tauernmoos erfüllt. Dieser obere Platz war 2 km von der Baustelle entfernt und deshalb für regelmäßige Messungen zu entlegen. Wir versuchten vergeblich, mit Hilfe einer größeren Anzahl gleichzeitiger Messungen am oberen und unteren Ende des Tauernmooses eine eindeutige Beziehung zwischen der Geschiebeführung beider Stellen zu erhalten.

Es unterliegt aber keinem Zweifel, daß die Geschiebeführung, besonders des größeren Kornes, beim Eintritt der Gletscherbäche auf das Tauernmoos größer ist als bei deren Austritt, daß also am Tauernmoosboden Sedimente abgelagert wurden.

Die Anzeichen frischer Aufschotterungen herrschten im oberen Teil des Tauernmooses vor. In seinem unteren breiten Teil liegt auf dem grob- bis feinsandigen Schwemmland fast durchwegs eine mehrere Dezimeter starke Schichte feinsandig-torfiger Ablagerungen und unverletzter Weideboden.

Im Jahre 1927 betrug die ermittelte Sandmengensumme  $17.957 m^3$ , die Schlammengensumme  $11.183 m^3$ . Beide Sinkstoffgruppen werden nunmehr schon im Delta der Zubringer oder in dessen Nähe abgelagert. Dabei ist allerdings folgendes zu bedenken:

Der Wasserspeicher wird während des Winters abgearbeitet. Im Frühsommer, während der Auffüllung des Speichers, gerade wenn die Zubringer am wasser- und geschiebereichsten sind, liegen ihre Mündungen mitten im Staubecken. Sie wandern mit steigendem Seespiegel nach rückwärts und aufwärts und bestreuen auf diesem Wege eine längere Strecke mit Sinkstoffen und Geschiebe. Das Delta wird in die Länge gezogen und verliert dabei seine bezeichnende Form und Böschung.

Erst nach vollendeter Seeauffüllung tritt wieder normale Deltabildung ein und dauert dann so lange, als die Wasserentnahme durch die Zuflüsse des Speichers gedeckt ist.

Übersteigt die Wasserentnahme die Zuflüsse, dann sinkt der Seespiegel wieder. Aher die meist kleine Wasserführung des Spätherbstes und Winters bringt nahezu keine Geschiebe und Sinkstoffe. Während der spätherbstlichen Absenkung des Sees setzt also in der Regel die Sedimentierung aus.

Dagegen wird das noch unverfestigte freigelegte Delta nunmehr den Angriffen des Wassers und des Wetters ausgesetzt. Seine im Wasser gebildeten steilen Böschungen sind an der Luft nicht bestandfähig, solange sie nicht durch den Frost gebunden und durch eine Schneedecke geschützt sind. Die Inanspruchnahme des Speichers durch den Werksbetrieb hat also auf die Sedimentierung einen wesentlichen Einfluß und gestaltet diese im Lauf der Jahre zu einem sehr verwickelten Vorgange, welcher mit der von Singer vorgeschlagenen Rechenmethode nicht mehr überblickt werden kann.

Außer den oben angeführten Sinkstoffen und Geschieben fördert noch eine dritte Komponente die Verlandung des neuen Speichers. Das sind die Schwebstoffe, äußerst feine Mineralteilchen, die sich selbst im vollkommen ruhenden Wasser wochenlang schwebend erhalten. Von

ihnen hat das Wasser des Tauernmoossees und in geringerem Maße auch das des Weißsees seine milchige Trübung, die selbst im Winter nicht ganz verschwindet.

Im Jahre 1929 war der See in der Zeit vom 7. Mai bis 9. Juli aufgestaut worden. Das Wasser war am 29. August im ganzen See so trübe, daß Gegenstände  $\frac{1}{2}$  m unter der Oberfläche nicht mehr wahrnehmbar waren. Ein Teil dieser Trübung rührte allerdings noch vom Baustaub her.

Eine an diesem Tage unweit des Entnahmebauwerks und nahe dem Wasserspiegel entnommene 5-l-Probe benötigte zur Klärung fünf Wochen vollkommener Ruhe und enthielt 0.1214 g getrockneten Rückstand<sup>1)</sup> in Form eines ungemein feinen lichtgrauen Pulvers. Gleichmäßige Verteilung vorausgesetzt, wären im Gesamtjahreszufluß von 50,000.000 m<sup>3</sup> Wasser rund 1200 t solcher Schwebstoffe enthalten, von denen ein großer Teil durch die Turbinen in die Stubache abgeht.

Während daher den Schwebstoffen nur ein geringer Anteil an der Verlandung zufällt, waren sie für die Dichtung des Sperrmauerbetons von großer Bedeutung, weil ihr Korn von einer viel kleineren Größenordnung ist als das des Zementes, das bei Injektionen in Betracht kommt. Nach Terzaghi leiten 0.0002 mm weite Spalten noch den hydrostatischen Druck weiter, während die Zementkörnchen mindestens hundertmal größerer Ordnung sind. Die Durchsickerungen von Wasser durch den Sperrbeton, die nach dem ersten Vollstau insgesamt rund 1.5 Sekundenliter betrug, ging unter Einwirkung der „Selbstdichtung“ durch diese Schwebstoffe in wenigen Monaten auf ein Fünftel dieser Menge zurück.

Bei der mikroskopischen Untersuchung ging mir Herr Prof. Ing. Dr. Stiny der Technischen Hochschule in Wien in liebenswürdigster Weise an die Hand, wofür ich ihm auch hier danke. Die Untersuchung ergab, daß die Hauptmasse der Sinkstoffe zu etwa gleichen Teilen aus Quarz und Glimmer besteht. Die Quarzteilechen haben kantig-splittige Form. Die größte beobachtete Längenausdehnung betrug 0.03 mm. Die übergroße Mehrzahl der Körnchen erreichte aber kaum eine solche von 0.001 mm. Von derselben Größe sind auch die Glimmerblättchen, die durch ihre ausgefranzten Ränder auffallen.

Eine Messung der Zufuhr grober Geschiebe fand überhaupt nicht statt. An der Meßstelle bei der Sperre führte der Bach solche Geschiebe nur bei hohen Wasserständen. Nach den von Singer zusammengestellten Angaben über viele Gewässer der Ost- und Westalpen könnte man die Geschiebeführung (ohne Sand und Feinkies) auf etwa 100 m<sup>3</sup> je 1 km<sup>2</sup> Einzugsgebiet schätzen, was eine Jahresmenge von rund 2300 m<sup>3</sup> für das Tauernmoos ergäbe. Jedenfalls spielt das gröbere Geschiebe im Vergleich zu Sinkstoffen und Sand für das Tauernmoosbecken keine große Rolle.

Für unser Gebiet erhält man nach vorstehendem eine jährliche Geschiebe- und Sinkstofffracht von 30—35.000 m<sup>3</sup>. Auf 1 km<sup>2</sup> Einzugs-

<sup>1)</sup> Für die Wägung danke ich hier nochmals Herrn Professor Dr. Böck der Technischen Hochschule in Wien.

gebiet kommen somit durchschnittlich 1280 bis 1500  $m^3$  Geschiebe und Sinkstoffe im Jahre. Das ergibt, roh gerechnet, einen durchschnittlichen jährlichen Abtrag von 1 bis 1·5  $mm$ .

Der Hauptzubringer ist der Ödwinklloch. Knapp unter seinem Ursprung am Ödwinklkees bietet eine kleine Klamm die Gelegenheit zur Anlage eines Entsandungsbeckens von etwa 200.000  $m^3$  Inhalt. Die Kosten seines Ausbaues ständen in keinem Verhältnis zur Kürze der Zeit, durch die es bis zur Verlandung seinem Zwecke dienen könnte. Daher blieb die Anlage unausgeführt.

Die Tafel XXIII gibt auch über Niederschlag und Abfluß, Abendtemperatur und Schneeschmelze am Tauernmoos im Jahre 1927 Auskunft.

Die Niederschläge wurden mit einem einfachen Ombrometer gemessen, zu dem erst während des Jahres 1928 drei Totalisatoren traten. Die Abflüsse wurden an dem durch genaue Flügelmessungen geeichten Pegelprofil unterhalb der Sperrmauer gemessen. Vom ersten Staubebeginn (3. September 1928) an gab der Seepegel in Verbindung mit der aus photogrammetrischen Plänen ermittelten Seestand—Wassermengenlinie die Größe des täglichen Zuflusses an.

Im Jahre 1927 betrug die Niederschlagshöhe am Tauernmoosboden 2354  $mm$ . Die Niederschlagsmenge für das ganze Einzugsgebiet berechnet sich danach auf 55,084.000  $m^3$ , wobei die Zunahme der Niederschläge mit der Höhe noch nicht berücksichtigt ist. Messungen hierüber fehlen. Auch die Verdunstungshöhe<sup>1)</sup> ist uns nicht bekannt. Man ist auf Annahmen und Schätzungen angewiesen.

Bei der Annahme, daß die mittlere Niederschlagshöhe des ganzen Einzugsgebietes um 5 Prozent höher ist als die des Tauernmooses und daß die jährliche Verdunstungshöhe nur 20 Prozent der Niederschlagshöhe beträgt, errechnet sich für 1927 ein Abfluß von 46.271.000  $m^3$  gegen einen gemessenen Abfluß von 51,825.000.<sup>2)</sup> Der Unterschied zwischen beiden Zahlen entfällt auf die Gletscherschmelze. Bei einer Gletscheroberfläche von gegen 7  $km^2$  in unserem Gebiete gäbe dies eine mittlere Erniedrigung des Eises um 0·80  $m$ .

Das heiße Jahr 1928 zeigt dieselbe Erscheinung viel stärker. Die entsprechenden Zahlen für dieses Jahr sind:

Gemessene Niederschlagshöhe . . . . .	2.038 $mm$
hieraus berechneter Gesamtniederschlag . . . . .	47,711.000 $m^3$
berechneter Abfluß hiervon . . . . .	$47.711 \times 1\cdot5 \times 0\cdot8 = 40.077.000 \text{ } m^3$ .
Gemessener Abfluß . . . . .	57.237.000 $m^3$ .

<sup>1)</sup> Ich danke hier Herrn Prof. Dr. Lehmann der Technischen Hochschule in Zürich für seine gütige Beratung in der Frage der Verdunstung.

<sup>2)</sup> Auf 1  $km^2$  entfällt also ein mittlerer Abfluß von 2,220.000  $m^3$  im Jahre 1927 und von 2,450.000  $m^3$  im Jahre 1928.

Die Schwankungen nach der Jahreszeit sind beträchtlich und werden durch folgende Zahlen aus dem Jahre 1928 veranschaulicht:

Im Juli betrug der Abfluß 15,600.000  $m^3$ , woraus sich ein mittlerer Abfluß von 667.000  $m^3$  auf 1  $km^2$  errechnet. Im März betragen die entsprechenden Zahlen 271.000  $m^3$  und 11700  $m^3/km^2$ . Der wasserreichste Tag war der 30. August mit einem Abfluß von 874.000  $m^3$  und einem mittleren Tagesabfluß von 37.300  $m^2/km^2$ . Für den wasserärmsten Tag desselben Jahres, den 29. März, sind die entsprechenden Zahlen: 5.000  $m^3$  und 214  $m^3/km^2$ .

Der Unterschied von 17,106.000  $m^3$  stammt aus der Eisschmelze, was einer Erniedrigung der Eiskörper im Jahre 1928 um rund 2,5  $m$  entspricht.

Wegen der immerhin unsicheren Annahmen kommt diesen Zahlen nur symptomatische Bedeutung zu. Sie erhalten eine Stütze in einer Beobachtung am Tauernmoos. Die Schmelze des Winterschnees<sup>1)</sup> und damit die Wasserführung des Tauernmoosbaches erreicht im Juni, spätestens Anfang Juli ihren Höhepunkt. Während im Jahre 1927 der Juni als wasserreichster Monat 13,400.000  $m^3$  ergab, waren im Jahre 1928, nach einem schneearmen Winter, die abflußreichsten Monate Juli mit 15,600.000  $m^3$  und August mit 15,200.000  $m^3$  Abfluß. Dies sind aber die Monate mit der stärksten Eisschmelze. Bezeichnend für das Schwinden der Gletscher ist auch die zunehmende Zerrissenheit ihrer obersten Firnfelder.

Unmittelbare Beobachtungen sprechen für noch größere Abschmelzungsbeiträge.

Der Eisspeicher des Stubachwerkes wirkt sich also sehr ergiebig aus. Aber er ist nicht unerschöpflich und die Sorge um seine Erhaltung wäre berechtigt, wenn die klimatischen Verhältnisse der letzten Jahre durch längere Zeit andauern sollten.

Die kleinen übersommernden Firnlager, die vor wenigen Jahren noch in großer Zahl unterhalb der eigentlichen Schneegrenze den Fuß schattiger Hänge umsäumten, sind fast alle verschwunden. Alter, harter Firn im Hintergrunde des Tauernmooses, der im Sommer 1925 noch 6—8  $m$  Mächtigkeit aufwies, war bis zum Herbst 1929 restlos abgeschmolzen.

Dies legt eine Erklärung für die Enttäuschungen nahe, welche die Zuflüsse eines anderen Kraftwerkspeichers der Österreichischen Bundesbahnen in den letzten Jahren gebracht haben. Im Einzugsgebiet des Spullerseees, das in seinen höchstgelegenen Teilen gerade noch die Schneegrenze erreicht, bestanden im Jahre 1920, als der dortige Bau begann, noch eine große Anzahl übersommernder alter Firnlager. So am Ostfuß des Kammes Gebrengrat—Pfaffeneck, am Nordfuß der Wildgrubenspitzen, des Roggals und der Goppelspitze und besonders in dem zum Grubenjoch hinaufziehenden Tale. Ähnlich war es auf den zum Klostertal abfallenden Hängen der Ferwallberge. Diese zum Teil vereisten Firnfelder verschwanden binnen wenigen Jahren vollkommen.

Ihr Abschmelzen brachte im Spullerseegebiet einen Zuschuß zu dem aus unmittelbaren Niederschlägen stammenden Wasser, der damals einem hohen Abflußbeiwerte zugeschrieben wurde. Diese Firnfelder spielten dort also die Rolle der Gletscherspeicher, konnten sie aber nicht lange durchhalten und zehrten sich schnell dabei auf. Im Vergehen täuschten sie mit ihren Schmelzwässern über die Wasserspende, die aus den Abflüssen der Niederschläge allein zur Verfügung stand.

So wirkte sich dort die Schneearmut der letzten Jahre doppelt aus: im Aufbrauch langjähriger Firnspeicher und im Sinken der Wasserspende.

<sup>1)</sup> Der Schneepegel, dessen Ablesungen auf Tafel XXIII verzeichnet sind, steht an sonniger Stelle am Tauernmoos. Er zeigt also für den größten Teil des höher und schattiger gelegenen Einzugsgebietes eine verfrühte Absenkung des Schneestandes.

Diese klimatische Erscheinung begann etwa im Jahre 1923. Es dauerte aber eine Reihe von Jahren, bis sie voll zur Wirkung kam und als Änderung gegenüber den früheren Verhältnissen überblickt werden konnte.

Wiederholt wurden im Seewasser Temperaturmessungen ausgeführt. Die Fig. 13 zeigt das Ergebnis von fünf über den ganzen See verteilten Temperaturmessungen am 29. August 1929 zur Mittagszeit bei einer

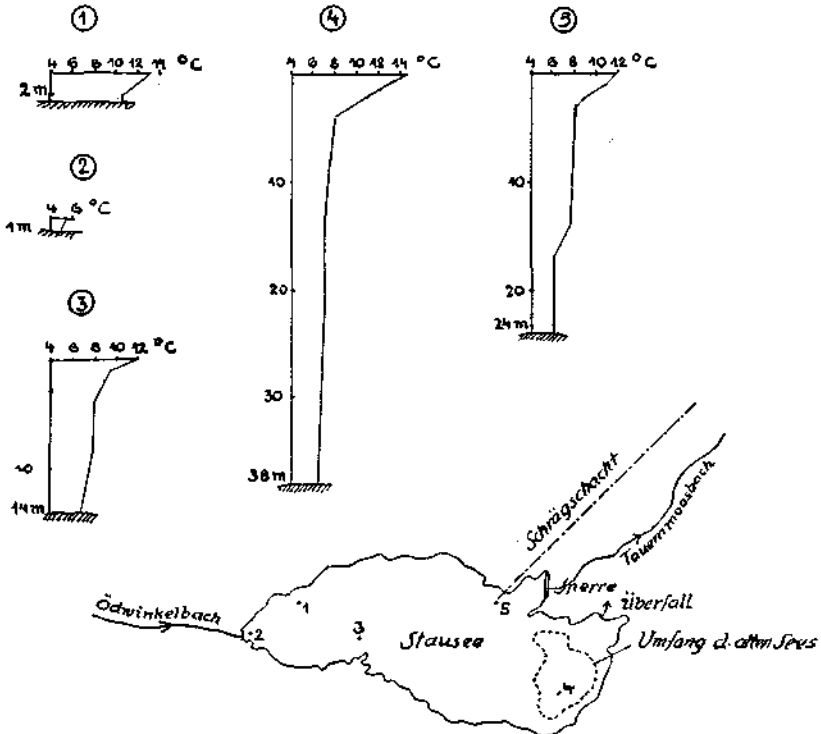


Fig. 13. Schaubilder der Temperaturlotungen am Tauernmoossee.

Die Tiefen sind vertikal, die Temperaturen horizontal aufgetragen. Der Seespiegel lag auf der Höhe 2003.10.

Lufttemperatur von  $22^{\circ}$  C. Der See war vollgestaut. Zur selben Zeit hatte das am Enzingerboden aus den Maschinen kommende, abgearbeitete Seewasser eine Temperatur von  $6.4^{\circ}$ .

Die Temperaturprofile zeigen eine deutliche Sprungschicht in der Tiefe von 2 bis 4 m unter dem Wasserspiegel. Ihre Tiefenlage nimmt mit der Entfernung vom Ödwinkelbach, dem Hauptzubringer, zu. Die Unregelmäßigkeit im Temperaturprof. 5 ist jedenfalls durch die Strömung beim Einlauf hervorgerufen, dessen Rechenöffnung zwischen den Koten 1982 und 1987.5 liegt.

Im Winter findet eine Umkehr in der Temperaturschichtung statt. Die obersten Schichten kühlen sich bis nahe an  $0^{\circ}$  ab.

Eine Temperaturmessung am 16. Jänner 1930 hatte folgendes Ergebnis:

Tiefe in Metern... 0·0 1·0 2·0 3·0 4·0 6·0 10·0 15·0 17·3 (Boden)  
Wassertemp. °C... 0·5 0·6 0·7 0·9 0·9 0·9 1·0 1·1 1·2

Diese Meßstelle lag nahe der Meßstelle 5 in Fig. 13, der Seespiegel stand an jenem Tag auf 1998·69 m Seehöhe, also um rund 4·30 unter dem höchsten Staumaß. Die Lufttemperatur betrug  $-3^{\circ}$  C um 11 Uhr vormittags. Der See war mit einer Eisschichte von 38 cm Stärke bedeckt, auf der 12 cm Neuschnee lag. Das Eis war auf seine ganze Stärke klar und einheitlich.

Die Eisstärke der Seen wächst im Verlaufe des Winters; dabei wird die Zusammensetzung des Eises immer komplizierter. Dies rührt daher,

*Tauernmoossee 10.4.1929*

*Grünsee 17.3.1926.*

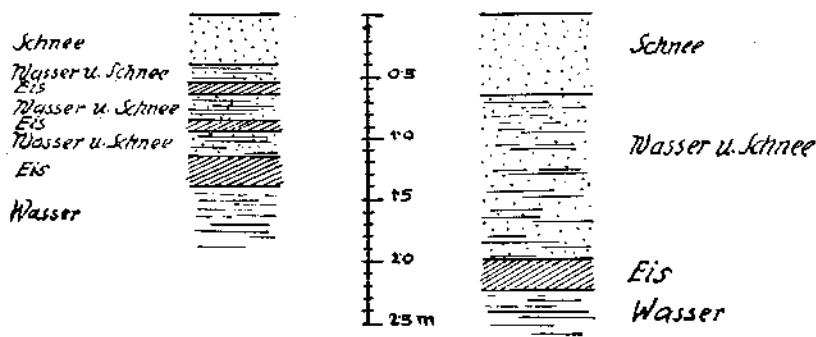


Fig. 14. Eisdecke am Tauernmoossee und Grünsee.

daß die Eisdecke unter der wachsenden Last des auf ihr liegenden Schnees in das Wasser taucht. Dabei saugt auch der Schnee Wasser und gefriert. Die mehrmalige Wiederholung dieses Vorganges erzeugt gegen Schluß des Winters Verhältnisse, wie sie in Fig. 14 dargestellt sind.

### K. P. Schrägstollen.

Für die Wasserführung vom Tauernmoossee zum Krafthaus am Enzingerboden entschloß man sich zum Bau eines Rohrstollens, der auf 1700 m Grundrißlänge einen Höhenunterschied von 520 m zu überwinden hatte. Von einer geradlinigen Führung des Stollens in einer einheitlichen Neigung von rund 30% wurde zur Erzielung möglichst kurzer Fensterstollen abgegangen, die Schrägstollenlinie im vertikalen Sinne zweimal (bei Fenster 1 und 2) geknickt und dadurch in drei angenähert gleich lange Abschnitte von 15, 31, bzw. 48% Neigung unterteilt. Der Schrägstollen wurde in den Ostabhang des Sprengkogelmassivs verlegt und kam damit zur Gänze in den Granitgneis des Granatspitzkernes zu liegen, u. zw. in dessen oberste, der Schieferhülle naheliegende Schichten. Die starke Faltung und Schollenverschiebung in dieser Randzone ließ nach dem geologischen Gutachten des Herrn

Ministerialrates Ing. Singer außer körnigem Granitgneis mit schwacher Ausprägung der Richtung alle Übergänge zum Serizit erwarten. Das Streichen des Gebirges, das an sehr zahlreichen Stellen im Stollen gemessen wurde, bewegte sich zwischen  $15$  und  $50^\circ$  NW, das Fallen zwischen  $30$  und  $50^\circ$  NO. Der Schnitt des Gebirgstreichens mit dem Schrägstollen, der bei  $26^\circ$  nordwestlicher Richtung  $8$ — $26^\circ$  Neigung hatte, war daher namentlich im obersten Teile ein sehr flacher. Lediglich Fenster 1, das  $36^\circ$  nordöstliche Richtung hatte, traf das Streichen nahezu senkrecht.

### Gesteinsverhältnisse.

Die durch den Schrägstollen aufgeschlossenen Gesteinsverhältnisse bestätigen die Voraussage des Gutachters. Überraschend war die Mächtigkeit der serizitisierten Gneisstrecken. Die in den Zonen besonders starker Störungen erwarteten Erschwernisse wie Druck und Wasserzudrang blieben erspart. Die von den Fensterstollen und beim Stollenausgange am Enzingerboden zu durchfahrenden Bergschuttstrecken waren überraschend kurz und betrug  $17$  bis  $29$  m. In Zeichnung Fig. 15 ist ein geologischer Längenschnitt des Schrägstollens auf Grund der tatsächlichen Aufschlüsse dargestellt. Die Gesteinsverhältnisse der Oberfläche sind in strenger Anlehnung an das geologische Gutachten des Herrn M. R. Ing. Singer verzeichnet. Das interessante und wechselvolle Bild, das das durch den Schrägstollen aufgeschlossene Gebirge namentlich im oberen Teile bot, führte dazu, daß die Ulmen und die Firste des Schrägstollens im Maßstabe  $1:100$  während des Vortriebes in der Natur gezeichnet wurden. Die Beilage 3 bringt eine vereinfachte und verkleinerte Darstellung dieser Aufnahme. Einzelne besonders interessante Stellen wurden auch photographiert. Siehe Tafeln XVIII und XIX.

Der Gneis hat namentlich von  $980$  bis  $1030$  m und  $1300$  bis  $1400$  m granitischen Charakter. In der Nähe der Serizitstrecken war der Gneis dagegen kleinbankig und stark zerklüftet. Vom weichen lichten Serizit mit feinblättriger Struktur und schwachen Quarzkörnern bis zum Granitgneis von hoher Festigkeit wurden die verschiedenartigsten Zwischenglieder aufgeschlossen, wie fester, feingefalteter Serizit mit groben Quarzkörnern, Serizit mit Biotit und Chlorit und faustgroßen Milchquarzaugen, ferner fester wenig serizitischer Gneis, Biotitbänder im Übergang zum Serizit, Aplitausscheidungen im Gneis und Milchquarz bis zu  $1$  m Mächtigkeit als Kluftausfüllung im Gneis oder auch als band- oder linsenartige Zwischenlagerung im Serizit. Bei einzelnen, kleinen Hohlräumen wurde auch Bergkristall vorgefunden.

Die Gesteinsverhältnisse im Schrägstollen sind heute noch größtenteils sichtbar, weil nur die weichsten Serizitpartien verkleidet wurden.

Auf eine eingehende Aufnahme und Darstellung der Gesteinsverhältnisse in den Fensterstollen mußte wegen Zeitmangels verzichtet werden. Besonderes Interesse bietet Fenster 2, das nach  $20$  m Bergschutt auf zirka  $28$  m Länge im Hornblendegneis verlief, worauf stark durchbewegter Serizit mit Biotit und Chlorit und Quarzaugen folgte. Die Fensterstollen 1 und 2 sind mit Ausnahme der Bergschuttstrecken zur Gänze unverkleidet belassen worden. Die Gesteinsverhältnisse können hier besonders gut nachträglich eingesehen und vom Fachgeologen studiert werden.



# Geologischer Längenschnitt

Durch den Schrägstollen vom Enzingerboden zum Tauernzoos.

M. 1/5000.

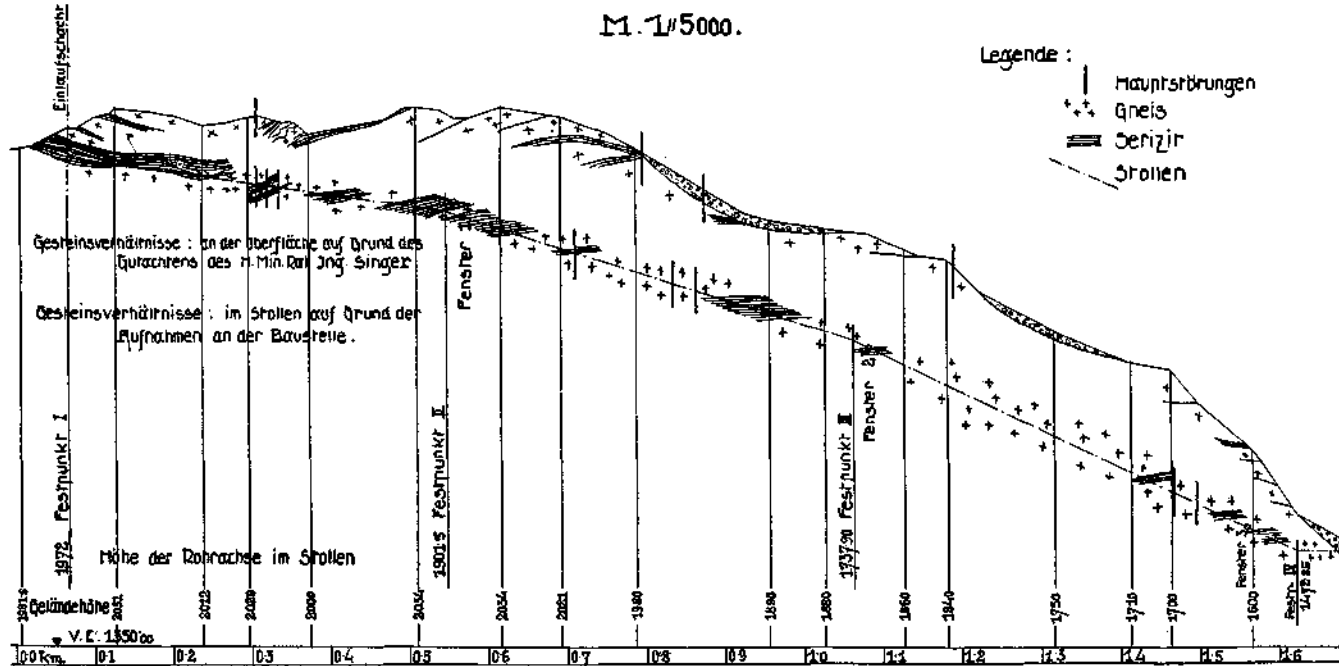


Fig. 15. Übersichtslängenschnitt des Stollens.

### Wasser- und Luftverhältnisse.

Vom Tauernmoos bis zum Festpunkt III wurde keine Quelle aufgeföhren. Nur an einzelnen Verwerfungen und manchmal über Serizit im Liegenden trat Tropfwasser auf. Der gesamte Wasserabfluß aus dieser Stollenstrecke beträgt etwa 0·2 Liter pro Minute. Der gesamte Wasserzutritt in der Strecke vom Festpunkt III bis zum Festpunkt IV beträgt 6 bis 12 Liter pro Minute und röhrt von zwei Quellen, die über serizitischen Lassen, und einer Quelle, die aus einer Verwerfung austritt, sowie von wenigen Tropfstellen bei Verwerfungen her. Die Temperatur des Wassers wurde mit 5·6° C. festgestellt. Stollenfenster 1 war vollständig trocken, Fenster 2 hatte eine Schichtquelle im Gneis von 4 Liter pro Minute Ergiebigkeit.

Die Gesteinstemperaturen sowie die Stollenlufttemperatur bewegten sich zwischen 5 und 6° C. Die Belüftung des Stollens während der Arbeit bot trotz der zum Teile sehr großen Neigung keine Schwierigkeiten. Für die Lufterneuerung genügte die übliche Zubringung von Frischluft durch je einen Sulzerventilator mit 15 KW-Elektromotor pro Ort. Die Frischluftrohrleitung von 30 cm Durchmesser mußte allerdings stets bis knapp vor Ort vorgelegt sein. 20 Minuten nach dem Abschuß konnte die Arbeit wieder aufgenommen werden. Nach erfolgtem Durchschlag hatte die große Stollenneigung meist sehr starke Zugluft zur Folge. Das Ziehen richtete sich ausschließlich nach der Größe der Differenz der Lufttemperatur im Freien und der Stollentemperatur (5 bis 6° C). Bei höherer Außentemperatur war das Ziehen nach abwärts, bei höherer Stollentemperatur nach aufwärts gerichtet, weil die Wirkung des Schrägstollens der eines Kamines ähnlich war. Dies hatte zur Folge, daß im kalten Winter 1928/29 die kalte Luft vom Enzingerboden eingesogen wurde und zu einer auf 500 m Länge oder 200 m Höhe reichenden Vereisung der Stollensohle führte. Durch entsprechend angebrachte Türen, die auch eine Regelung der Luftbewegung durch angebrachte Schieber gestatteten, wurde dem starken, gesundheitsschädlichen Ziehen begegnet, andererseits die entsprechende Lufterneuerung erreicht.

### Vortrieb der Stollen.

Der Vortrieb der Fensterstollen, für die 0·5 % Neigung und ein Lichtmaß 2·2 × 2·2 m vorgeschrieben war, erfolgte im vollen Querschnitt mit je zwei Ingersoll-Handbohrhämern pro Ort. Ein Teil des Fensters 1 wurde vor Fertigstellung der Druckluftanlagen unter Handminierung vorgetrieben. Die Ergebnisse stellten sich wie folgt:

Ort	Gestein	Mittl. Tagesfortschritt	Vortriebsart
Fenster 1 (177·4 m lg)	Granitgneis	0·85 m	Handbohrung Ingersoll-Handbohrhämmer
	"	1·95 m	
	Serizit	3·80 m	
Fenster 2 (236·7 m lg)	Amphibolit	2·30 m	"
	Gneis, teils bankig, teils granitisch	2·57 m	
Fenster 3 (110 m lg)	Gneis bankig	2·90 m	"

Bei Fenster 1, das nahezu senkrecht auf das Streichen des Gebirges vorgetrieben wurde, machte sich im Gneis die dadurch hervorgerufene starke Verspannung des Gebirges hemmend bemerkbar. Der blätterige Serizit schoß sich in dieser Richtung besser als in der Richtung des Streichens, da er in letzterer Richtung zu Bürstenbildungen neigt.

Der Vortrieb des Schrägstollens erfolgte von Fenster 1, 2, 3 und vom Enzingerboden aus. Der Vortrieb wurde mit je drei Ingersoll-Handbohrhämmer (einfache Meißelschneide des Bohrers) pro Ort aufgenommen. Nach Erprobung verschiedener Modelle wurde von Fenster 1 und 2 aus ein Teil des Schrägstollens mit je zwei schweren Bohrhämmern (Schnellbohrhammer Modell „D. C. R. W. 23“ der Firma Ingersoll, Rand & Co.), die von lotrechten Spannsäulen getragen werden, vorgetrieben. Dieser Bohrerhammer ist 25 kg schwer. Das Bohrmehl wird durch Druckwasser, das durch den Hohlbohrer in das Bohrloch gelangt, entfernt. Verwendet wurde hiebei schwedischer Stahl und Kreuzmeißelschneide des Bohrers. Die Vortriebsergebnisse ohne Berücksichtigung der horizontalen Stollenstrecke am Enzingerboden und einzelner Versuchsstrecken sind in nachstehender Tabelle zusammengefaßt. Die Fläche des mittleren Schrägstollenprofils betrug  $6.6 m^2$  und ist in Zeichnung Fig. 16 dargestellt. Der Vortrieb erfolgte im vollen Profile.

Gestein	Länge	Leistung pro Tag	Vortriebsart
Gneis	780.1 m	2.52 m	Handbohrhammer
"	325.8 m	2.49 m	„D. C. R. W. 23“
Serizit	434.6 m	3.39 m	Handbohrhammer
"	59.6 m	3.05 m	„D. C. R. W. 23“
Gneis	1105.9 m	2.51 m	Durchschnitt
Serizit	494.2 m	3.37 m	"
Gneis und Serizit	1600.1 m	2.78 m	Gesamtdurchschnitt

Bei Errechnung der Durchschnittswerte ist die Zeit für Nebenarbeiten, die sich insbesondere aus der schwierigen Schutterung bei der Neigung des Stollens ergaben, inbegriffen. Die Werte sind daher gedrückt.

Der schwere Schnellbohrhammer bewährte sich beim Vortrieb im Gneis für die ausführende Bauunternehmung Brüder Redlich und Berger, Wien, insofern, als er zwar keine Erhöhung des Fortschrittes, wohl aber eine Verminderung der Zahl der Mineure von 6 auf 4 pro Ort ermöglichte. Im Serizite stand der leichte Bohrerhammer im Vorteile, weil der weiche Serizit kein gutes Verspannen der tragenden Spannsäule gestattete und Lockerungen der letzteren zu Bohrerverklemmungen führten.

Nachteilig für die volle Ausnützung des schweren Bohrhammers war auch die große Stollenneigung, die das Entfernen und Zubringen der

schweren Bohrhämmer, der Spannsäulen und Druckwasserkübel bei jedem Abschusse erschwerte. Außerdem muß nach dem Abschusse bei Wiederaufnahme der Arbeit das Schuttergut vor Ort so weit entfernt werden, daß die Spannsäulen verläßlich eingebaut werden können. Die Zeit vom Abschusse bis zum Bohrbeginne ist daher bei Verwendung dieser Modelle eine verhältnismäßig große, wogegen die leichten Handbohrhämmer sofort nach Entfernung absturzdrohender Gesteinspartien angesetzt werden können. Bei festem Gneis konnte die erhöhte Bohr-

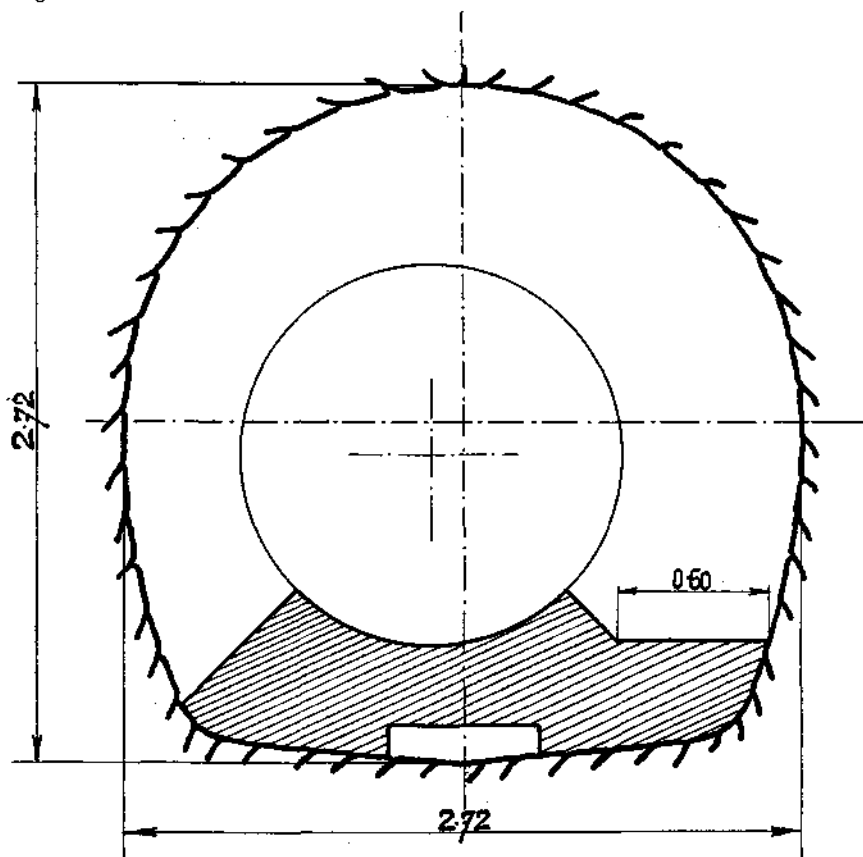


Fig. 16. Stollenquerschnitt.

geschwindigkeit des schweren Bohrhammers diesen Zeitverlust einbringen, im auch mit Handbohrhämmer leicht abzubohrenden Serizite jedoch nicht. Hier blieb der Handbohrhammer im Vorteile.

Die Brust wurde mit 20 bis 25 Loch von 90—130 cm Länge abgebohrt und im Mittel mit 18 kg Dynamit Nr. 1 abgeschossen. Der damit erzielte Fortschritt betrug im Gneis 70—90 cm, im Serizite 90—110 cm. Danach bewegte sich der Sprengmittelverbrauch zwischen 16 und 26 kg/lfm. In einer ungefähr 300 m langen Gneisstrecke im Stollen zwischen Festpunkt III und IV betrug nach unseren Beob-

achtungen der mittlere Sprengmittelverbrauch  $24.7 \text{ kg/lfm}$ , bei einer Stollenausbruchfläche von  $6.2 \text{ m}^2$ . Wird durch den geringeren Sprengmittelverbrauch in den Serizitstrecken der durchschnittliche Verbrauch des gesamten Stollens heruntergedrückt, so erfährt er durch die Profilvergrößerung des Stollens vom Festpunkte II bis III auf  $6.6 \text{ m}^2$  und vom Festpunkte II bis I auf  $7.4 \text{ m}^2$  wiederum eine Erhöhung und stellte sich daher angenähert auf  $24 \text{ kg/lfm}$  Stollen oder  $3.6 \text{ kg/m}^3$  Gestein. Durch einige Zeit wurden im sehr festen Gneis die Einbruchschüsse statt mit Dynamit Nr. 1 mit Sprengelatine geladen, jedoch damit keine Erparnisse erzielt. Bei der starken Gebirgsverspannung im Fenster 1 wurde versuchsweise zuerst ein Einbruch in die Brust abgeschossen, dann erst wurden entsprechend der Wirkung der Einbruchschüsse die Randschüsse gebohrt und abgeschossen. Einer geringen Ersparung an Sprengmitteln stand der Arbeitszeitverlust durch die öftere Unterbrechung beim zweimaligen Abschusse gegenüber, so daß es bei bezüglichen Versuchen blieb und der Abschluß der ganzen Brust auf einmal in der üblichen Reihenfolge erfolgte. Der Verbrauch an Zündschnüren betrug im Mittel  $8\frac{1}{2}$  Ringe pro Angriff, der an Zündkapseln 20—28 Stück pro Angriff.

Der Verbrauch an Bohrern richtete sich sehr nach der Härte des Gesteins. Im Milchquarz wurden 2—6 *cm* (selten bis 20 *cm*), im Gneise 18—40 *cm*, im Serizite 70—120 *cm* Bohrloch mit einer Schärfe hergestellt. Im allgemeinen wurde bei dreischichtigem (24 stündigem) Vortriebe mit zweischichtigem (16 bis 18 stündigem) Schmiedebetriebe das Auslangen gefunden. Die Zahl der in einer Schmiedearbeitsschicht zu 8—9 Stunden herzustellenden Schärfen und Härten der Bohrer bewegte sich daher zwischen 80 und 300. Bei den schweren Bohrhämmern („D. C. R. W. 23“) wurde bei 50 *cm* Bohrloch im Gneise eine Schärfe verbraucht.

Im Allgemeinen bohrte sich Serizit nach jeder Richtung sehr leicht. Grobbankiger Gneis bohrte sich gut, ergab jedoch eine schlechtere Schußwirkung, weil meist Büchsen bis zu 40 *cm* zurückblieben. Kleinbankiger Gneis und Gneis mit starker Klüftung führte leicht zu Bohrer-Verklemmungen und Bohrerbrüchen; die Schußwirkung war jedoch eine gute.

#### Materialförderung.

Die Art der Schutterung, die die Vortriebsleistung beeinflusste, war nach der Neigung des Stollens verschieden und das Ergebnis sorgfältiger Erprobungen und Beobachtungen der Bauunternehmung Brüder Redlich und Berger.

Der Schrägstollen von Festpunkt I bis II gestattete wegen seiner 15% Neigung weder ein freies Fahren, noch die Anlage eines Bremsberges, bei dem der volle Wagen den leeren hochzieht, weil der Leerwagen oft wesentlich mit Werkzeug belastet wird. Es wurde hier eine eingleisige Anlage eingebaut und der Leerwagen von  $1.5 \text{ m}^3$  Fassungsraum mit einer nächst dem Fenster 1 aufgestellten, elektrisch betriebenen Winde zu einer 4 bis 10 *m* vor Ort aufgestellten Verladebühne aufgezogen; die Schutterung von der Brust bis zur Verladebühne erfolgte

mit Schubkarren. Nach 4 bis 8 *m* Vortrieb wurde die Verladebühne vorgebaut, was etwa drei Arbeitsstunden der ganzen Belegschaft in Anspruch nahm. Die Aufzugsgeschwindigkeit betrug 0·8, später 1·1 *m* pro Sekunde.

Im Schrägstollen von Festpunkt II bis III mit 31% Neigung wurde eine zweigleisige Bremsberganlage mit Förderwagen von 0·9 *m*<sup>3</sup> Fassungsraum eingebaut. Das Räderwerk war in der Verladebühne untergebracht, die 6 bis 40 *m* von der Brust (je nach dem Stande des Vortriebes) entfernt war.

Nach 30 bis 35 *m* Vortrieb wurde die Verladebühne wieder gegen die Brust vorgebaut. Der Vorbau der Bühne (Räumung des Restmaterials, Gleisvorlage, Vorbau) erforderte 16 bis 24 Stunden und legte den Vortrieb still. Die Förderung von der Brust bis zur Verladebühne erfolgte mit Hilfe eines Zugseilbaggers, dessen Antrieb auf der Verladebühne stand. Knapp vor der Brust war lediglich auf einer horizontalen Spannsäule eine Führungsrolle eingebaut, die bei jedem Abschusse leicht entfernt und wieder angebracht werden konnte. Dieser Zugseilbagger bewährte sich nicht allein in weichen, in Blättchen zerfallenen Schuttergute des Serizits, sondern auch im Schuttergut des Gneises sehr gut.

Im Stollen vom Festpunkte III bis zum Stollenfester 3 mit 48% Neigung wurde eine ähnliche zweigleisige Bremsberganlage mit Förderwagen von 0·75 *m*<sup>3</sup> Fassungsraum eingebaut, die ähnlich obiger vorgebaut wurde. Die Förderung von der Brust zur Verladebühne erfolgte in blechbeschlagenen Holzrinnen bis auf eine Weite von 20 *m*, da die Neigung gerade noch ein Gleiten des Gneismaterials zuließ. Die Bühne mußte jedoch nach je 20 *m* Vortrieb vorgebaut werden. Später wurde auch hier ein Zugseilbagger eingebaut, der sich den Blechrinnen weit überlegen zeigte und ein Vorsetzen der Bühne nach 30 bis 35 *m* Vortrieb gestattete. Das Vorsetzen der Bühne nahm 24 Stunden in Anspruch.

### Stollenmauerungen.

Die Bergschuttstrecke der Fenster 1 und 2 wurden mit einem 30 *cm* starken Mauerwerk ausgekleidet. Die Lichtweite betrug 2·0 *m*. Bei der Bergschuttstrecke des Hauptstollens am Enzingerboden wurde die Mauerstärke wegen der im sehr groben Blockwerke beobachteten unregelmäßigen Drücke von 30 auf 40 und 45 *cm* erhöht. Die Lichtweite betrug hier 2·66 *m*. Das vom Schrägstollen durchfahrene Gebirge war durchwegs standfest. Das leichte Abblättern des Gesteines in manchen Serizitstrecken ließ es jedoch angezeigt erscheinen, diese zu verkleiden, um eine fortwährende Verunreinigung im Stollen hintanzuhalten und um durch verminderten Zutritt der feuchten Stollenluft eine rasche Verwitterung aufzuhalten. Durch Herrn Ministerialrat Ing. Schnürer wurde angeregt, an Stelle eines leichten Verkleidungsmauerwerkes die Serizitflächen zu torkretieren.<sup>1)</sup>

Die von uns vorerst vorgenommenen Versuche hatten ein Ergebnis, das unsere Erwartungen übertraf. Der Torkret haftete nicht nur an

<sup>1)</sup> „Torkret“ ist ein Verfahren, bei dem mittels Druckluft ein Gemenge von Zement, Sand und Wasser an die zu torkretierende Fläche geschleudert wird.

den hürstenartigen Schichtköpfen, sondern auch an den glatten, sich sehr fett anfühlenden Schichtflächen des Serizites derart fest, daß es bei Zerschlagen der Probekörper nicht gelang, den Torkret vom Serizite zu lösen, sondern sich stets früher der Serizit vom Serizite trennte. Am Torkret haften fest die Serizitschuppen. Auf Grund dieses Ergebnisses wurden die in Frage stehenden Serizitflächen mit einer Torkret-haut von 2 cm Stärke überzogen. Das Mischgut bestand aus vier Teilen Sand vom Tauernmoos und einem Teile Zement. Die Raschheit der Aufbringung des Torkrets, die reine Anschmiebung an den Ausbruch bei Überkubaturen, die Möglichkeit der Verkleidung von Teilen des Stollenumfanges oder selbst nur einzelner weicher Serizitbänder brachten sehr wesentliche Ersparnisse an Zeit und Arbeit. Das Aussehen ist ein gefälliges. Sowie dies die nun fast vierjährige Beobachtungszeit schließen läßt, wurde das angestrebte Ziel damit voll erreicht. Nicht bewährt hat sich das Torkretverfahren auf Flächen mit Tropf- oder Rieselwasser, weil der Zementmörtel vor Erhärtung abgewaschen wurde. Die wenigen feuchten Serizitstrecken wurden daher mit einem Verkleidungsmauerwerke versehen. In den Fensterstollen wurde auf eine Verkleidung auch der weichsten Serizitstrecken verzichtet.

83 m Bergschuttstrecke einschließlich Fensterstollen wurden in Bruchstein, 51·7 m des Schrägschachtes in Beton (160 kg Portlandzement auf 1 m<sup>3</sup> Gemenge) ausgemauert; 89·9 m Schrägschacht und außerdem Einzelflächen von zusammen 397 m<sup>2</sup> wurden mit Torkret verkleidet. Die Verwendung von Schuttergut aus den Deponien des Fensters 1 und 2 ohne eigene Vorbereitung des Materials mußte infolge des Ergebnisses von Probewürfeln, die bei Portlandzement 160 pro Kubikmeter nur eine Würfeldruckfestigkeit von 20 kg aufwiesen, untersagt werden. Die Festigkeit wird durch die Vermengung mit serizitischem Material und das im Schuttergut befindliche Bohrmehl ungünstig beeinflusst. Serizitfreies, im Brecher gebrochenes Gneisschuttergut, dem eigens erzeugter Sand und Feinkies zugesetzt wurde, hatte, wie bezügliche Versuche am Enzingerboden ergaben, Festigkeiten von 120 bis 130 kg pro Quadratcentimeter bei 160 kg, 230 kg pro Quadratcentimeter bei 230 kg Portlandzement pro Kubikmeter Gemenge. Das so vorbereitete Ausbruchmaterial eignete sich also gut für die Betonierungsarbeiten. Das gesamte Gneisausbruchmaterial vom Festpunkte III bis zum Fenster 3 wurde auch tatsächlich zur Betonierung des Krafthauses und kleinerer Betonarbeiten im Stollen verwendet, weil von Anfang an darauf Bedacht genommen wurde und serizitisches Material getrennt auf eigenen Deponien gelagert wurde.

Die Mauerung der Fensterstollenportale und des Portales am Enzingerboden sowie der anschließenden Blockwerkstrecken erfolgte in Bruchsteinmauerwerk, für das sich der gut spaltbare Gneis besonders eignete.

### H. A. Grünsee, Enzingerboden und Autostraße.

Das glaziale Seebecken des Grünsees wird als Speicher für die Hilfsmaschinen des Kraftwerkes benutzt. Sein Abfluß ist durch ein niederes Wehr gestaut, das nicht auf einer Felschwelle, sondern auf Schutt gegründet und daher nicht wasserdicht ist. Da für den zweiten Ausbau

des Hauptwerkes auch eine Erhöhung des jetzigen niederen Grünseestaus durch Erbauung einer Bogensperre ins Auge gefaßt ist, kommt der künftigen Sperrenstelle erhöhte Bedeutung zu.

Die Felschwelle am Abfluß des Grünsees ist von einer Klamm durchsägt, die aber verschüttet ist, so daß die Sohle des Weißbaches dort nicht auf Fels, sondern auf Schutt liegt. Eine 5 m tiefe Sondierungsgrube erschloß das in Fig. 17 dargestellte Profil. Der weiteren Abteufung dieser Grube stellten sich Schwierigkeiten in der Wasserhaltung entgegen. Eine Fortsetzung der Aufschlußarbeit müßte mittels Stollen und Querschlägen von einer der beiden Felsflanken her erfolgen.

Während die Felsriegel diluvialer Zungenbecken sehr häufig aus festem und gesundem Gestein bestehen, zeigt der den Grünsee ab-

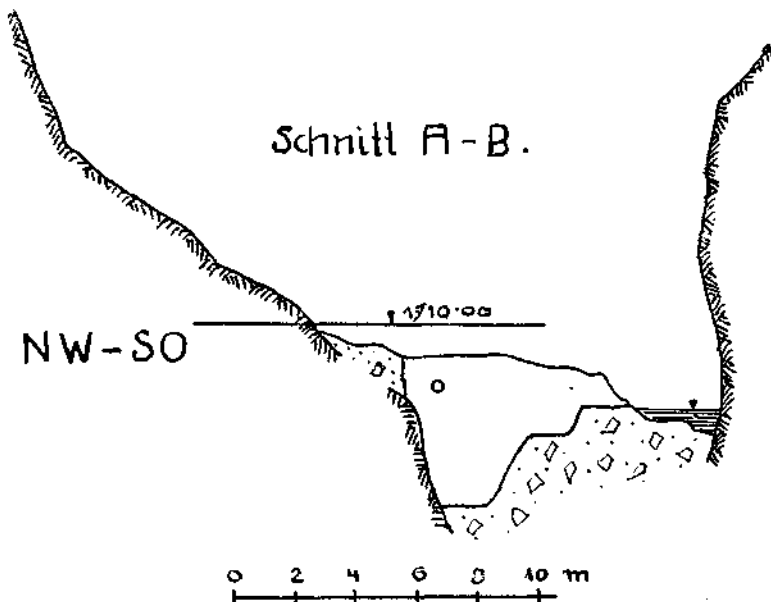


Fig. 17. Grünseeabfluß, Schnitt.

Das anstehende Gestein ist Granitgneis mit vereinzelt serizitischen Lagen.

schließende Riegel die Spuren tiefgreifender Zerklüftung, welche die Bildung von Bergstürzen begünstigt. Die Zuschüttung der Abflußklamm erfolgte durch solch einen Bergsturz vom linken Schluchthang. Auch heute ist die Felswand auf dieser Seite durch eine tiefe und offene Kluft von dem hinter ihr aufsteigenden Hügel „Stierbichel“ abgetrennt (siehe Zeichnung 18). Die Kluft streicht  $N - 60^\circ - O$  saiger und liegt damit der schon oben erwähnten Hauptkluftrichtung sehr nahe. Dasselbe Flächenelement kehrt in den sonst unregelmäßigen Begrenzungen der Felswände immer wieder.

Einen weiteren Beleg für die Neigung zu Bergstürzen bildet der auffallend mächtige, nacheiszeitliche Schuttkegel des Weißbaches am Enzingerboden. Für diesen ganz jungen Kegel kommt als Schutteinzugs-



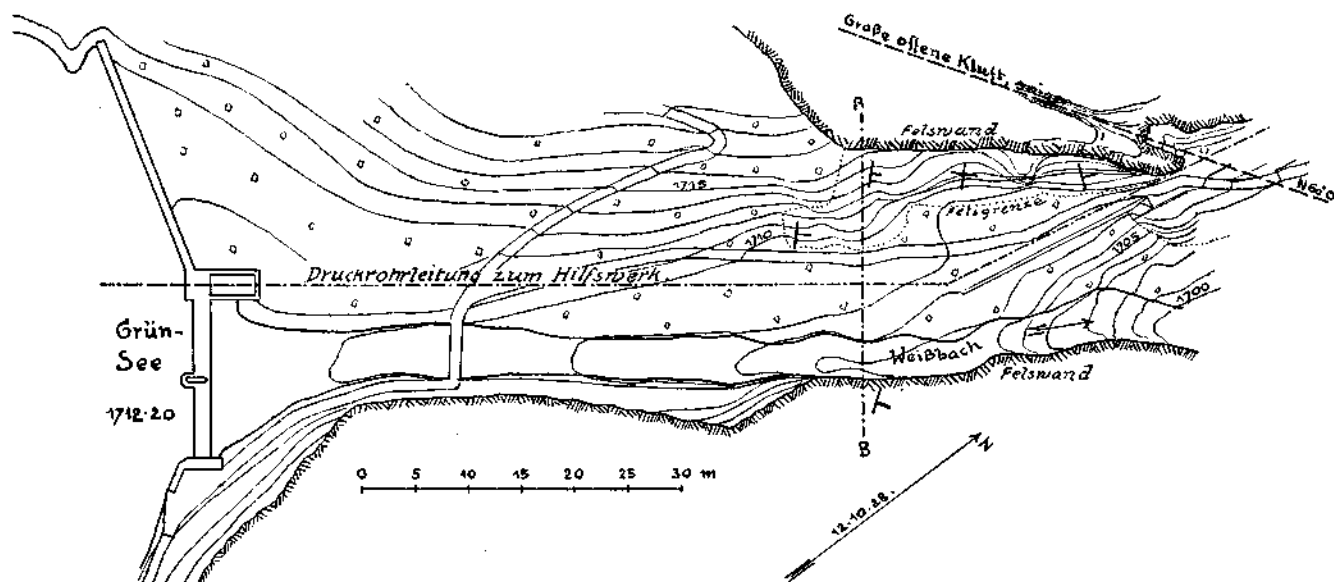


Fig. 18. Grünseeabfluß, Grundriß.

Links der Grünsee und das Stauwerk mit Schieberkammer und Landflügel. Gestrichelt: Steilaufsteigende Felswände.  
Punktirt: Umgrenzung des anstehenden Felsens

gebiet nur die 800 m lange Schlucht unterhalb des Grünsees in Betracht. Dieses kurze Nährgebiet könnte keinen so großen Schuttkörper erzeugen, wenn die Bergstürze aus den Felsflanken der Schlucht dem Bache nicht immer neue Schuttmassen zuwürfen.

Eine Beteiligung von Moränen am Aufbau dieses Schuttkegels ist nicht wahrscheinlich und läßt sich nicht nachweisen.

Wo der NW-Abfall des Sprengriedels mit gewaltiger Wand im Enzingerboden wurzelt, liegt das Krafthaus.

Seine Achse und die des Unterwasserkanals folgt einer quellenreichen Verschneidung des großen vom Weißbach aus S vorgebauten Schuttkegels mit dem des Tauernmoosbaches. Der Aushub für die Turbinenschächte und Maschinenfundamente erschloß sehr gut die gemeinsame Naht der ineinander verzahnten Schuttkegel, in denen feine und grobe Sedimente abwechseln. Sie entstammen größtenteils dem Granitgneis.

Mehrfache Einlagerungen von feinem blauen und grauen Letten zeugen von vorübergehender Bildung seichter Tümpel in diesem geschützten Winkel. Auf den Schuttkegel des Tauernmoosbaches legte sich später ein Bergsturz. Ihn krönt heute das kleine Fichtenwäldchen an der Straße vor dem Krafthaus.

Hangschutt, Bergstürze, Schuttkegel und Seeablagerungen sind die jungen Bildungen, welche das glaziale Seebecken des Enzingerbodens umsäumen und ausfüllen.

Diese hoch hinaufreichende Verkleidung der Talwände mit jungen durchblässigen Schuttkörpern ist auch der Grund, warum die Trinkwasserversorgung des Enzingerbodens auf Schwierigkeiten stieß. Erst am Fuße der Schutthalden treten reichliche Quellen aus dem Boden heraus. Sie liegen zu tief, als daß ihr Wasser mit eigenem Druck den Verwendungsstellen zugeführt werden könnte, und würden daher die Anlage von Pumpwerken nötig machen.

Solche Quellen treten, wie schon erwähnt, beim Krafthaus auf, dann entlang des ganzen Fußes des westlichen Talhanges sowie unter dem nördlichen Teil des östlichen. Dort ist der Enzingerboden auf seine ganze Breite versumpft.

Zwei Quellen, die eine über dem Blockhaus, die andere am Sprengsedl, die beide entsprechende Höhenlage haben, verraten durch ihr trübes Wasser zu Regenzeiten und durch die großen Unterschiede ihrer Wassertemperaturen einen oberflächlichen Einzug.

Nur am Westhange des Tales tritt, gerade noch in genügender Höhe, eine Reihe von schwachen Quellen aus dem bewaldeten Bergstürze aus. Sie dürften dem vom Blockwerk verdeckten Ausstreichen einer Serizitschichte im Granitgneis ihr Dasein verdanken. An diese Quellen wurde die Trinkwasserversorgung des Krafthauses und der Siedlungsanlage des Enzingerbodens angeschlossen.

Die Nutzwasserversorgung erfolgt aus den Druckrohrleitungen oder durch eine Pumpenanlage aus dem Unterwassergraben. Ihr Hochbehälter ist als 15 m lauger kreisrunder Stollen von 3 m Durchmesser im Granitgneis 50 m über dem Krafthause angelegt. Seine Sohle erhielt ein Betonpflaster, die Ulmen und die Firse nur einen Torkretanwurf.

Der südliche, vom Hangschutte eingeengte Teil des Enzingerbodens ist von den Schuttkegeln des Tauernmoos- und Weißbaches erfüllt. Ein breites Bergsturzgebiet, z. T. mit ganz frischen Abrissen, umsäumt den Westhang des Talkessels. Von O schleuderte der Peridotit des Rettenkogels seine Riesenblöcke bis in die Mitte des grünen Bodens hinein. Den Ausgang sperrt ein mächtiger Bergsturz vom Wiegenkopf.

So bedroht feindliche Urgewalt von allen Seiten die kleine grüne Oase.

Durch Jahrhunderte war die dürftige Alm weltfern in einsamer Kampf- und Lebensgemeinschaft mit der starken Hochgebirgsnatur. Heute surren dort die Maschinen und senden Kraftströme weit ins Land hinaus: morgen, beim Ausbau der zweiten Stufe, wird der untere Teil des Bodens wieder ein See werden, das Ausgleichsbecken für die zweite Oberwasserführung. Dann wird am Nordende des Enzingerbodens, wo von links der gewaltige Peridotitbergsturz herabzieht, ein Stauwerk entstehen, und deshalb rechtfertigt diese Stelle eine genauere Betrachtung.

Der Bergsturz hat die Felsschwelle des alten Seebeckens unter seinen Trümmernmassen begraben und die Stubache an die rechte Talseite gedrängt. Gleich unterhalb des Enzingerbodens teilt sich das Tal in zwei Äste, die sich noch ober dem Niederwinkel wieder vereinigen. Die Fig. 19 gibt eine Profilvereinigung durch dieses Doppeltal.

In der rechten Talschlucht tost die junge Stubach hinab. Der Eingang des linken Talastes ist verschüttet.

Zweifelloos ist die Stubach auch einmal durch ihn geflossen, bis ihr der Bergsturz diesen Weg verlegte und sie in die rechte Schlucht hinüberdrängte. Daß aber diese, die breiter und tiefer als die linke ist, schon vorher bestanden hat, daß die Ache also nur in ihr altes Bett zurückgekehrt ist, geht aus folgender Überlegung hervor:

Der Bergsturz ist jünger als das glaziale Rückzugsstadium, in dem die Talwände noch durch den Eiskörper verspannt waren. Die Frische des Bergsturzes, die großen Hohlräume zwischen seinen Blöcken, auf welchen kaum die erste Vegetation Fuß fassen konnte, spricht sogar für eine sehr junge Zeit. In einer kurzen Zeit wäre es aber dem Wasser auch mit tektonischer Nachhilfe kaum möglich gewesen, die tiefe und breite Schlucht, in der es jetzt bergab stürzt, erst zu schaffen. Es muß daher schon vorher dort ein altes Tal bestanden haben, das der Bach aus irgendeinem Grunde einmal verlassen hatte, um vorübergehend seinen Lauf weiter westlich zu nehmen.

Wir erinnern uns hier nochmals daran, daß es wahrscheinlich tektonische Kräfte waren, die der Stubache den Weg quer durch den großen Peridotitstock öffneten.

Für das Schrittmäß der reinen Erosion im harten Peridotit bietet die Sohle des Stubachtals  $\frac{1}{2}$  km abwärts einen bezeichnenden Beleg.

Dort haben Stubache und Würfbach vor und nach ihrer Vereinigung im Peridotit 25—30 m tiefe Klammern mit scharfen Kanten eingesägt. Die zwischen und neben ihnen erhaltene Oberfläche des alten trogförmigen Talbodens zeigt an vielen Stellen die Spuren der Eisbearbeitung, an anderen wieder eine dünne Auskleidung mit Grundmoräne.

Die Klammern stellen also die Arbeit der Stubache seit der letzten Großvergletscherung dar (Fig. 20).

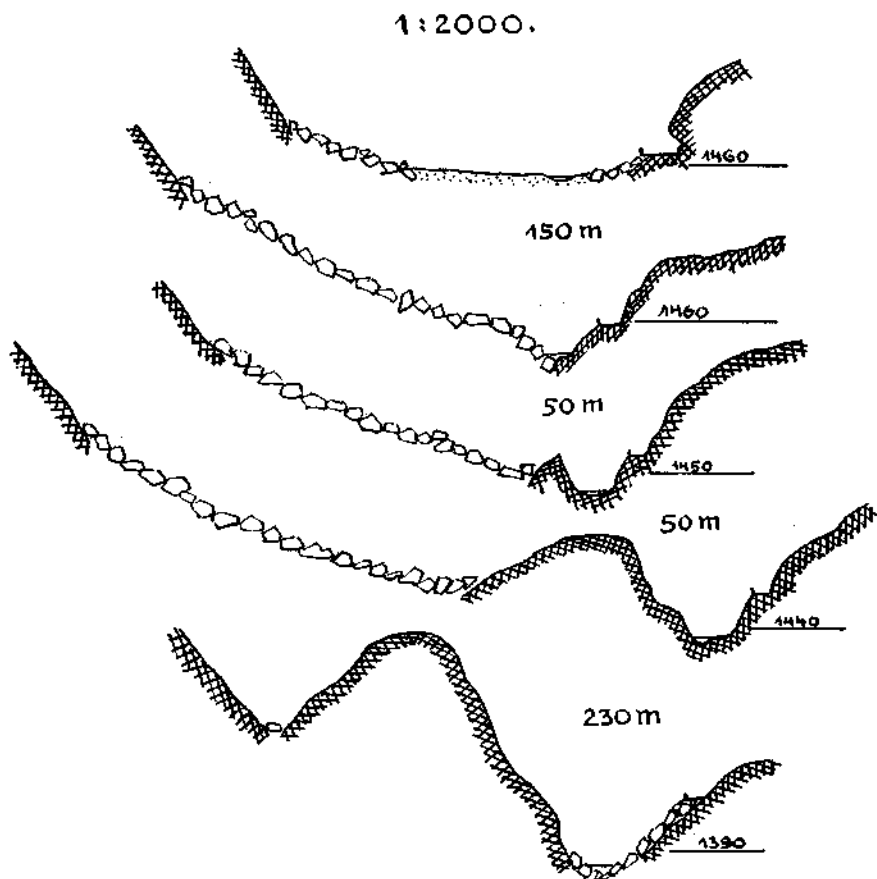


Fig. 19. Ausgang des Enzingerbodens, Schnitte.

Das oberste Profil ist genau aufgenommen, die vier folgenden näherungsweise. Die Meterangaben zwischen den Profilen bedeuten die Entfernungen zwischen den einzelnen Profilen. Links Ost, rechts West.

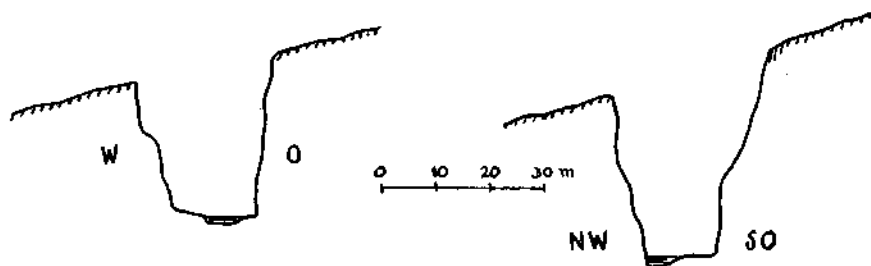


Fig. 20. Stubachschlucht unterhalb des Niederwiukls, Schnitte.  
Die glazial bearbeitete Talsoble ist gestrichelt.

Die Errichtung des Stubachwerkes hatte den Bau einer Autostraße von Uttendorf bis zum Enzingerboden zur Voraussetzung. Bis zur Schneiderau folgt sie im allgemeinen dem alten Sträßlein, von dort an ist sie ein Neubau, der mit einer fast ununterbrochenen Kette von Aufschlüssen ein Profil durch die untere Schieferhülle legt. Nur mit Opfern kann sich dieser Verkehrsweg gegen die zerstörenden Naturgewalten behaupten. Im äußeren Stubachtale drohen die Murgänge aus den Seitengraben, welche in mächtige Grundmoränenlager einschneiden. Innerhalb des Hirschentores bestreichen Lawinen und Steinschlag die Straße. Ein Bergsturz sperrt dort mit gewaltigen Blöcken das Tal.

Von der Schneiderau an entwickelt sich die Straße in Kehren am östlichen Talhange aufwärts. Dieser Hang ist ganz von Grundmoränen bedeckt. Seine Oberfläche verrät mit ihren Nischen und ausbauchenden Buckeln die Neigung zur Plaikenbildung.

Südöstlich der Reichenberg-Asten löste der Anschnitt eines solchen mit Wald bestandenen Hanges durch die Autostraße eine Rutschung aus, die zu besonderen baulichen Vorkehrungen zwang. Die Straße durchzieht hier eine steile 150 m breite Mulde, die mit Grundmoräne ausgekleidet ist. An ihrem Fuße steht das Grundgebirge, Chloritschiefer, in vereinzelt vorstehenden Felsköpfen an, die steil in das Tal abfallen.

Als die Rutschungen längs des geplanten Straßenzuges nicht zur Ruhe kamen, wurde eine Tieferlegung der Straße auf die Felsköpfe erwogen. Diese wären als Widerlager für weitgespannte Tragwerke benützt worden, um die dazwischenliegenden Plaikenstellen zu überbrücken.

Dieses Vorhaben war der Anlaß zu mehreren Sondierungen auf den Felsköpfen und zur Abteufung eines Schachtes, der später durch einen Stollen einen Wasserabzug erhielt. Diese Aufschlüsse gaben folgenden Befund: Die Felsköpfe sind durchwegs vom Eise bearbeitet. Ihre Oberfläche fällt bergwärts ein und ist von horizontal liegenden Bänder-tonen überlagert. In deren Hangendem liegt Grundmoräne. Beim Schacht und Stollen wurde das Grundgebirge nicht erreicht. Sie liegen ganz in der Grundmoräne. Die Verhältnisse sind in den Fig. 21 und 22 wiedergegeben.

Die Tieferlegung der Straße wurde dann aufgegeben. Über den durch 2—3 m tiefe Sickerschlitze entwässerten Steilhang wurde die Straße im ursprünglichen Linienzug geführt. Er schneidet den Hang möglichst wenig an. Der Straßenkörper samt Stütz- und Futtermauern ist ganz aus durchlässigem Trockenmauerwerk erstellt, das die Bergfeuchtigkeit nicht staut und kleine Bewegungen des Bodens ohne Schaden verträgt. Der im Plaikengebiet stehende Wald wurde niedergelegt und damit dem Winde die Angriffskraft genommen, der über den Hebel der Bäume mit deren Wurzeln immer wieder den Boden lockerte. Dieser wurde dafür durch Flechtzäune befestigt. Infolge dieser Maßnahmen sind die Rutschungen seit dem Jahre 1926 zum Stillstand gekommen.

Südlich vom Schrabach durchzieht die Straße die Grünschiefer, zu beiden Seiten der Wiegenböndlbrücke die chloritischen Biotit-Amphibolite. Bevor sie in den anstehenden Peridotit eintritt, quert sie einen Berg-

sturz desselben, der Gelegenheit zur Anlage einer Schottererzeugung bot. Von hier aus wurde der ganze Straßenzug zwischen Uttendorf und Enzingerboden mit einem vorzüglichen Hartschotter versehen.

Vom Niederwinkl an erklimmt die Straße in vielen Kehren die steile Peridotitschlucht zum Enzingerboden hinauf.

Den größten Teil der Baustoffe für das Stubachwerk lieferten die Vorkommen im Tale.

Die Sand- und Schottergewinnung für den Sperrenbeton wurde im oberen Teile des Tauernmoosbodens angelegt. Die Geschiebe des Öd-

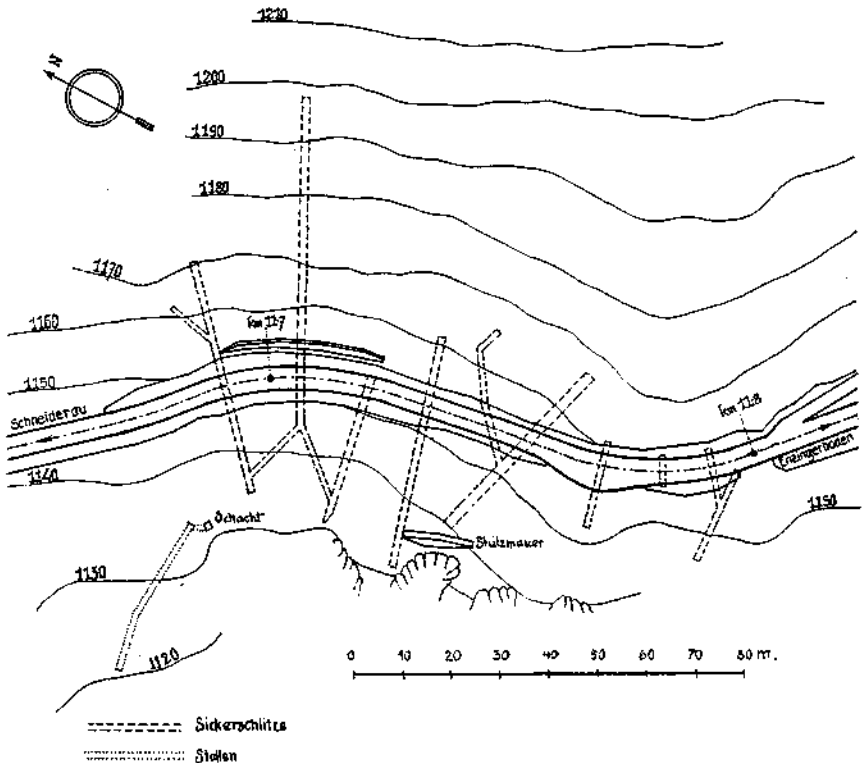


Fig. 21. Schrabachplaike, Grundriß.

winklbaches erfahren auf seinem flachen Schuttkegel eine Aufbereitung nach ihrer Korngröße. Eine Reihe von Probegruben, die der Länge nach auf dem Schuttkegel angelegt wurden, gaben Aufschluß über die Veränderung des Kornes in der Richtung der Erzeugenden. Auf diesem Einblicke fußend, wurde für die Schottergewinnung eine Stelle gewählt, deren natürliche Zusammensetzung aus Grob- und Feinkorn ungefähr dem Gemenge entsprach, welches der Sperrenbeton erforderte. Die genaue Regelung des Kornes besorgte dann die Aufbereitungsanlage, die in der üblichen Weise mit Steinbrechern, Mühlen und Sortiermaschinen ausgerüstet war.

Die Sedimente des Tauernmooses entstammen zu etwa drei Viertel dem Granitgneis, zum Reste den Gesteinen der unteren Schieferhülle. Sie wurden mittels eines Dampfbaggers gewonnen, nach dem die oberste sandige Humusschichte entfernt worden war.

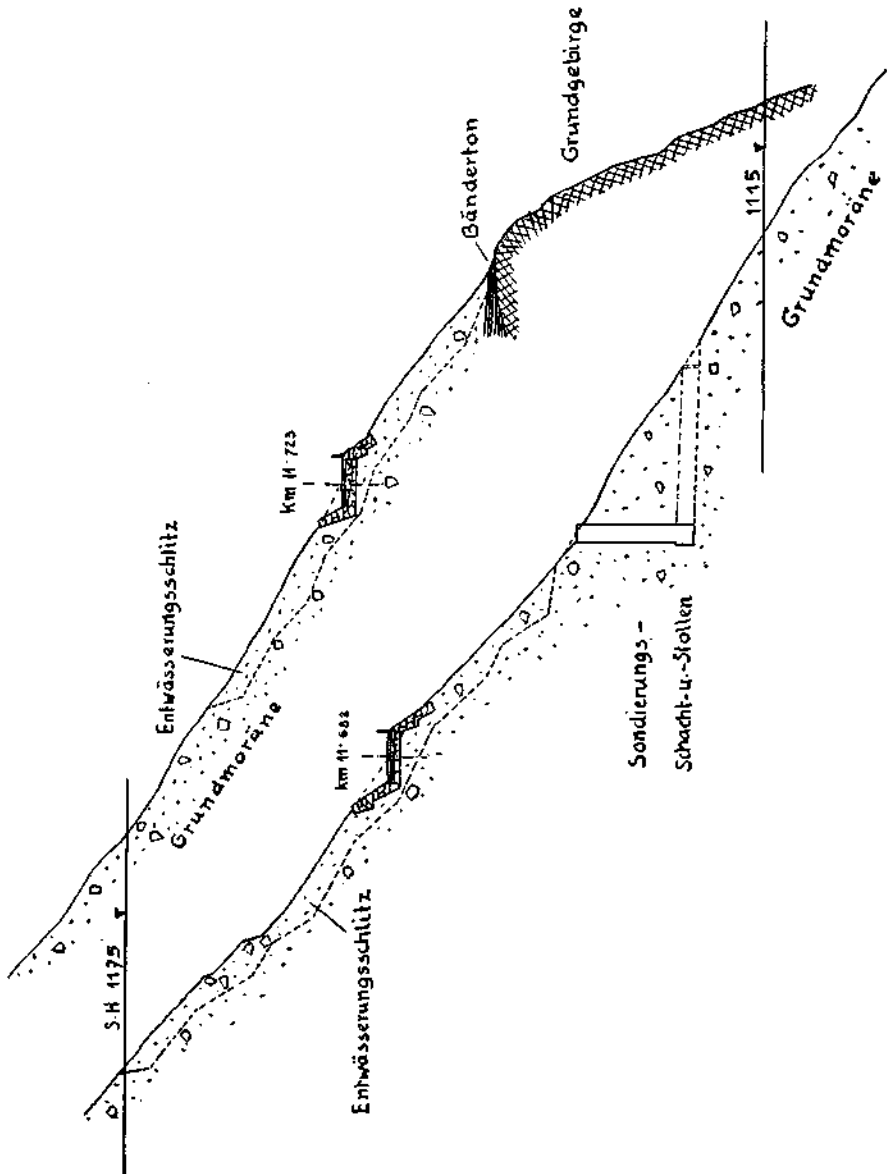


Fig. 22. Schrabachlaik, Schnitt.

In dem überall am Tauernmoos anstehenden Granitgneis stand ein vorzüglicher Mauerstein zur Herstellung der beiderseitigen Sperrverkleidungen zur Verfügung. Ein geeigneter Steinbruch erfordert grob-bankigen, leicht nach außen fallenden Fels mit möglichst wenig schief-

rigen Zwischenlagen. Diese Gesichtspunkte, zu denen noch die Forderung nach einer leichten und kurzen Zufuhr trat, bestimmten die Auswahl des Steinbruches. Der Granitgneis läßt sich von Lage zu Lage leicht und in regelmäßigen Begrenzungsflächen abkeilen. Man erhielt so mit geringem Aufwand lagerhafte Quadern von gleichmäßiger Stärke.

Die Versuche über Druckfestigkeit des Granitgneises senkrecht zum Lager wurden vom Laboratorium der Bundesbahndirektion Innsbruck durchgeführt und hatten folgendes Ergebnis:

Trockene Proben.....	994, 1053, 1117, 1372, 1514	$kg/cm^2$
Nasse Proben.....	942, 1016, 1030, 1060	$kg/cm^2$
Trockene Proben nach 25 Frösten.....	933, 1357	$kg/cm^2$
Nasse Proben nach 25 Frösten.....	914, 933	$kg/cm^2$

Eine Pumpenanlage versorgte die Betonmischmaschinen über einen zwischengeschalteten Hochbehälter mit Wasser aus dem Tauernmoosbach. Die Untersuchung der für die Betonerzeugung in Betracht kommenden Wasser brachte die in Spalte 1 bis 3 der folgenden Zusammenstellung angeführten Ergebnisse. Die Spalte 4 bezieht sich auf Moorwasser, wie es in der Nachbarschaft der Sperre verschiedentlich auftrat (siehe Zeichnung 11). Die Untersuchung wurde im Laboratorium der Bundesbahndirektion Innsbruck durch Herrn Prof. M. Gläser durchgeführt.

	1. Tauern- bach	2. Schwarz- Karlbach	3. Quelle westl. d. Sperre	4. Torf- wasser
CO <sub>2</sub> gebunden.....	0.0067	0.0095	0.0023	
CO <sub>2</sub> frei.....	0.0028	0.0022	0.0066	
CO <sub>2</sub> aggressiv.....	0.0187	0.0095	0.0192	
H <sub>2</sub> S.....	0.0028	0.0036	0.0057	0.0057
SO <sub>3</sub> .....	0.0034	0.0010	Spur	0.1171
O absorbiert.....	0.0182	0.0125	0.0097	
CaO.....	0.0052	0.0041	Spur	0.0554
MgO.....	0.0030	0.0028	0.0021	0.0179
Gesamthärte.....	0.94 d	0.80 d	0.30 d	
Reaktion.....	amphoter	amphoter	amphoter	stark alkalisch

Die Zuschläge für den Beton des Krafthauses stammen ebenfalls aus dem Granitgneis. Zum Unterschied vom Tauernmoos wurde dort aber nicht Grubengut, sondern Quetschgut verwendet. Die Aufbereitungsanlage wurde teils mit dem Ausbruch des untersten im Granitgneis liegenden Schrägschachtteiles, im übrigen mit Steinen beschickt, die in einer nahen Schutthalde gewonnen wurden.

Für die Kunstbauten der Straße wurde Granitgneis wegen seiner guten Bearbeitungsfähigkeit vorgezogen. Wo er, wie in der Niederwinkelschlucht, nur als erraticum Gut in unzureichender Menge zur Verfügung stand, wurde für jenen Zweck auch auf Peridotit gegriffen. Dieser eignete sich weniger als Mörtelmauerstein, weil er nicht lagerhaft bricht und darum viel Mörtel braucht und weil er sich nur schwer zuarbeiten läßt. Bei Handbohrung erforderte dieses harte Gestein nach 1—3 cm Bohrloch schon eine Bohrerschneide, bei Maschinenbohrung nach 8 bis 12 cm.



Dagegen wurde der Peridotit für Trockenschichtungen bevorzugt, weil er wegen seiner außerordentlichen Härte und Druckfestigkeit (um  $3000 \text{ kg/cm}^2$ ) die Spitzenlagerung auch bei großer Auflast verträgt. Einige der Kehren der Autostraße in der Niederwinkelschlucht haben daher einen trockengemauerten Unterbau aus Peridotit.

Eine weitere Verwendung fand der Peridotit als Grundbaustein der Straße, vor allem aber als Schotter und Splitt zur Herstellung der Straßendecke. Seine Eignung für diesen Zweck ist hervorragend.

Im unteren Teil der Straße fanden beim Mauern die Gesteine der Schieferhülle, Marmor und Chloritamphibolit, neben erraticischem Granitgneis Verwendung. Der Straßengrundbau ist dort größtenteils aus Chloritamphibolit hergestellt.

### Verzeichnis des benützten Schrifttums.

Aigner, Über Talbildung am Südrande der Niederen Tauern. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Wien, 1925.

Ampferer, Über die Entstehung der Hochgebirgsformen in den Ostalpen. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, 1915.

Ampferer, Über morphologische Arbeitsmethoden. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1922.

Ampferer, Über das Verhältnis zwischen Aufbau und Abtragung in den Alpen. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1923.

Ampferer, Über einige Beziehungen zwischen Tektonik und Morphologie. Zeitschrift für Geomorphologie, 1925.

Ampferer, Zur Tektonik und Morphologie des Zlatibormassivs. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften, Wien, 1928.

Ampferer, Über die Ablagerungen der Schmelzeiszeit in der Umgebung des Arlbergpasses. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1929.

Becke, Olivinfels und Antigorit-Serpentin aus dem Stubachtal. Tschernaks Mineralogisch-petrographische Mitteilungen, Band 14.

Hammer, Eklogit und Peridotit in den mittleren Öztaler Alpen. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1926.

Heritsch, Entstehung der Hochgebirgsformen. Graz, 1927.

Kölbl, Zur Tektonik des mittleren Abschnittes der Hohen Tauern. Zentralblatt für Mineralogie, 1924.

Kölbl, Tektonik der Granatspitzgruppe in den Hohen Tauern. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, 1923.

Löwl, Der Granatspitzkern. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, 1896.

Löwl, Rund um den Großglockner. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, 1898.

Maurer und Lütchg, Einige Ergebnisse über die Verdunstungsgröße freier Wasserflächen im schweizerischen Hochgebirge. Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt, 1923.

Redlich—Terzaghi—Kampe, Ingenieurgeologie. Wien—Berlin, 1929.

Schmidt W., Grauwackenzone und Tauernfenster. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1921.

Schmidt W., Gebirgsbau- und Oberflächenbau der Alpen. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1923.

Schmidt W., Bewegungsspuren in Porphyroblasten. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, 1918.

Singer, Rechnen mit Geschiebemengen. Zeitschrift für Gewässerkunde, Band XI.

Stiny, Bewegungen der Erdkruste und Wasserbau. Die Wasserwirtschaft, Wien, 1926.

Terzaghi, Erdbaumechanik. Leipzig—Wien, 1925.

Winkler, Geologische Probleme in den östlichen Tauern. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien, 1926.

Karte der Glocknergruppe 1:50.000, herausgegeben vom Deutschen und Österreichischen Alpenverein, 1890.

Karte der Glocknergruppe 1:25.000, herausgegeben vom Deutschen und Österreichischen Alpenverein 1928.

Spezialkarte von Österreich 1:75.000, herausgegeben vom Kartographischen Institut Wien, Blätter Großglockner und Kitzbühel—Zell am See.

Originalaufnahmesektion Nr. 5149/2, 1:25.000, herausgegeben vom Kartographischen Institut Wien.

### Verzeichnis der Zeichnungen.

1. Kontakt zwischen Schieferhülle und Granitgneis im Fenster 2 (auf der Tafel des Schrägstollens).
2. Kontakt am Peridotit östlich Hahnkampfl.
3. Kontakt am Peridotit westlich des Enzingerbodens.
4. Kontakt am Peridotit südlich des Wiegenbündls.
5. Kontakt am Peridotit östlich des Punktes 2105.
6. Gefügebild aus dem Grünschiefer.
7. Gefügebild aus dem Grünschiefer.
8. Profil Südgrat des Hocheisens.
9. Profil Schrofensbachgraben.
10. Profil Erlwiesgraben.
11. Geologische Übersicht der Sperrenumgebung.
12. Längenschnitt der Sperre (vereinfacht).
13. Schaubilder der Temperaturlotungen am Tauernmoossee.
14. Eisdecke am Tauernmoossee und Grünsee.
15. Übersichtslängenschnitt des Stollens.
16. Stollenquerschnitt.
17. Grünseeabfluß, Schnitt.
18. Grünseeabfluß, Grundriß.
19. Ausgang des Enzingerbodens, Schnitte.
20. Stubachschlucht unterhalb Niederwinkl, Schnitte.
21. Schrabachplaike, Grundriß.
22. Schrabachplaike, Schnitte.

### Verzeichnis der Tafeln.

- XV. Tauernmoos und Rettenkogel.
- XVI. Stubachtal und die Lerchwand.
- XVII. Aussicht vom Hoch Eiser und Aussicht vom Kreefelderweg.
- XVIII. Schrägschacht Ulmenbild Stm 88—92.
- XIX. Schrägschacht Ulmenbild Stm 45—48.
- XX. Geologische Karte des mittleren Stubachtals.
- XXI. Geologischer Grundriß der Sperre.
- XXII. Geologisches Längenschnitt des Stollens und Fig. 1.
- XXIII. Wasser- und Wetterbeobachtungen am Tauernmoos.

## Erläuterungen zu den Tafeln.

### Tafel XV. **Tauernmoos vom Rettenkogel.** (Aufnahme W. Wagner, Wien.)

Der Tauernmoossee ist gut zur Hälfte gefüllt. Man sieht die flachen Schuttkegel der in ihn mündenden Bäche. Rechts im Mittelgrund die Stanmaner und die ehemalige Abflussschlucht des Tauernmoosbaches. Die Seebarre zieht von ihr gegen den Aufnahmestandpunkt. Rechts vorne der Abfall der Klausenwand (S. 274 und 281). Im Hintergrund links die Hohe Riffl 3346, deren Gipfel den Rand der alten Landoberfläche des obersten Pasterzenkeeses bildet, während er gegen das Stubachtal in mehrfachen Stufen (Totenlöcher, unterer Rifflkees) absinkt. Am Totenköpfel (rechts der Riffl) sieht man die Schilffgrenze in etwa 2800 m Höhe.

### Tafel XVI. **Abschluß des Stubachtales, gesehen von der Lerehwand.**

(Aufnahme W. Wagner, Wien.)

Das Bild zeigt das Vordringen des Tiefenschurfes aus dem mittleren Stubachtal gegen die Altflächenlandschaft im obersten Stubachtal. Im Vordergrund das Wiegenbündl, darüber, vom Rettenkogel zu den Wiegenköpfen quer über das Tal, der große Peridotitstock, der in der Mitte durch die Niederwinkelschlucht zum grell beleuchteten Enzingerboden durchschnitten ist (2. Talstufe). Die 3. Talstufe liegt zwischen Enzingerboden und Grünsee, dessen Kessel rechts ober jenem mit auffallenden Trogwänden zu sehen ist. Diese gehören zur 4. und 5. Talstufe. Das Weißbachtal hat seine alte Fortsetzung vom Grünsee oberhalb der Wiegenköpfe zum rechten Bildrand. Im Hintergrund rechts die Altflächenlandschaft der Granatspitzgruppe, links Eiskögele, Hohe Riffl und Klein-Eiser mit Stufenabfall von Altflächen gegen das Stubachtal.

### Tafel XVII. **Bild 1. Hintergrund des Stubachtales, gesehen vom Krefelderweg.**

(Aufnahme K. Powondra.)

Das Bild zeigt eine Altflächenlandschaft, die von dem im Vordergrund rechts, aber außerhalb des Bildes liegenden Enzingerboden aus durch junge Erosion angegriffen wird. Im Mittelgrund der Stausee des Tauernmooses, hinter ihm das Trogtal des Oedwinkbaches, vor ihm seine ehemalige Fortsetzung, die hoch über der jüngeren Erosionsschlucht des Wurfbaches (im Vordergrund) abbricht. Links vom Tauernmoossee die Altfläche des unteren Rifflkeeses. Im Hintergrund über dem Stausee der Medetzkopf, rechts von diesem die Einsenkung der Kaiser Tauern. Von diesem zieht das Tal des Weißbaches zum Grünsee (am rechten Bildrand) herab. Im Hintergrund über dem Grünsee das Firnfeldniveau der Granatspitzgruppe mit Granatspitze und Hochfilleck.

### Bild 2. **Aussicht vom Hoch-Eiser 3206 gegen W und SW.** (Aufnahme K. Powondra.)

Das Bild zeigt hauptsächlich Altflächen. Von den zwischen ihnen liegenden jungen und steilwandigen Tälern ist nur das Felbertal (im Mittelgrund rechts) erkennbar. Im Vordergrund das vom vollen Stausee bedeckte Tauernmoos. Links das Delta des Oedwinkbaches, rechts die 190 m lange Staumaner. Im Mittelgrund links der Weißsee, von dem das Trogtal des Weißbaches nach rechts quer durch das Bild zieht. Zwischen Weißbachtal und Tauernmoos die niedere Rundhöckerlandschaft der Schafbühel. Über dem Weißbachtal der Hauptkamm der Granatspitzgruppe mit (von links) Kaiser Bärenkopf, Granatspitze, Somblick und Hochfilleck. Seine Gletscher gehören der alten Landoberfläche an. Darüber im Hintergrund die höher geschalteten Altflächen der Venedigergruppe.

### Tafel XVIII. **Schrägschacht. Stollenmeter 88—92.** (Aufnahme Brugnara.)

Linke Ulme. Bildlänge in der Natur ungefähr 4 m. Die mehrfach geschleppte Quarzfatte bildet die Durchbewegung des Gebirges ab. Rechts von ihr aplitischer Gneis. Links biotitischer Serizitschiefer. In halber Bildhöhe am linken Bildrand eine nicht serizitisierte Gneisscholle, welche als ganze verdreht wurde.

### Tafel XIX. **Schrägschacht. Stollenmeter 45—48.** (Aufnahme Brugnara.)

Linker Ulm. Bildlänge in der Natur ungefähr 3 m. Die fein ausgewalzten und ineinandergfalteten Quarzbänder lassen die lebhafte Durchbewegung des Gebirges erkennen. Am linken Bildrand vorherrschend feingeschieferter Granitgneis. In der Mitte und rechts vorwiegend Serizitschiefer. Die dunklen Streifen und Flächen im Serizitschiefer sind biotitreiche Lagen, die fast durchwegs Stauchungserscheinungen zeigen.





Bild 1.

Tauernmoossee

Granatspitze



Bild 2.

Sonnblick

Gr. Venediger



NW



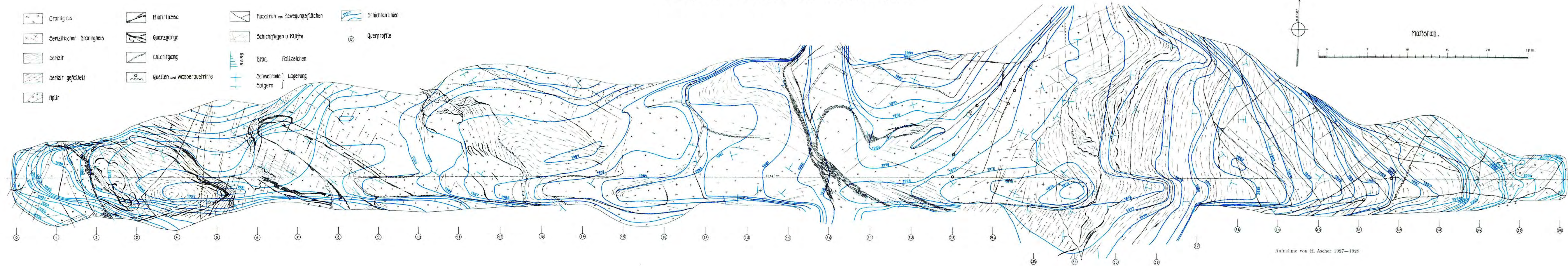
SO







# Geologischer Grundplan der Tauernmoossperr.



Aufnahme von H. Ascher 1927-1928

# Geologisches Profil durch den Schrägstollen.

Aufnahme von K. Powondra

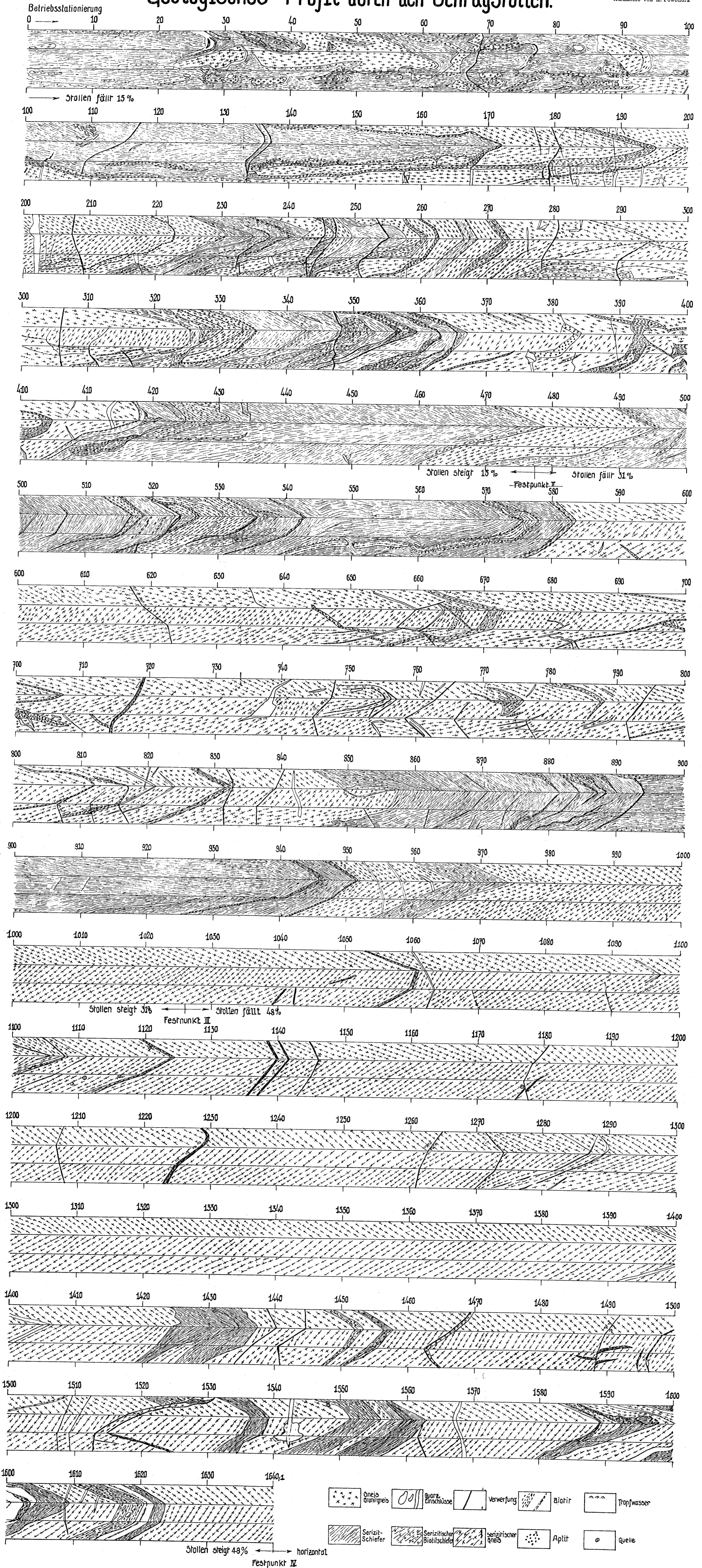
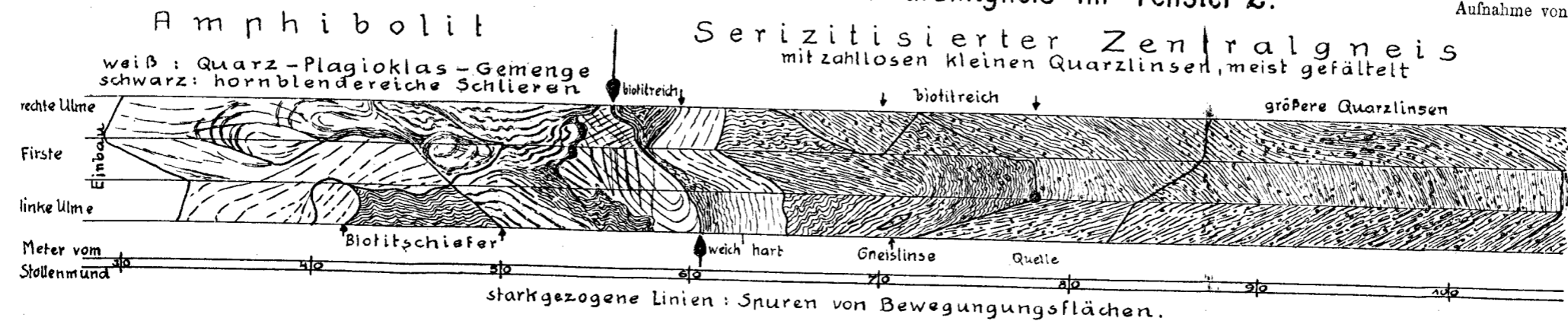
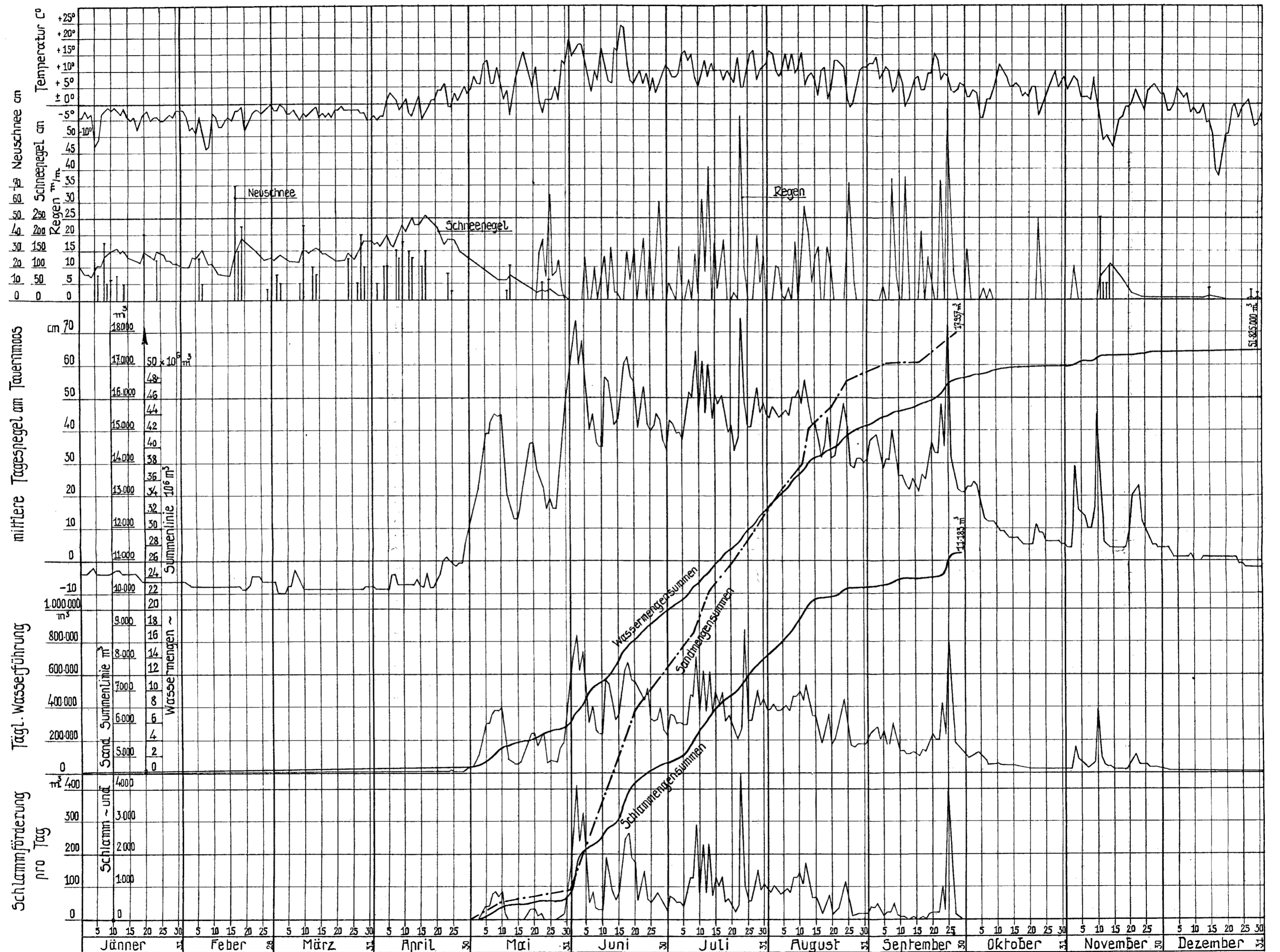


Fig. 1 Kontakt zwischen Schieferhülle u. Granitgneis im Fenster 2.

Aufnahme von H. Ascher



# Wetter- und Wasserbeobachtung am Tauernmoos, Jahr 1927.



# Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen.

(4. Fortsetzung.)

Von **Otto Ampferer**.

(Mit 25 Zeichnungen.)

In der ersten Fortsetzung dieser Untersuchungsreihe im Jahrbuch 1924 habe ich eine Ableitung und einige Anwendungen der „Reliefüberschiebungen“ gegeben.

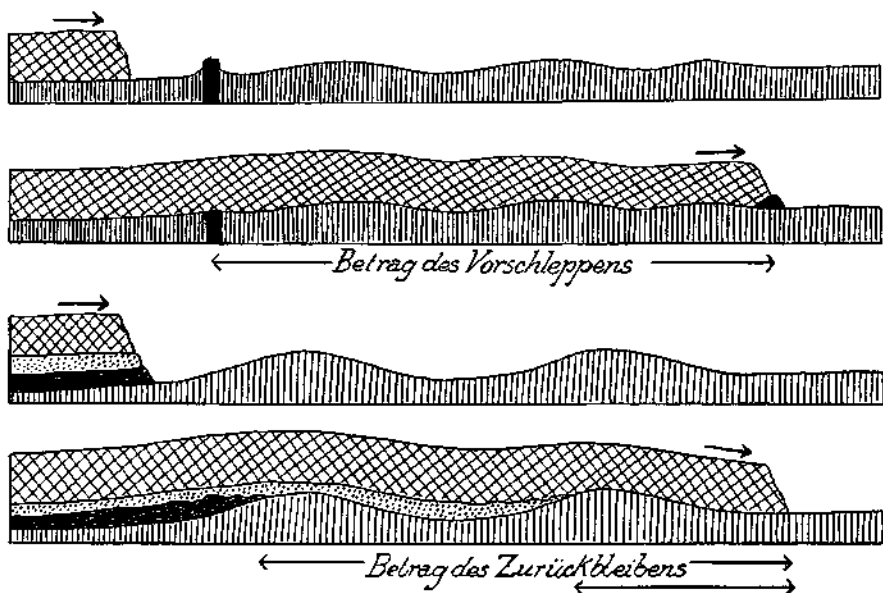


Fig. 1. Die zwei Grundformen der Materialverschleppung durch eine Reliefüberschiebung.

Inzwischen haben sich sowohl bei der Landesaufnahme als auch in der praktischen Geologie unerwartet viele Anwendungsmöglichkeiten ergeben, so daß es für mich reizvoll geworden ist, noch einmal über die Reliefüberschiebungen ganz im allgemeinen zu schreiben.

Der Vorgang der Reliefüberschiebung ist mit einer großangelegten Feilung oder Hobelung zu vergleichen, wobei das Grundrelief die Feile oder den Hobel vorstellt, worüber eine Schubmasse vorgeschoben wird.

Zum Unterschied gegen die menschlichen Werkzeuge besteht jedoch hier zwischen Feile und Hobel einerseits und dem Bearbeitungsmaterial andererseits kein wesentlicher Unterschied in der Härte und Widerstandsfähigkeit. Infolgedessen wird in der Natur sowohl die Feile als auch das Gefeilte, sowohl der Hobel als auch das Gehobelte ungefähr in gleicher Weise abgenutzt werden.

Ich habe auf diese gleichartige Abnutzung des Grundreliefs und der darüber vorgehenden Schubmassen ebenfalls schon im Jahre 1924 aufmerksam gemacht.

Neben der Abnutzung von Grundrelief und Schubmasse ist dann auch noch die Entstehung von Feilmehl und Hobelspänen sowie ihre Ablagerung an geschützten Stellen zu beachten.

Ein großer Teil von den als Rauhdecken und Mylonit beschriebenen Gesteinen ist auf diese Entstehung zurückzuführen.

Man hat also bei der Untersuchung der Reliefüberschiebungen mit dem Auftreten von zwei verschiedenartigen Reihen von Schichtenlücken und zwei verschiedenen Arten von Schichtenverschleppungen zu rechnen.

Die Schichtenlücken im Grundrelief gehen auf die Wirksamkeit der Erosion zurück. Diese Wirksamkeit hat einen außerordentlich großen Spielraum je nach der Zeitdauer und dem zur Verfügung stehenden Gefälle. Wir kennen alle Übergänge von den bescheidensten Abtragungen bis zur Einebnung von ganzen Gebirgen und Kontinenten.

Die zweite Art von Lücken geht auf tektonische Wirkungen zurück. Es kann sich dabei sowohl um Abscherungen an der Oberfläche des Grundreliefs als auch um solche an der Unterfläche der Schubmassen handeln.

Die Schichtenlücken an der Unterseite von Schubmassen lassen, da es sich hier nur in den seltensten Fällen um überkippte Massen handelt, keine andere Erklärung als eine tektonische zu. Ich ziehe die seltene Möglichkeit von Auslaugungen von Gips- oder Salzmassen hier nicht in Betracht, da sie immer nur von streng lokaler Bedeutung sind.

Was nun die Schichtenverschleppungen betrifft, so können einerseits durch den Vormarsch der hangenden Schubmasse Schichtenteile und Trümmer aus dem Grundrelief losgerissen und in der Schubrichtung mitgeschleppt werden, andererseits werden unter Umständen Bestandteile aus dem Liegenden des Schubkörpers infolge von Reibung und von Hindernissen gegen die Bewegung der höheren Teile der Schubmasse zurückbleiben.

Wie Fig. 1 zeigt, ergibt dies einen wichtigen Unterschied in der Verfrachtung von Teilen des Grundreliefs und solchen der eigenen Schubmasse.

Die ersteren können unter fördernden Umständen z. B. um den vollen Betrag der ganzen Überschiebung vorwärts geschleppt werden. Die letzteren können überhaupt nur durch die Losreißung gegenüber der bewegten Schubmasse zurückbleiben.

Aus diesem Grunde können z. B. Schollen, welche wir an der Stirne einer Überschiebung finden, nur aus dem Untergrund und nicht aus dem Eigenbesitz der Schubmasse stammen. Sie geben uns unter Umständen ein Hilfsmittel, um die Beschaffenheit des überfahrenen Untergrundes sowie das Ausmaß der vollzogenen Verschiebung genauer untersuchen zu können.

Es ist einleuchtend, daß die Reliefüberschiebung eben wegen des unregelmäßigen Reliefs, seiner wechselnden Neigungsverhältnisse und der Verschiedenartigkeit der dabei angeschnittenen Schichten viele Gelegen-

heiten zur Losreißung und zur Verschleppung von Schichtenrümpfern bietet.

Im schärfsten Gegensatz dazu bietet die ideale Überfaltungsstruktur gar keine Gelegenheiten zu solchen Schichtenlosreißungen und Verschleppungen von Schollen.

Hier bleibt im Innern der abrollenden Falte alles auch bei stärkster Verdünnung und Verdickung in seinen gegenseitigen Ordnungsbeziehungen. Auch der Untergrund wird durch das Überrollen viel weniger strapaziert.

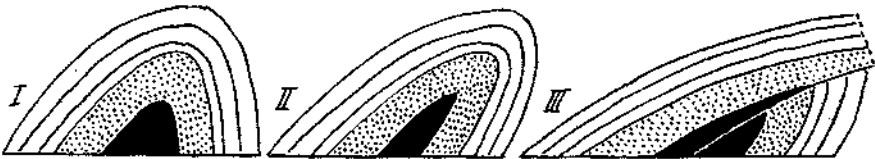


Fig. 2. Entstehung einer Scheitelüberschiebung.

*I* = schwache Überkipfung. *II* = starke Überkipfung. *III* = Scheitelüberschiebung.

Eine Verschleppung von Schollen des Untergrundes erscheint daher bei der Überfaltung so gut wie ausgeschlossen.

Es fragt sich nun, mit welchen anderen tektonischen Gebilden man die Konstruktionen, welche die Reliefüberschiebungen ergeben, unter Umständen verwechseln kann.

Hier kommen nur jene Überschiebungen in Betracht, welche aus überspannten, einseitigen Sätteln durch Zerreißen der Scheitel hervorgegangen sind.

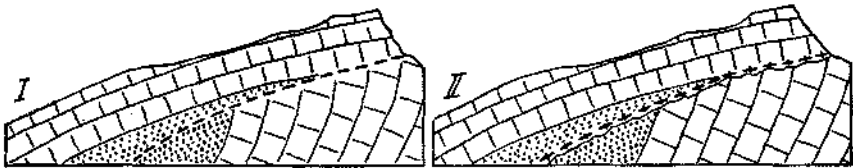


Fig. 3. Ähnlichkeit zwischen Scheitelüberschiebung (*I*) und Reliefüberschiebung (*II*).

Beispiele solcher zerrissener Sättel, wo sich dann der eine Flügel zu einer Schubmasse ausbildet, sind in der geologischen Literatur vielfach beschrieben.

Bei dieser Methode können Baubilder entstehen, welche bei flüchtiger Betrachtung mit Reliefüberschiebungen zu verwechseln sind.

Es ergeben sich aber bei sorgfältiger Untersuchung unschwer entscheidende Abweichungen der beiden Baumethoden.

Fig. 2 führt im Schema die Anlage eines überkippten Sattels vor, der dann im Scheitel zerreißt, worauf z. B. der Südflügel über den Nordflügel vorgeschoben wird.

Dieser in den Alpen verhältnismäßig häufig verwirklichte Fall kann in seinen äußeren Umrissen, wie Fig. 3 zeigt, einer Reliefüberschiebung recht ähnlich werden.

Doch bestehen zwischen diesen beiden Bauweisen folgende Unterschiede:

Die Zerreißung des Sattels wird durch die berkippfung desselben vorbereitet und eingeleitet.

Wir haben daher eine Zerreißung vor allem an in der Schubrichtung kräftig überkippten Gewölben zu erwarten und nicht etwa an aufrechtstehenden, an flachen oder an gegen die Schubrichtung geneigten.

Wenn wir also in der Natur vertikal gestellte, flache oder gegen die Schubrichtung geneigte Sättel antreffen, deren Scheitel abgeschnitten sind und deren Stümpfe von einer Schubmasse überlagert werden, so handelt es sich um typische Reliefüberschiebungen.

Durch ein Zerreißen der Scheitel und einseitiges Verschieben des einen Gewlbeschenkels können diese Formen von Fig. 4 nicht erklärt werden.

Es gibt dann noch ein weiteres sicheres Merkmal, um eine Scheitelüberschiebung und eine Reliefüberschiebung auseinander zu halten.

Die Überschiebung, welche aus einem einseitig übertriebenen Sattel hervorgeht, kann sich im allgemeinen nur so abspalten, daß der ganze flachere Flügel über den ganzen steileren Flügel vorgeschoben wird.

Es liegt dies in der Natur der sattelförmigen Aufwölbung begründet.

Wenn wir nun in der Natur eine von dieser Regel abweichende Zerteilung antreffen, so gibt uns dies einen Anhalt dafür, daß wir es wieder mit einer Reliefüberschiebung zu tun haben.

Solche abweichende Zerspaltungen stellen also zwei Teile eines Gewölbes vor, die eben nicht innerlich zusammenpassen und auch nicht zusammengehören, sondern nur zufällig zu einer gewlbehnlichen Form zusammengefügt wurden.

Bei einer regelrechten Zerteilung eines überkippten Gewölbes sind zwar die beiden Flügel gegeneinander verschoben, aber sie entsprechen sich sonst spiegelbildlich und sie können durch ein Zurückführen des Vorschubes wieder in die alte Gewölbeform eingefügt werden.

Dies ist dagegen bei vielen Zerteilungen nicht möglich.

Ich führe hier einige der wichtigsten Formgruppen an, welche unbedingt für eine Reliefüberschiebung und nicht für eine Scheitelüberschiebung sprechen.

Zunächst kann, wie Fig. 5 andeutet, der Gewlбекern der Grundlage mehr als die Hälfte seines Bestandes enthalten.

Dieser Fall ist z. B. am Westabbruch des Karwendelgebirges an der Porta Claudia prachtvoll verwirklicht und von mir schon mehrfach erwähnt worden.

Seine erste genaue kartographische Darstellung stammt von O. Reis und A. Rothpletz, eine weitere dann von mir.

Die tektonischen Folgerungen dieser Aufnahme wurden von mir erst 1924 bei Erkenntnis der Reliefüberschiebung gezogen.

Natürlich kann der Gewölbestumpf, welcher unter der Deckberschiebung liegt, weniger als eine Hälfte des Gewölbes enthalten. Dieser Fall ist aber so kompliziert, daß er sich nicht so einfach zu einem für unsere Frage brauchbaren Kriterium verwenden läßt.

Was in Hinsicht auf die regelrechte Zerspaltung eines überkippten Gewölbes für den unterjochten Flügel in Betracht kommt, gilt ebenso



auch für den überschiebenden. Auch er kann für eine solche Zerteilung zuviel oder zuwenig Schichtenglieder enthalten.

Fig. 5 gibt die hier vorliegenden Baumöglichkeiten im Schema wieder. Unter diesen Möglichkeiten ist der Fall, daß der Hangendflügel zuviel an Schichten enthält, für ein Kriterium weit brauchbarer als der Fall mit zuwenig Schichtengliedern.

Im ersten Fall ist die Entscheidung zugunsten der Reliefüberschiebung leicht zu treffen.

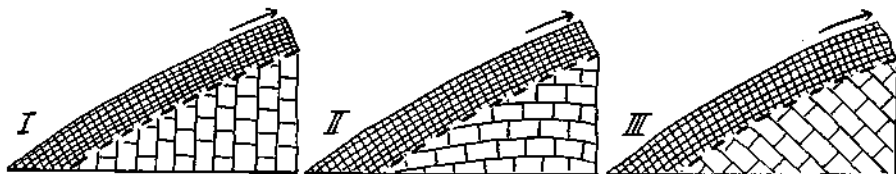


Fig. 4. Unmögliche Formen der Scheitelüberschiebungen.

Kern mit *I* = senkrechter Schichtung, *II* = flacher Schichtung, *III* = gegenfallender Schichtung.

Im zweiten Fall ist aber nicht auszuschließen, daß der Schichten- ausfall vielleicht durch ein Zurückbleiben von unteren Teilen beim Vorschub bewirkt sein kann. Wir sehen also, daß man aus dem Vorgang der tektonischen Zerspaltung eines überkippten Gewölbes sehr wohl einige gute Merkmale für die Trennung von Scheitelüberschiebungen und Reliefüberschiebungen ableiten kann.

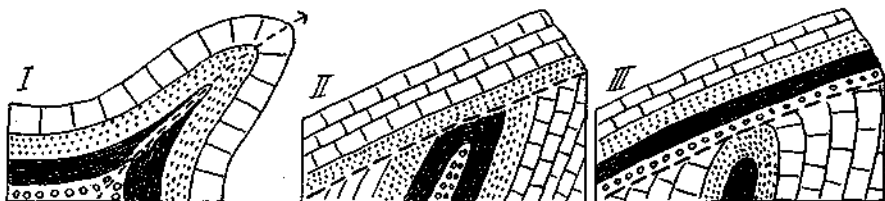


Fig. 5. Kernzerteilungen.

*I* = Halbierung der Massen. *II* = der Kern enthält zuviel, der Hangendflügel zuwenig. *III* = der Kern enthält zuwenig, der Hangendflügel zuviel.

Weitere Mittel für eine solche Unterscheidung liefert dann unter Umständen auch der genauere Vergleich der Schichtenserie in dem stehengebliebenen und in dem vorgeschobenen Flügel.

Bei Gleichheit der Schichtenentwicklung in den beiden tektonisch getrennten Gewölbeffügeln ist eine Zusammengehörigkeit das bei weitem nächstliegende.

Eine solche Gleichheit spricht für eine Scheitelüberschiebung und gegen eine Reliefüberschiebung. Mehr Vorsicht ist bei einer Ungleichheit der Schichtenentwicklung für eine Entscheidung nötig. Starke Ungleichheiten machen an sich eine enge Zusammengehörigkeit der beiden Teilstücke unwahrscheinlich.

Immerhin ist dabei aber folgender aus der Mechanik entspringende Umstand wohl zu beachten.

Da die Faltung ein Biegevorgang ist, so wird sie sich unter sonst gleichen Bedingungen vor allem an Stellen auswirken, die für eine Verbiegung irgendwie durch ihre Beschaffenheit leichter zugänglich sind. Solche leichter abbiegbare Stellen sind nun auch jene Zonen, wo z. B. mächtige Kalk- oder Dolomitlagen auskeilen und durch Mergel ersetzt werden. Es ist also mechanisch von vorneherein wahrscheinlich, daß bei der Anlage eines Verbiegungsplanes soweit als möglich alle Schwächezonen zu Gewölbezonen verarbeitet werden. Wir können daher damit rechnen, in dem Bereich von Aufwölbungen ziemlich häufig auf beträchtlichen Wechsel in der Schichtenentwicklung zu stoßen.

Damit wird die Benutzung von Schwankungen in der Schichten- ausbildung der beiden Flügelstücke zur Unterscheidung von Scheitel- überschiebungen und Reliefüberschiebungen zum mindesten einigermaßen entwertet. Immerhin gibt es auch hier einzelne Fälle, welche sich mit Sicherheit zu Unterscheidungszwecken gebrauchen lassen.

Ein solcher Fall kann z. B. durch das sehr verschiedene Maß von tektonischer Bearbeitung in den beiden Gewölbeteilen herbeigeführt werden. Wenn entweder die Schichten des stehengebliebenen oder umgekehrt jene des vorgeschobenen Flügels eine wesentlich stärkere tektonische Durcharbeitung aufweisen, so erscheint eine enge Zusammengehörigkeit der Teilstücke höchst unwahrscheinlich. Dabei ist festzuhalten, daß lediglich durch die Zerreißen des Gewölbes und einen kleinen Vorschub des Hangendflügels niemals eine lebhaftete tektonische Durchbewegung des einen oder des anderen Flügels eintreten kann.

Dazu ist unbedingt die Versetzung der ganzen Masse in einen anderen Bearbeitungsraum und einen anderen Bearbeitungszustand erforderlich.

Die Nichtzusammengehörigkeit der beiden Teilstücke eines überschobenen Gewölbes kann aber auch durch die Zwischenschaltung von fremden Schichten oder Gesteinen zwischen die beiden Flügel bewiesen werden.

Als solche Zwischenschaltungen kommen z. B. in Betracht: Verwitterungskrusten, Gehängebreccien auf dem Grundrelief, weiters ältere oder jüngere Schichten, die nicht zum Besitz des Gewölbes gehören können, exotische Gerölle oder Schollen.

Von vorneherein möchte man bei Reliefüberschiebungen vor allem ziemlich häufig auf dem Grundrelief noch Reste von Verwitterungsschutt erwarten.

Solche Reste sind nun auch vorhanden, aber nach meiner bisherigen Erfahrung immerhin nur als Seltenheiten.

Der Grund dafür ist wahrscheinlich doch in der großen, abscherenden Gewalt zu suchen, mit welcher die Schubmassen über ihren Untergrund vorgedrungen sind.

Ich bin aber überzeugt, daß in der Zukunft bei weiterer genauer Untersuchung der Reliefüberschiebungen Reste von Verwitterungsschutt noch vielfach gefunden werden.

Die Zwischenschaltungen von nicht zum Gewölbebau gehörigen älteren oder jüngeren Schichtenteilen sind dagegen gar nicht selten.

Solche Zwischenschaltungen schließen eine enge Zusammengehörigkeit von Hangendschubmasse und Liegendgewölbe aus und verweisen die vorliegende Überschiebung zu den Reliefüberschiebungen.

Bei unserer bisherigen Betrachtung haben wir die Annahme zugrunde gelegt, daß das Gewölbe, von dem die Scheitelüberschiebung ihren Ausgang nahm, ein normales Schichtengewölbe gewesen ist, das heißt, ein

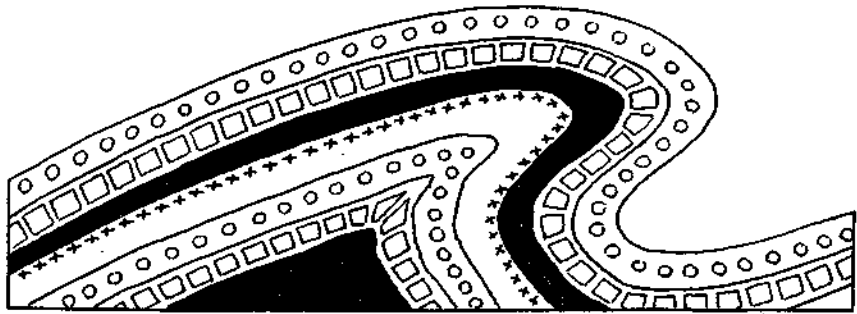


Fig. 6. Deckensattel.  
Die Kreuzchenlinie deutet eine ältere Überschiebung an.

Gewölbe, wo die Schichten von außen nach innen immer ältere Ablagerungen vorstellen.

Es gibt nun aber auch Gewölbe, welche nicht einen so einfachen Aufbau besitzen und ebenfalls durch Überkippung zum Ausgang vom Scheitelüberschiebungen werden können.

Solche Gewölbe entstehen z. B., wenn eine Schubmasse mitsamt ihrem Untergrund aufgefaltet wird.

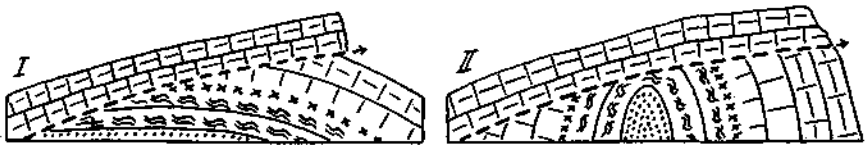


Fig. 7. Unmögliche Formen der Scheitelüberschiebung.  
I = wegen zu flachem Kern. II = wegen zu reichem Kern.

In diesem Falle finden wir dann, wie Fig. 6 vorführt, im Kern des Gewölbes statt der ältesten jüngere, vielleicht sogar die jüngsten Schichten. Durch diesen hier vorhandenen Aufbau aus zwei ganz verschiedenen von einander unabhängigen Bestandteilen kompliziert sich daher die Unterscheidung zwischen Scheitel- oder Reliefüberschiebung ganz wesentlich. Zunächst kann schon die ältere Überschiebung eine Reliefüberschiebung gewesen sein. Dann kann dies unter jüngeren Umständen auch von der jüngeren gelten.

Es kann aber auch die ältere Überschiebung eine gewöhnliche Überschiebung und die jüngere eine Scheitelüberschiebung sein.

Wenn wir die gewöhnliche Überschiebung mit —  $\ddot{U}$  —, die Reliefüberschiebung mit —  $R\ddot{U}$  —, die Scheitelüberschiebung mit —  $S\ddot{U}$  — bezeichnen, so erhalten wir folgende hier in Betracht kommende Kombinationen:

$$\begin{array}{cc} \ddot{U} - R\ddot{U} & R\ddot{U} - R\ddot{U} \\ \ddot{U} - S\ddot{U} & R\ddot{U} - S\ddot{U} \end{array}$$

Dabei ist es von vorneherein ausgeschlossen, daß die ältere Überschiebung eine Scheitelüberschiebung ist, weil ja nach unserer Grundannahme die Bildung des Gewölbes erst nach der ersten Überschiebung stattgefunden hat. Auch unter den hier angenommenen Verhältnissen wird eine Scheitelüberschiebung erst aus einem überkippten Gewölbe hervorgehen können.

Infolgedessen werden wir bei flachem Gewölbebau ebenso bei steilgestelltem, gleichzeitigem Bau das Vorhandensein einer Scheitelüberschiebung ablehnen können (Fig. 7). Dagegen verliert das Kriterium der Scheitelzerspaltung von seiner Eindeutigkeit. Im allgemeinen wird auch bei der Überkipfung und Zerreißung eines so kompliziert gebauten Sattels die Zerreißung zwischen den beiden Flügeln also in der Mittellinie ausgelöst werden.

Innerhin bleibt aber zu bedenken, daß sich hier im Innern des Gewölbes bereits eine alte Bewegungsfläche befindet, die bei Verschiebungen leicht wieder lebendig werden kann.

Dann kann es z. B. vorkommen, daß die Zerteilung des Gewölbes nur bis zu dieser Bewegungsfläche durchreißt und dann von derselben abgeleitet wird (Fig. 8).

Es bleibt also dann der tiefere Kern unzerteilt und die Scheitelüberschiebung ist eigentlich nur eine teilweise Wiederbelebung der älteren Überschiebung.

War nun diese ältere Überschiebung eine Reliefüberschiebung, so tritt der merkwürdige Fall ein, daß eine Reliefüberschiebung in eine Scheitelüberschiebung übergeht.

Es ist auch der umgekehrte Fall möglich, daß eine Scheitelüberschiebung in eine Reliefüberschiebung übergeht, wenn z. B. nach der Scheitelüberschiebung Erosion eingreift und bei neuerlichen Gebirgsbewegungen die alte Scheitelüberschiebung frisch belebt und zum Vordringen über ein Relief veranlaßt wird (Fig. 9).

Es kann also, wie diese Beispiele zeigen, die Funktion der Überschiebung an einer und derselben Schubbahn ganz erheblich wechseln.

Wir haben gesehen, daß die regelrechte Zerteilung eines überkippten Gewölbes durch eine in seinem Innern bereits vorhandene Schubfläche unter Umständen eine Ablenkung erfahren kann.

Die Zerteilung wird in einem solchen Falle den Kern des Gewölbes nicht mehr betreffen.

Daher kann man hier die unregelmäßige Zerspaltung des überkippten Gewölbes nicht mehr als ein sicheres Anzeichen der Reliefüberschiebung gebrauchen.

Obwohl also der Gewölbestumpf zuviel an Schichten enthält, kann doch die hangende Überschiebung eine Scheitelüberschiebung sein.

Ebenso verliert die Einschaltung von jungen Schichten zwischen dem Gewölbestumpf und der hangenden Schubmasse von ihrer Beweiskraft für eine Reliefüberschiebung.

Es können hier auch bei einer Scheitelfüberschiebung Teile der jungen Schichten aus dem Gewölbekern in den Bereich des überkippten und überschobenen Flügels verschleppt worden sein.

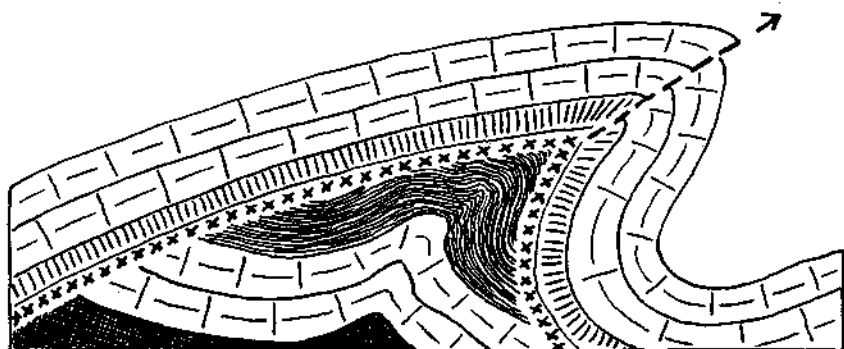


Fig. 8. Überkippter Deckensattel.

Kreuzchenlinie = ältere Reliefüberschiebung. Ablenkung der neu entstandenen Scheitelfüberschiebung durch die alte Reliefüberschiebung.

Dies gilt natürlich nur für die Einschaltung von Schichtfetzen aus dem eigenen Schichtenbesitz des Gewölbebaues.

Fremde Einschaltungen bilden auch hier einen Beweis für Reliefüberschiebungen.

Wir haben bisher die Schichtabschrägungen an der Basis von Schubmassen vor allem in der Bewegungsrichtung betrachtet, wie sie

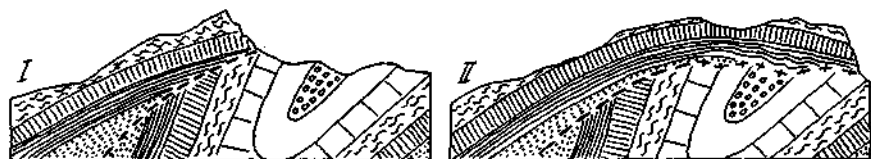


Fig. 9. Übergang einer Scheitelfüberschiebung in eine Reliefüberschiebung.

*I* = ältere Scheitelfüberschiebung, *II* = jüngere Reliefüberschiebung.

sich z. B. bei einem nord-südlichen Schub in nord-südlich orientierten Profilen abbilden. Als Ursache der Abschrägungen haben wir ganz allgemein die Reibung an dem Grundrelief und den Abstau von Schichtenmassen an Hemmungszonen erkannt.

Durch die letzteren können auch relativ große Stücke aus der Basis von Schubmassen abgebremst und zurückgehalten werden.

Es fragt sich nun, wie sich diese Abschrägungen in Profilen abbilden, die senkrecht zu der Bewegungsrichtung der Schubmassen gezogen sind.

Die geologische Felderfahrung belehrt uns darüber und zeigt, daß sich diese Abschrägungen auch in der Streichungsrichtung in ganz ähnlicher Weise zu erkennen geben.

Besonders deutlich lassen sich solche Abschrägungen im Kartenbilde in Gegenden verfolgen, wo die Schichten saigere Stellungen einnehmen.

Fig. 10 legt ein solches Kartenbild mit doppelseitigen Abschrägungen vor. Dieses Bild ist zunächst ohne weitere Erläuterungen nicht tektonisch eindeutig.

Es könnte z. B. der linsenförmig begrenzte Körper auch ein rein sedimentäres Gebilde, z. B. eine Rifffalkmasse oder eine Lava- oder Tuffanhäufung vorstellen.

Die Hangendgrenze dieser Linse würde dann eine sedimentäre Anlagerungsgrenze bedeuten.

Diese Fälle kommen natürlich hier nicht in Betracht und müssen eben schon durch die Feldaufnahmen ausgeschlossen sein.

Der im Kartenbild linsenförmige Körper soll einen mechanischen Ausschnitt aus einer großen und weitausgedehnten Schichtenfolge vorstellen.

Seine Hangendgrenze ist infolgedessen hin und hin eine rein mechanische Grenze.

Die Anlagerung der mit einer Schichtenlücke darüber folgenden Gesteinsserien kann auch wieder verschiedenartig entwickelt sein.

Entweder hat unsere Schichtenlinse sich in die jungen Schichten hineingepreßt — Fig. 11 — oder sie paßt gerade in eine Schichtenlücke der jungen Schichten hinein, wie Fig. 10 vorführt.

Beide Fälle kommen in der Natur vor.

Bei der Betrachtung dieser Kartenbilder darf man nicht vergessen, daß die Schichtenfolgen zur Zeit ihrer Überschiebungen wahrscheinlich flach gelagert waren und erst nachher eine saigere Aufstellung erfuhren.

Für die Entstehung der Abschrägungen ist dies zwar durchaus keine Grundbedingung. Es wäre auch möglich, daß saigere Schichten von streichenden Verschiebungen betroffen wurden, welche Abschrägungen herbeigeführt haben können.

Zu diesem Zwecke ist nur notwendig, daß zwei benachbarte saigere Schichtenfolgen in ungleicher Geschwindigkeit oder auch in abweichender Richtung im Streichen verschoben werden.

In diesen Fällen kann es an der Grenze der beiden ungleich bewegten Schollen zu Abreibungen von starreren Schichten und weiterhin auch zu Abschrägungen solcher zerrissener Schollen kommen. Bei dieser Art der Entstehung von Abschrägungen muß aber immer die Zerrung und Streckung in den abgeschrägten Gesteinskörpern eine auffallend starke Rolle spielen. Vor allem werden wir an den Enden der Abschrägungen, wie Fig. 12 angibt, mit dem Auftreten von abgerissenen kleineren Schollen und Trümmern zu rechnen haben.

Außerdem werden die Schwänze der Abschrägungen eine starke Streckung aufweisen.

Es muß sich also bei einer so verschiedenartigen Entstehung von Abschrägungen unschwer ein tiefgreifender Unterschied in der Materialbearbeitung der abgeschrägten Schollen ergeben.

Es gibt aber auch unterscheidende geometrische Formungen zwischen diesen verschiedenen Herstellungsarten der Abschrägungen.

Zunächst spricht die Einseitigkeit der Abschrägung gegen eine Entstehung durch Zerrung.

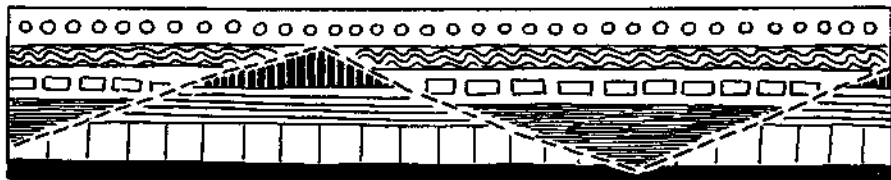


Fig. 10. Kartenbild einer Schichtabschrägung.

Die Furchen und Erhebungen von Untergrund und Schubmasse passen ineinander.

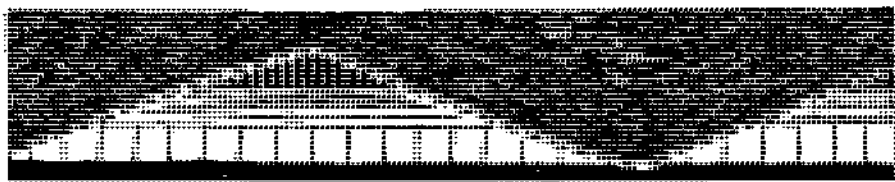


Fig. 11. Kartenbild einer Schichtabschrägung mit Einpressung der Schubmasse in den Untergrund.

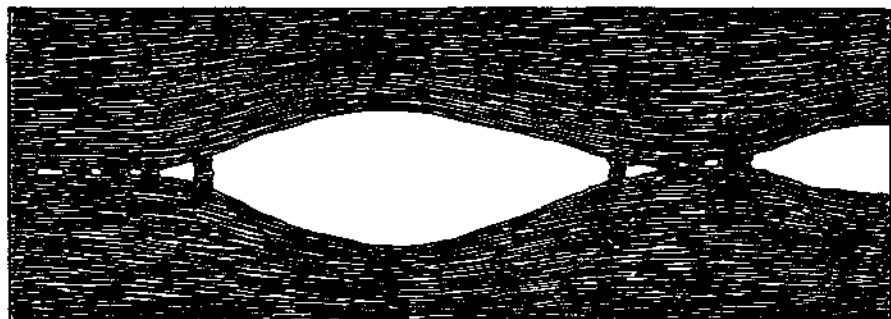


Fig. 12. Kartenbild einer Schichtabschrägung durch Zerrung.

Wenn wir also an einer Abschrägung nur auf der einen Seite mechanische Grenzen, auf der anderen dagegen einen sedimentären Verband feststellen können, so ist das ein Kriterium gegen die Entstehung dieser Abschrägung durch Zerrung.

Wenn wir dagegen eine doppelseitige mechanische Begrenzung der abgeschrägten Scholle bemerken, so spricht dies wieder unbedingt für eine Ableitung aus Zerrungen.

Bei der Ableitung der Abschrägungen an der Basis von Schubmassen durch Reibung oder Abstau an Hemmungszonen ist die mechanische Beanspruchung der Schubmasse meist nur unbedeutend.

Bei der Ableitung von Abschrägungen aus Zerrungsvorgängen ist dagegen die mechanische Beanspruchung der betroffenen Gesteine eine sehr große.

Ich brauche hier nur an die bekannten gestreckten Belemniten zu erinnern, welche durch ein Zurückbleiben ihrer Streckung gegen die Streckung des umschließenden Nachbargesteins zerrissen worden sind.

Eine weitere ausgiebige Quelle für die Entstehung von Abschrägungen liefert der Vorgang der Gleitung.

Sie besorgt dabei zugleich auch einen Zugschnitt der einzelnen Gleitkörper, welcher ganz unseren Befunden über die Struktur der Schubmassen entspricht. Die Schubmassen zeigen gegen ihre Stirne zu ziemlich regelmäßig eine scharfe Abschrägung ihrer Schichtmassen. Es bleiben gleichsam die tieferen Teile der Schubmasse zurück gegenüber den höheren Teilen.

Für diese häufig beobachtete Erscheinung bietet nun die Grundform der Ablösung einer Gleitmasse eine elementar einfache Erklärung.

Die Ablösung einer Gleitmasse kann, wie Fig. 13 zu erkennen gibt, gar nicht anders erfolgen als mit einer Schaufelfläche, welche eben den scharfen Zugschnitt der Gleitmasse an ihrem unteren Ende bewirkt.

Die Ablösung einer Gleitmasse bietet aber auch noch häufig den Anlaß zu einer Einrollung des Gleitkörpers an seiner scharf zugespitzten Vorderfront.

Auch solche Stirneinrollungen sind an der Front von Schubmassen gar nicht selten zu beobachten. Charakteristischerweise sind sie geradezu regelmäßig mit scharfen Schichtabschrägungen verbunden.

Es ist dies unbedingt ein Hinweis, daß viele unserer Schubmassen in Wirklichkeit echte Gleitmassen gewesen sind.

Die Stirneinrollungen wurden und werden vielfach irrtümlich für einen Beweis gehalten, daß die Schubmassen aus liegenden Falten entstanden sind.

Sie haben jedoch mit liegenden Falten nichts zu tun, sondern stellen Gebilde der Überrollung an der Front von Gleitmassen dar. Aus ihrer Form und Lage lassen sich oft wichtige Angaben über die Richtung und das Gefälle ihrer Gleitbahn gewinnen.

Im allgemeinen wird der Zugschnitt an der Front einer Gleitmasse bei steilerer Gesamtneigung unter einem stumpferen Winkel erfolgen als bei flacherer (Fig. 14).

Da die Loslösung der großen Gleitmassen sicherlich nur bei einer tiefgreifenden Durchwärmung und Durchbewegung des Untergrundes stattgefunden hat, dürften auch bereits geringere Neigungen als bei gewöhnlichen Verhältnissen dafür genügend gewesen sein.

Man kann also mit ziemlich spitzwinkligen Abschrägungen der Gleitkörper rechnen.

Eine weitere Schar von Abschrägungen kann dann dadurch entstehen, daß die vorderen Teile der Gleitmassen aus irgendwelchen Gründen



abgebremst werden und die hinteren sich losreißen und auf die anderen auffahren.

Auch hier ist wieder eine spitzwinkelige Abschrägung der sich trennenden Massen am wahrscheinlichsten.

Es ergeben sich somit aus dem Vorgang der Abgleitung unmittelbar mehrfache Gelegenheiten für einen schrägen Zuschnitt der Gleitkörper, wie wir einen solchen auch bei vielen Schubmassen tatsächlich beob-

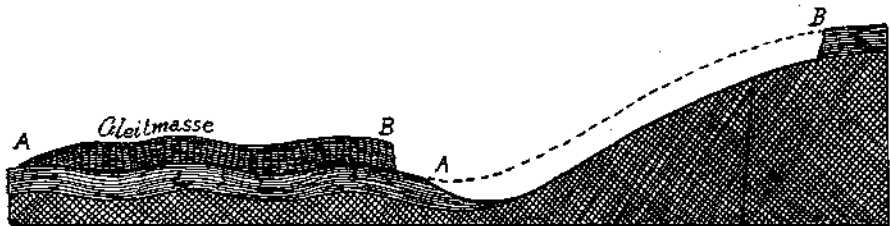


Fig. 13. Ablösungsschnitt einer Gleitmasse und Abschrägung am Vorderrand.

achten können. Während also die Front einer Gleitmasse im allgemeinen durch eine spitzwinkelige Abschrägung ausgezeichnet erscheint, wird der hintere Rand als eine Abrißstelle charakterisiert.

Hier haben wir im Durchschnitt eine annähernd lotrechte Begrenzung und eine Auflockerung durch Spalten zu erwarten.

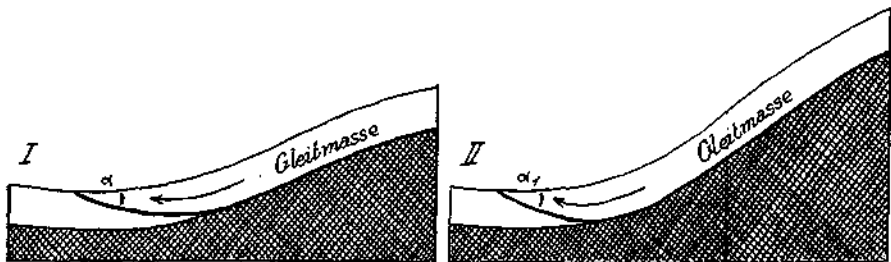


Fig. 14. Ablösung von Gleitmassen.

*I* = mit flacherem Winkel  $\alpha_1$  und bei flacherer Neigung. *II* = mit stumpferem Winkel  $\alpha_2$  und bei steilerer Neigung.

Es besteht allerdings nur eine geringe Wahrscheinlichkeit, den ursprünglichen Hinterrand einer Gleitmasse noch aufzufinden, da er wohl schon längst zerstört ist.

Viel günstiger liegt der Fall für den anderen Rand, weil sich dieser unter Umständen tief in weiche Schichten einpressen und so vor der Abtragung lange Zeit verbergen kann.

Durch die vordere Abschrägung und den hinteren Abrißrand erscheint eine Gleitmasse in ihrem Bewegungssinn recht gut charakterisiert. Die Schubmassen treten erfahrungsmäßig häufig nicht allein, sondern sich gegenseitig übergreifend auf.

Für diese Erscheinung stehen zwei ziemlich verschiedene Erklärungen zu Gebote.

Es kann sich entweder um eine sehr große Gleitmasse handeln, welche sich vor ihrem Stillstand noch in mehrere Teile zerspaltete, die sich dachziegelartig übergriffen, oder wir haben mehrere kleinere, selbständige Abgleitungen vor uns, die durch eine mehrfache Zurückverlegung ihres Abgleitgewölbes nacheinander entstanden sind. Fig. 15 legt im Schema diese beiden Erklärungsformen vor.

Der mechanisch einfachere und wohl auch viel häufigere Vorgang ist die Ablösung und Zerspaltung einer großen Schubmasse.

Es ist aber auch der andere Fall nicht ausgeschlossen. Er würde einem Wandern einer großen Aufwölbung entsprechen, von der sich nach und nach mehrere Gleitungen ablösen.

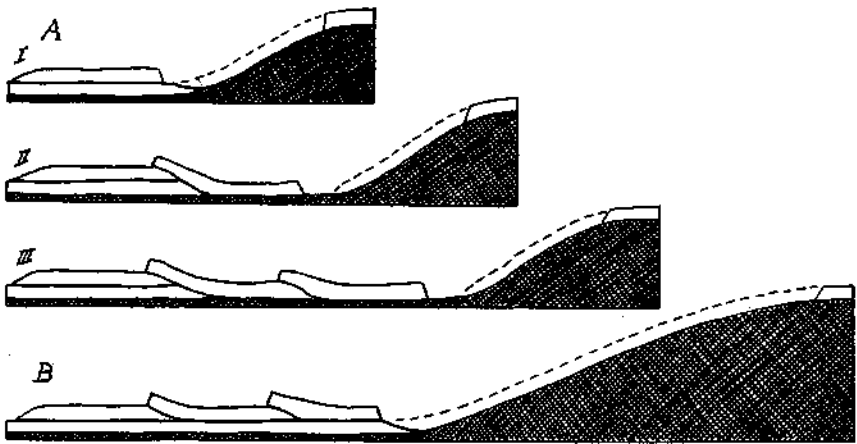


Fig. 15. A = mehrfache, ungleichzeitige Gleitungen kleinerer Massen I-II-III. B = gleichzeitige Gleitung einer großen Masse und Zerschuppung beim Branden.

Für eine Entscheidung zwischen diesen beiden Formen der Anhäufung von Gleitmassen kommt am ehesten der Unterschied in der Unterlagerung in Betracht.

Im ersten Fall ist nur am Vorderrand noch der volle Untergrund vorhanden, im zweiten Fall dagegen sowohl am Vorder- wie auch am Hinterrand.

Bei den Gleitmassen der nördlichen Kalkalpen scheint durchaus der zweite Fall verwirklicht worden zu sein.

Damit will ich hier meine Ausführungen über Reliefüberschiebungen und Abschrägungen beschließen und nun zu einigen Problemen der Gesteinsumformungen übergehen, welche auch für die Tektonik eine große Rolle spielen.

Es gibt eine große Gruppe von Gesteinsumformungen, welche die Natur mit ihren Arbeitsmitteln nicht an Ort und Stelle, sondern nur innerhalb einer gewissen Wegstrecke erzeugen kann.

Die Natur kann Gesteinsumformungen in großem Stil an Ort und Stelle, z. B. durch Zufuhr von Wärme, von Lösungen, von Gasen oder auch durch Belastungsdruck erreichen, wenn für die davon betroffenen Schichten wenigstens eine gewisse Ausweichmöglichkeit offen bleibt.

Es sind aber andere Deformationen, wie z. B. die Streckung, die Auswölbung, die Faltung, die Verknetung, die Wälzung von großen Schichtenmassen, welche in der Natur unmöglich ohne beträchtliche Verschiebungen zu erreichen sind.

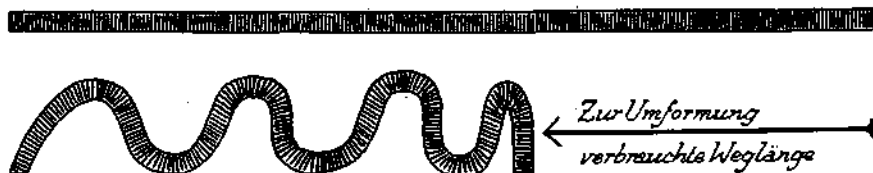


Fig. 16. Weglänge bei Faltung.

Am einfachsten liegt der Fall bei der Entstehung einer Faltung. Fig. 16 führt uns im Schema einen solchen hierher gehörigen Fall vor.

Um die Schichtenplatte der Figur in Falten zu legen, ist eine bestimmte Arbeit und zugleich eine bestimmte Verschiebung nötig.

Die umgekehrte Verschiebung ist, wie Fig. 17 zeigt, bei der Ausführung einer Streckung nötig.

Während der Mensch bei seinen Materialbearbeitungen im allgemeinen das Werkzeug festhält und das Material verschiebt, kann die Natur Material und Werkzeug nicht trennen und muß also beides verschieben.

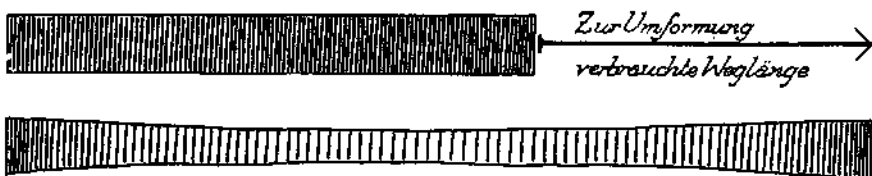


Fig. 17. Weglänge bei Zerrung.

Es läßt sich daher die Materialbearbeitung in der Natur nicht ohne eine bestimmte Ortsverschiebung des Materials zur Ausführung bringen.

Zwischen Materialbearbeitung und dazu nötiger Materialverschiebung besteht also in vielen Fällen in der Natur ein festgefügtter Zusammenhang.

Dieser Zusammenhang kann uns aber nur ein gewisses Mindestmaß der stattgefundenen Verschiebung zu erkennen geben, weil es ohne weiteres möglich ist, daß die erzielte Bearbeitung des Materials nicht auf dem kürzesten Wege, sondern erst auf einem längeren Umweg erreicht worden ist.

Für die Erkennung von solchen Umwegen bei der Materialbearbeitung stehen uns derzeit vielfach keinerlei Hilfsmittel zur Verfügung. Es ist

aber schon die Erkennung des Mindestmaßes von Verschiebung, welches für eine bestimmte vorliegende Deformation nötig ist, ein sehr wichtiger Anhalt sowohl für tektonische Konstruktionen als auch für die Erklärung der Lagerungsformen und der Gebirgsbildung im allgemeinen.

Das Verhältnis von Weglänge und Deformation ist also ein wichtiges, größtenteils noch unerforschtes Problem der tektonischen Geologie. Wir wollen uns im folgenden noch etwas eingehender damit beschäftigen.

Die Fragestellung gegenüber irgendeinem Stück von „deformiertem Gestein“ ist also von unserem Standpunkt aus folgende:

Welche Verschiebung muß das vorliegende Material im Minimum durchgemacht haben, um in seine gegenwärtige Form gekommen zu sein?

Um auf diese Frage eine entsprechende Antwort zu erhalten, muß man die vorliegende Deformation des Gesteins in den Zustand vor der Deformation zurückzuführen versuchen. Dies ist lange nicht in allen Fällen möglich, einerseits wegen der Kompliziertheit der Formen, andererseits auch wegen ihrer Vieldeutigkeit. Man wird sich also zunächst bescheiden müssen, gewisse günstige Fälle herauszugreifen, die einer Zurückführung der Deformation keine unüberwindlichen Schwierigkeiten bieten. Solche Versuche sind auch schon seit langer Zeit gemacht worden.

Ich brauche hier nur an die Arbeiten von A. Heim zu erinnern, aus der Ausglättung der Alpenfaltung ein Maß für den Betrag des hier vorhandenen Zusammenschubs abzuleiten, welches er weiter dann sogar für eine Berechnung der Erdkontraktion verwendet hat.

Wenn heute diesen Berechnungen durch die Erkenntnis der großen Bedeutung der Gleitfaltungen und der Kontinentverschiebungen auch vielfach die Basis entzogen wurde, so sagt dies gar nichts gegen die Anwendungsfähigkeit dieser Methode aus.

Einerseits kann man die Berechnungen den neuen geotektonischen Vorstellungen anschmiegen, andererseits bleiben die Mindestbeträge der Verschiebungen innerhalb ihrer lokalen Grenzen, in denen sie gewonnen wurden, bestehen.

Man wird heute kaum mehr so unvorsichtig sein, aus dem lokalen Faltungsbetrag einzelner ausgezeichneter Zonen der Erdoberfläche gleich auf eine Kontraktion des ganzen Erdkörpers zu schließen.

Die wichtigsten Anwendungen der Methode, aus vorhandenen Deformationen auf die zu ihrer Herstellung nötigen Verschiebungen zu schließen, liegen auch gar nicht in solchen großzügigen Übertreibungen, sondern vielmehr in einem engen Anschluß an die lokale Tektonik, wo auch die Möglichkeit einer Nachprüfung und Korrektur besteht. Hier ist vor allem der Zusammenhang oder Nichtzusammenhang zwischen der Feintektonik und der Grobtektonik eines Gebietes von Interesse. Es kann ein Gebiet z. B. eine sehr einfache grobwellige Verbiegung zeigen aber zugleich eine Feintektonik besitzen, welche mit der Bildung der groben Faltenwellen unmöglich erklärt werden kann.

Fig. 18 führt im Schema ein solches Mißverhältnis zwischen der Bauanlage im großen und der Struktur des Materials im kleinen vor.

Hier ist der Schluß unabweislich und auch naheliegend, daß das Material zwei sehr verschiedene auch zeitlich getrennte Bearbeitungen durchgemacht hat.

Die erste Bearbeitung bestand in einer feinwelligen heftigen Durchfaltung der ganzen Masse. Sie stellt, wenn man das Mindestmaß der für ihre Herstellung notwendigen Verschiebung aus der Summation der Falten ermittelt, einen ganz anderen Bewegungsbetrag vor, als die nachfolgende einfache Verbiegung der ganzen Schichtenmassen.

Die zweite Bearbeitung stellt, wie eben erwähnt, eine einfache grobwellige Verbiegung vor, die das davon betroffene Material relativ nur wenig beansprucht.

An diesem Verbiegungsvorgang muß sich die dadurch erzeugte Anpassung des Materials vor allem an den Bugstellen zu erkennen geben. Die einen Bugstellen werden auf Zug, die anderen auf Druck beansprucht.

Wenn nun z. B. die Beanspruchung auf Zug zu Zerreißen geführt hat, die die vorhandene Feinfaltung kreuz und quer zerschneiden,

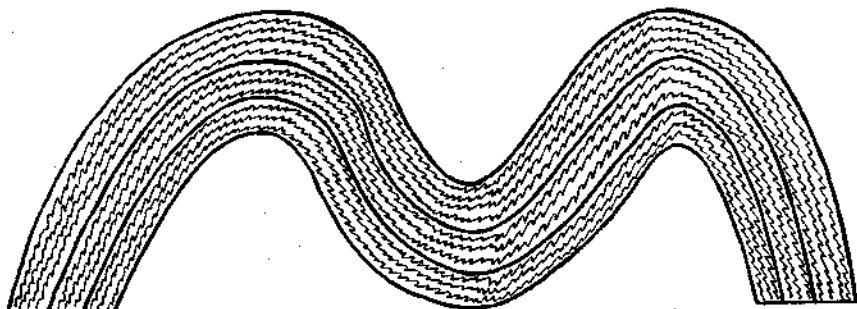


Fig. 18. Mißverhältnis zwischen Feinbau und Großbau. Der Feinbau zeigt eine im Großbau nicht begründete intensive durchgreifende Faltung.

so kommt auch dadurch wieder die Nichtzusammengehörigkeit der feineren Struktur zu der Großbauform deutlich genug zum Ausdruck.

Das Verhältnis der Feinstruktur zu den Großbauformen ist sehr ausdrucksvoll und zahlreicher Änderungen und Abstimmungen fähig.

Der seltenste Fall ist wahrscheinlich jener, daß die Feinstruktur vollkommen und restlos mit der Großform zusammensimmt, der sie angehört.

Dieser Fall kann nur verwirklicht sein, wenn das Material einerseits noch ganz unbearbeitet in die vorliegende Großform eingefügt wurde und andererseits auch nachher keine anderen Umformungen mehr erlebt hat.

Beide Voraussetzungen sind in der Natur nur selten erfüllt.

Es trägt ja z. B. jede Großform schon durch die von ihr geschaffenen Höhenunterschiede den ständigen Anreiz zu neuen Umformungen der inneren Struktur in sich.

Es muß hier bei großen Falten mit erheblichen Höhenunterschieden im Laufe der Zeit zur Ausbildung einer eigenen Art von „tektonischen Tiefenunterschieden“ kommen.

Die tieferen Teile eines Gewölbes stehen unter wesentlich höherem Druck als die oberen, auch beträchtliche Wärme- und Feuchtigkeitsunterschiede sind vorhanden. Endlich aber tritt zu beiden Seiten des Gewölbes ein Schub gegen die anliegenden Mulden zu auf, welcher wohl in stände ist, in plastischeren Schichtenlagen eine Gleitung auszulösen.

Diese Gleitungen lassen sich, wie Fig. 19 veranschaulicht, sowohl durch ihren wechselnden Bewegungssinn als auch durch ihre streng lokale Ausbildung leicht von einer durchlaufenden Struktur unterscheiden.

Die Wirkung der Verbiegungen der Großfalten auf die Materialumformung ist verhältnismäßig leicht zu überblicken und auch schon vielfach genauer untersucht.

Daher kann man solche einfache Großformen nun dazu benutzen, die in ihnen vorhandenen Feinstrukturen auf ihre Zugehörigkeit zu der Großform zu prüfen.

Die Abweichungen im Zusammenklang zwischen Fein- und Grobstruktur von tektonischen Bauformen sind geologisch besonders interessant, weil sie häufig eine weiter- und tiefergreifende Einsicht in die mannigfaltigen tektonischen Schicksale eines Gebietes gewähren.

Natürlich müssen sich verschiedenaltige Strukturen in einem und demselben Material gegenseitig stören. Diese Störungen gehen uns wieder unter Umständen Mittel in die Hand, ihre Altersreihenfolge zu bestimmen.

Leider ist aber die Empfänglichkeit für Strukturänderungen und ihre Aufbewahrbarkeit in den Gesteinen recht verschieden und im allgemeinen auch beschränkt.

Die Abweichungen zwischen Fein- und Grobstruktur eines und desselben geologischen Bauelementes können sehr verschiedenartig sein.

Ich will hier nur einige besonders auffällige kurz erwähnen und beschreiben.

Es kommt wohl kaum vor, daß die Feinstruktur eines geologischen Bauelementes weniger Bewegungsspuren enthält als dieses Bauwerk erfordert.

Sehr häufig ist dagegen der Fall, daß die Feinstruktur ein viel reicheres Bewegungsdetail enthält, als die Grobstruktur an den betreffenden Stellen verlangt.

D. h. mit anderen Worten, die Feinstruktur erfordert zu ihrer Herstellung eine andere Art und ein verschiedenes Ausmaß an Bewegungen, als zum Bau ihrer Großform notwendig sind.

Sie können also nicht gleichzeitig entstanden sein. Die Feinstruktur muß zu einem großen Teil in ihrer Anlage älter sein als die derzeit dazugehörige Großform.

Wie ich schon erwähnt habe, kann aber auch die Großform das relativ Ältere sein und die Feinstruktur noch Anzeichen jüngerer Bewegungen verkünden.

Ein weiterer wichtiger Fall der Abweichungen zwischen räumlich zusammengehörigen Fein- und Grobstrukturen liegt dann in dem verschiedenen gerichteten Bewegungssinn.

Die Großfalten haben z. B. ost-westlich gerichtete horizontale Achsen, die zugehörigen Kleinfalten dagegen schräg oder nord-südlich gerichtete.

Auch kann die Neigung der Faltachsen in der Fein- und Grobstruktur eine verschiedenartige sein.

Die Falten der Feinstruktur können dann z. B. stark einseitig und überkippt gebaut sein, während die zugehörige Großfalte einen regelmäßigen Aufbau zeigt.

Die Faltungen der Feinstruktur können weiter nur auf einzelne Lagen einer Schichtengruppe beschränkt bleiben, während der Großfaltenbau viele Schichtenlagen einheitlich beherrscht.



Fig. 19. Lokale Gleitungen an den Gewölbesflanken.

Auch hier ist wieder eine besondere Untersuchung nötig, ob die vorliegende Feinstruktur ältere oder jüngere Anteile als das Mitlaufen in der Großform enthält.

Dieselben Überlegungen gelten, wenn die Großform z. B. nicht eine Faltung, sondern eine Streckung vorstellt.

Hier kann das Auseinandergehen zwischen den Angaben der Feinstruktur und jenen der Grobstruktur besonders auffällig werden. Wenn z. B. die Feinstruktur eine heftige Faltung aufweist, so wird schon ein flüchtiger Beobachter bemerken, daß sich dies nicht mit der Zerrungsform des Großgebildes als gleichzeitige Bildung verträgt.

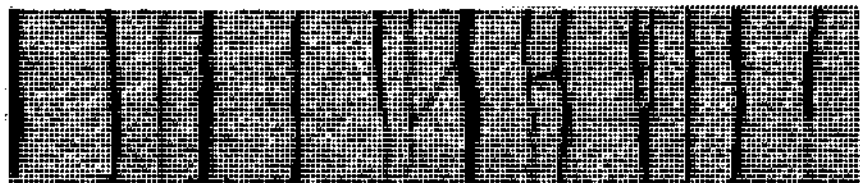


Fig. 20. Mißverhältnis zwischen Feinbau und Großbau.  
Der Feinbau zeigt intensive Faltung, der Großbau dagegen Zerrung.

Hier ist das höhere Alter der Feinstruktur ohne weiteres einleuchtend —  
Fig. 20.

Natürlich kann auch der umgekehrte Fall, daß nämlich die Feinstruktur ein Zerrungsgebilde und die Großform eine Faltung ist, verwirklicht sein.

Alle diese und noch manche andere Fälle lassen sich leicht entscheiden, sobald wir mit Sicherheit neben der Feinstruktur auch die zugehörige Großform beobachten können. Dies letztere ist jedoch in vielen Fällen nur mangelhaft oder auch gar nicht möglich.

Ganz verhindert kann die Beobachtung der Großform vor allem durch Schutt- oder Eisverdeckung werden. Viel häufiger ist jedoch der Fall einer nur mangelhaften Beobachtung.

Hier kann ebenfalls wieder Schutt- oder Eisbedeckung die Schuld sein, es kann aber auch die Erosion die wichtigsten Teile einer Großform bereits zerstört haben oder sie kann auch aus anderen Gründen nicht mehr eindeutig ergänzbar sein.

Die Eindeutigkeit einer Großform, vor allem die grundlegende Unterscheidung von Sattel und Mulde, kann auch bei starker Pressung leicht verloren gehen.

Wir finden besonders in den alten Formationen und im kristallinen Grundgebirge oft mächtige steilstehende, parallelgestellte Schichtenfolgen, in denen sich häufig Schichtenglieder wiederholen, so daß die Überzeugung eines Faltenverbandes, eines Wechsels von Mulden und Sätteln, sich aufdrängt.

Die oberen Umbiegungen der Schichten sind der Erosion zum Opfer gefallen, die unteren reichen in unzugängliche Tiefen hinab oder sind eingeschmolzen.

So bleiben nur die parallelgestellten Mulden- und Sattelflügel der Beobachtung frei.

Durch die Verfolgung charakteristischer Gesteinsfolgen kann es gelingen, den Faltenbau zu entziffern, wenigstens was den Umfang der Sättel und Mulden betrifft.

Wenn man aber keinen Anhalt für die Unterscheidung des ursprünglichen Liegenden und Hangenden besitzt, so bleiben immer zwei entgegengesetzte Auflösungsformeln bestehen.

Es kommt dazu aber noch eine weitere Schwierigkeit, welche bei so eng gepreßten Sätteln und Mulden als der Verlust der Bauindividualität zu bezeichnen ist.

Alle offenen Sättel und Mulden sind für sich hestehende Bauwerke. Sie haben nicht nur eine individuelle Abgrenzung, sondern auch eine ebenso individuelle Verteilung ihrer Spannungsverhältnisse.

Diese ganze Individualisierung geht verloren, wenn die Pressung so weit vorschreitet, daß die Mulden und Sättel eng zusammenschließen.

Von diesem Moment an ändert sich bei einer Fortdauer der Pressung die ganze Druckleitung und Druckverteilung.

Während früher, solange noch die einzelnen Sättel und Mulden getrennt waren, die Druckleitung, wie Fig. 21 angibt, in der Schichtung verlief, bricht dieselbe nach dem Zusammenschluß quer durch die Schichtung.

Damit wird die Weiterbildung der Umbiegungen ausgeschaltet und das ganze System einer einheitlich durchlaufenden Pressung unterworfen.

Wenn dieser Zustand entsprechend intensiv ist oder sehr lang andauert, so muß in allen Faltschenkeln dieselbe Feinstruktur als Anpassung an die starke Pressung entstehen.

Es bildet sich also eine Feinstruktur heraus, die nicht mehr zu den früheren Sätteln und Mulden paßt.

Sie paßt dagegen zu einer neuen Großform, die eine Reihe der früheren Formen zu einer größeren mechanischen Einheit zusammenschließt.



Wir haben also hier den Fall, daß uns die Feinstruktur auf einen über Einzelsättel und Mulden hinausreichenden mechanischen Großverband aufmerksam macht, der heute vielleicht durch die Erosion in einzelne getrennte Stücke aufgelöst erscheint.

Auch das Gegenteil dieses Verhältnisses von Fein- und Grobstruktur ist häufig verwirklicht. Es kann die Feinstruktur auf einen mechanischen Vorgang hinweisen, der nur einen Bruchteil der zugehörigen Großform ergriffen hat. Dies tritt z. B. ein, wenn eine Verschiebung einen Sattel oder eine Mulde durchschneidet. In der unmittelbaren Einflußzone einer solchen Störung kann es leicht zur Ausbildung einer Feinstruktur kommen, die durchaus nicht zu der alten Großform paßt. Ihre Großform ist eben die neuentstandene Verschiebung.

Aus dieser kurzen Übersicht über die Abweichungen zwischen Fein- und Grobstruktur eines geologischen Bauelements geht jedenfalls die Bedeutung und der Umfang dieser Arbeitsrichtung hervor.

Sie verbürgt eine Vertiefung und eine Verfeinerung der tektonischen Studien.

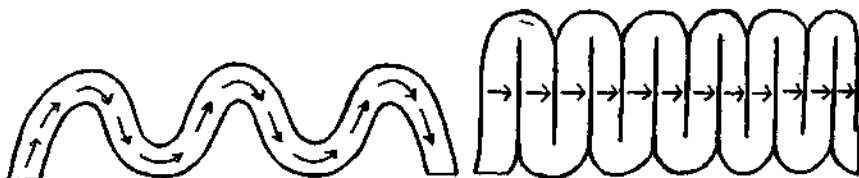


Fig. 21. Änderung der Druckleitung zwischen offener und geschlossener Faltung.

Es ist nun noch von Interesse, sich über die Größenverhältnisse zwischen Fein- und Grobstrukturen, wie sie für die Geologie in Betracht kommen, ein ungefähres Anschauungsbild zu machen.

Die Größen von Mulden und Sätteln als tektonische Bauformen schwanken etwa in der Amplitude von 2 bis höchstens 10 *km*. Die dabei noch einheitlich umspannte Schichtenmächtigkeit reicht etwa von 1 bis 5 *km*.

Natürlich sind hier viele Ausnahmefälle möglich.

Die Feinformen haben Dimensionen, die meist nur Bruchteile eines Meters, vielfach aber nur solche eines Zentimeters ausmachen.

Alle diese hier in Betracht gezogenen Feinformen lassen sich noch mit freiem Auge verfolgen und messen.

Sie vermitteln den Übergang zu wesentlich kleineren Formen, die sich nur mehr mit optischen oder physikalischen Instrumenten auflösen lassen.

Hier betreten wir das Gebiet des mikroskopischen Gefügebaues, auf dem wir vor allem durch die Arbeiten von B. Sander und seinen Schülern unterrichtet worden sind.

Auf diesem Gebiete spielt aber neben der tektonischen Umformung bereits die Kristallisation eine gewaltige Rolle. Die Kristallisation ist ein von der Tektonik unabhängiger und ungemein fein arbeitender Vorgang.

Daher ist es möglich, daß ältere tektonische Formen von der Kristallisation nicht zerstört, sondern abgebildet und so aufbewahrt werden.

Dieses ganze Gebiet wird daher durch die Sandersche Grundfrage beherrscht, in welchem zeitlichen Verhältnis in dem Gefüge Tektonik und Kristallisation zueinander stehen.

Diese Frage würde auch für die größeren tektonischen Bauformen dieselbe Bedeutung erlangen wie für die Feinstrukturen, wenn die Kristalle größer wachsen würden. In dem Moment, wo die Kristalle Größen von mehreren bis zu Hunderten von Metern erreichen würden, wären auch die Großformen weitgehend von ihrem Aufbau beeinflußt, und es gäbe auch im Innern dieser Kristalle aufbewahrte alte Großformen.

Ich verlasse nun dieses bereits der sorgsam wissenschaftlichen Bearbeitung eroberte Gebiet und wende mich zum Schluß noch Fragen der Gebirgsbildung zu, einem Gebiete, das leider noch immer ein Tummelplatz wilder und zügelloser Phantasien und willkürlicher, sich gegenseitig kreuz und quer widersprechender Behauptungen ist.

Im Jahre 1928 ist in Berlin im Verlag von Gebrüder Borntraeger ein Buch von Rudolf Staub mit dem Titel „Der Bewegungsmechanismus der Erde, dargelegt am Bau der irdischen Gebirgssysteme“ erschienen.

In diesem Buche faßt R. Staub seine Meinungen über die Ursachen der Gebirgsbildung in folgenden Sätzen zusammen:

„Zentrifugale Kräfte und subkrustale Strömungen schaffen gemeinsam die Bedingungen der irdischen Gebirgsbildung. Keine der beiden Kräftegruppen allein, weder die eine noch die andere, vermag für sich die Phänomene der irdischen Struktur zu erklären.

Erst ihrer Zusammenarbeit gelingt es, die Kontinente in periodischen Intervallen stets von neuem in Bewegung zu setzen und damit die irdischen Gebirge und letzten Endes die Struktur der Kontinente und ihre heutige Verteilung im Raum zu schaffen. Die primäre Führung in diesem großen Gesamtmechanismus der Gebirgsbildung aber gebührt den zentrifugalen Kräften.

In ihnen liegt der primäre Anstoß zur Entfesselung des ewig sich wiederholenden und gesetzmäßig wechselnden Spieles der subkrustalen Strömungen, und in ihnen liegt das große, richtunggebende Moment in diesem Spiel, das in großartigem Wechsel durch Polflucht und Poldrift der Kontinente die stets sich erneuernde Gebirgsbildung der Erde regiert.

Polflucht und Poldrift der Massen regieren so seit den ältesten Zeiten den Mechanismus der irdischen Gebirgsbildung.

Was aber diesen stets eng geschlossenen und nur dadurch folgerichtig stets sich erneuernden Vorgang immer wieder in stetem Wechsel ermöglicht, das ist die starre Masse des pazifischen Blockes, in die beidseits, im W Amerikas und im O Asiens und Australiens, die ganze mächtige Bewegung eingespannt ist.

Ohne diese Leitschiene des Pazifik würden die irdischen Massen oft gar nicht aufeinandergeprallt, sondern seitlich ausgewichen sein, und das Antlitz der Erde wäre samt seiner Geschichte ein ganz anderes.

Es wäre auf jeden Fall weit gesetzloser und zufälliger. Die starre Masse des Pazifik erst schaffte sozusagen die festen Richtlinien, innerhalb derer die Bewegung der Kontinentalmassen vor sich geht.

Die Entstehung des pazifischen Panzers aber geht gleichfalls auf eine Polflucht zurück. Der pazifische Panzer ist quasi nur die rasch verheilte Narbe jener riesigen Wunde unserer Erde, die durch das Losreißen der Mondmasse entstanden ist.

Aber dieses Losreißen der Mondmasse seinerseits geht ja abermals nur zurück auf die Polflucht der mobilen Massen an die längste Achse des irdischen Rotationsellipsoids, und der pazifische Panzer geht somit in seiner Entstehung auf dieselben großen und allgemeinen Ursachen kosmischer Natur zurück wie die Verschiebungen der Kontinente.

Somit wurzelt schließlich alles in der allgewaltigen Rotation der um die Sonne kreisenden Erde, Zusammenschieben der Kontinente, pazifischer Widerstand, Westdrift und letzten Endes auch die dehrenden Kräfte der Polströmungen, die die stete Erneuerung des großen tektonischen Spieles ermöglichen.“

Ich habe nicht die Absicht, hier dieses dicht verschlungene Wirrsal von Mechanik aufzulösen. Ich möchte im folgenden nur auf einige schwere Irrtümer und Unwahrscheinlichkeiten in den mechanischen Grundlagen dieses Buches aufmerksam machen.

Die sogenannte „Polflucht“ kann man immerhin als eine Wirkung der Fliehkraft verstehen, welche im Bereiche des Äquators ihren höchsten Wert erreicht und folglich von beiden Seiten die Massen gegen den Äquator zu ziehen versucht.

Ihre Wirkung ist aber die an sich nur sehr geringfügige Abplattung der Erde. Der Unterschied zwischen der halben großen Achse (6377·397 km) und der halben kleinen Achse (6356·079 km) beträgt ja nur 21·318 km.

Dieser minimalen Erdabplattung entspricht eine Dehnung des Äquatorumfangs vom Betrage von 66·577 km.

Es sind dies alles, verglichen mit der Größe der Erdkugel, so außerordentlich geringe Abweichungen von der Kugelgestalt, daß es wohl schwer fällt, denselben irgendwelche spürbare geologische Wirkungen zuzuschreiben.

Nun soll aber dieselbe Fliehkraft, welche diese Abplattung erzeugt, auch noch die einzelnen Kontinente gegen den Äquator hin ziehen.

Diese doppelte Rolle der Fliehkraft erscheint ganz unverständlich und höchst unwahrscheinlich.

Ebenso unverständlich ist weiter bei der Fortdauer derselben Rotation, wie die Wirkung der Fliehkraft aufgehoben werden soll und nun eine umgekehrte Massenbewegung, also ein Abströmen der Massen vom Äquator zum Pol, eintreten soll.

Eine weitere mechanische Unverständlichkeit ist daun die Rolle des von Staub erfundenen pazifischen Blockes.

Wenn man die Ableitung der Mondablösung nach der Theorie von Poincaré studiert und die Rotationsfiguren vergleicht, so gibt sich die Ablösungsstelle von Mond und Erde als eine typische Abschnürung zu erkennen.

Das heißt mit anderen Worten als eine Vorstülpung und Erhöhung.

Wie nun aus einer solchen stielartigen Erhöhung einer Abschnürungsstelle eine Eintiefung wie das Becken des pazifischen Ozeans entstehen

soll, wird nicht weiter begründet. Es macht den Eindruck, als ob die Mondablösung etwa wie das Ausreißen eines Baumes samt seinen Wurzeln vorzustellen wäre und ein großes Loch in der Erde hinterlassen hätte.

In dieser Abschnürungsstelle des Mondes sollen tiefere Erdmassen entblößt und hier eben zu dem hypothetischen pazifischen Block erstarrt sein.

Auch die weitere Rolle dieses so konstruierten pazifischen Blockes ist mechanisch unverständlich.

Wie soll eine so große starre Masse, die zirka ein Drittel der Erdoberfläche einnimmt, gleichsam als Leitschiene für das Hin- und Herfluten von Polflucht und Poldrift dienen?

Wie soll dieser Vorgang durch das Einschalten eines so großen und so unregelmäßigen starren Blockes regelmäßiger und gesetzmäßiger werden können?

Der pazifische Block könnte hier niemals etwas anderes als eine große und schwere Störung jeder Regelmäßigkeit in der Entwicklung bedeuten.

Von allen diesen mechanischen Vorstellungen ist noch die Polflucht als Wirkung der Fliehkraft am ehesten einer weiteren Beachtung und Besprechung wert.

Aber auch hier zeigt eine genauere Prüfung an der Hand eines geologischen Globus unschwer die Nichtanwendbarkeit dieser Hypothese für die Erklärung der irdischen Gebirgsbildung.

Die Mechanik der Fliehkraft und der durch sie erzeugten Massenanziehung gegen den Äquator ist einfach und überzeugend. Es ist also nicht die Frage, wie diese Mechanik funktioniert, sondern nur die, ob sie eben eine andere Wirkung als die Abplattung überhaupt haben kann. Stellen wir uns also zunächst auf den Standpunkt, daß eine solche Wirkung noch außerhalb der Erzeugung und Festhaltung der Abplattung möglich sei.

Uns interessiert hier nun zunächst die Anwendung der Polflucht Hypothese auf die Entstehung der mediterranen Faltenzone.

Diese Faltenzone durchzieht vom Atlantischen Ozean bis zu den Sundainseln die alte Welt.

Nach R. Staub ist diese Faltenzone zirka 1500 km breit und aus der Zusammenpressung der Geosynklinale der Tethys zwischen den starren Kontinentalmassen von Eurasien und Indo-Afrika entstanden, wobei auch noch Teile der beiderseits einrahmenden Kontinentalmassen mitgefaltet wurden.

Versuchen wir nun, diese Gebirgsbildung mit Hilfe der Polflucht Hypothese zu erklären. Wie Fig. 22 zeigt, kann aus der Erdrotation durch die am Äquator am stärksten wirksame Fliehkraft eine Anziehung der Massen vom Nordpol und vom Südpol her gegen den Äquator abgeleitet werden.

Die Fliehkraft strebt also danach, den Ring des Äquators zu vergrößern und übt dadurch auf die beiderseits benachbarten Massen einen Zug aus. Wahrscheinlich ist aber diese Kraft für eine Verschiebung der Kontinente viel zu schwach.

Es werden also die Massen einerseits vom Nordpol gegen S. andererseits vom Südpol gegen N angesaugt.

Die Wirkung besteht daher in der Auslösung einer auf den beiden Erdhälften entgegengesetzt gerichteten Massenzuströmung gegen den Äquator.

Diese Massenzuströmung zu dem Äquator muß eine Vergrößerung seines Umfanges zur Folge haben, die genau der Unterbringung der neu zugeströmten Massen entspricht.

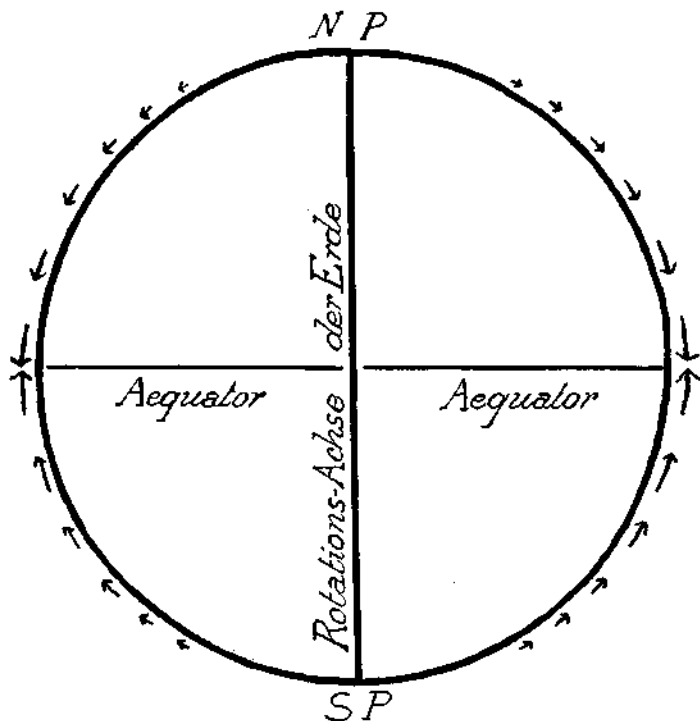


Fig. 22. Mechanik der Polflucht Hypothese.

Ich verstehe also nicht, warum es hier zu einer heftigen Verfaltung und Gebirgsbildung kommen soll, wo doch die angesaugten Massen in einer Ausdehnung des Äquatorgürtels ohne weiteres ihren Platz finden.

Nehmen wir aber auch noch diese Unwahrscheinlichkeit mit in Kauf und schreiten wir im Sinne der Polflucht Hypothese weiter.

Eine Faltung und Gebirgsbildung könnte räumlich nur zwischen den gegeneinander bewegten Massen der Nord- und Südhalbkugel in der Zone des Äquators stattfinden.

Sie müßte also entlang des Äquators angeordnet sein und im Querschnitt einen ziemlich regelmäßigen, doppelseitigen Aufbau zeigen, welcher dem entgegengesetzten zweiseitigen Anschub zu entsprechen hätte.

Heute liegt nun die Zone des mediterranen Falteingürtels sehr weit vom Äquator entfernt. Sie schneidet den Äquator ja überhaupt erst im Bereiche der Sundainseln.

Mit der heutigen Lage der Erdrotationsachse kann man daher die Bildung der mediterranen Gebirgszone als Folge der Fliehkraft auf keinen Fall in Beziehung bringen. Die mediterrane Faltenzone liegt ja fast ganz auf der Nordseite des Äquators und daher im Gebiete der gegen S gerichteten Polflucht.

Nun wird man einwenden, daß eben die Erdachse zur Bildungszeit der mediterranen Faltenzone anders lag und sich diese Zone damals in dem Äquatorgürtel befand.

Versucht man nun auf dem Erdglobus eine solche Umstellung, so stößt man gleich auf neue Hindernisse.

Die mediterrane Faltenzone hat weder gegen W noch gegen O eine in derselben Richtung liegende Fortsetzung.

Sie läßt sich also überhaupt nicht zu einem vollen Äquatorgürtel ergänzen.

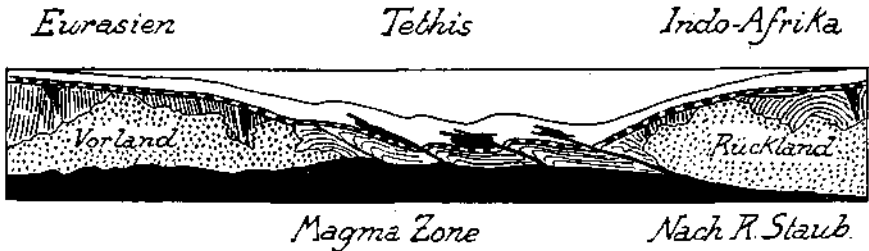


Fig. 23. Schematischer Querschnitt durch die mediterrane Faltenzone.

In W bricht sie am Atlantischen Ozean ab, im O trifft sie auf jenen Kranz von Faltegebirgen, welche einen großen Teil des Pazifischen Ozeans umranden. Auch dieser Kranz von Faltegebirgen um den Pazifischen Ozean herum entspricht nicht einem Äquatorbogen, sondern einem wesentlich engeren und unregelmäßigeren Ringgebilde, dessen Zusammenschluß unbekannt ist und wahrscheinlich auch gar nicht besteht.

Kurz gesagt, die räumliche Anordnung des mediterranen und des zirkumpazifischen Faltenstranges entspricht durchaus nicht den geometrischen Grundforderungen der Polfluchthypothese, wie man auch dazu die Rotationsachse der Erde verdrehen mag. Es entspricht aber auch der Bau der Falteingürtel nicht dem Grundprinzip dieses einfachen Mechanismus. Das Grundprinzip ist doch die Anziehung der Massen von beiden Erdhälften gegen den Ring des Äquators.

Es könnte sich also nur um einen zweiseitig wirksamen Anschlag und nicht um einen einseitigen Schub handeln.

Trotzdem spricht R. Staub in seinem ganzen Buche fortwährend nur von dem Nordschub von Indo-Afrika und nie von dem Südschub von Eurasien.

Dabei liegt die riesige Masse von Eurasien vollständig auf der nördlichen Halbkugel und müßte daher nach der Polfluchthypothese

durchaus von einem Südschub gegen den Äquator beherrscht werden. Aber auch von der Masse von Indo-Afrika liegt der größere Anteil auf der Nordhalbkugel und müßte daher denselben Südschub gegen den Äquator aufweisen.

Jedenfalls ist aus der Polflucht Hypothese unmöglich ein Stillstehen von Eurasien und gleichzeitig ein Nordschub von Indo-Afrika abzuleiten.

Es entspricht aber auch der innere Bau der mediterranen Faltenzone durchaus nicht den Anforderungen der Polflucht Hypothese. R. Staub hat bereits in seinem Buche „Der Bau der Alpen — 1924“ seine Grundvorstellungen vom Bau der mediterranen Faltenzone auch graphisch zum Ausdruck gebracht.

Ich füge hier als Fig. 23 eine Kopie seines schematischen Querschnittes durch diese Zone ein.

An diesem Querschnitt fällt vor allem die scharf betonte Einseitigkeit der Bewegungen und die außerordentlich übertriebene und verkürzte Dimensionierung auf.

Die Dimensionierung ist aber bei einem solchen Querschnitt gerade das Entscheidende.

Aus den Angaben einer richtigen Dimensionierung der einzelnen in Bewegung versetzten Massen läßt sich in vielen Fällen ohne weiteres die Möglichkeit oder Unmöglichkeit einer tektonischen Hypothese ablesen.

Nach der Angabe von R. Staub beträgt die Durchschnittsbreite der mediterranen Faltenzone zirka 1500 km. Die Mächtigkeit der in den Faltungen und Schubmassen jeweils einheitlich ergriffenen Schichtengruppen geht aber kaum über 2—5 km hinaus.

Nehmen wir an, die Gesamtmächtigkeit der in die Faltung einbezogenen Schichten betrage etwa 15—20 km, die Mächtigkeit der sogenannten starren Blöcke etwa 30 km, so erhalten wir die Dimensionierungen von Fig. 24.

Bei einer Breite der Faltungszones von zirka 1500 km, was  $13^{\circ}5'$  des Meridiankreises entspricht, beträgt der Unterschied zwischen Bogen und Sehne schon gegen 60 km.

Es ist dies eine Krümmung, welche man bei einer Konstruktion schon nicht mehr vernachlässigen darf.

Die also derart halbwegs berichtigten Dimensionen von Fig. 24 rufen sofort folgende Bedenken wach.

Zunächst ist der Unterschied zwischen den sogenannten „starken Schollen“ und dem mittleren Gebiet der Faltung ein recht bescheidener. Da



Fig. 24. Richtiger Dimensionierung zu Fig. 23.

sowohl in der Faltungszone wie im Gebiet der starren Schollen eine sehr bunte Schichtenfolge von großenteils unbekanntem Festigkeitseigenschaften auftritt, kann sich der so viel gebrauchte Unterschied zwischen starren Schollen und weicheren Faltungszonen nicht auf erkannte Festigkeitsunterschiede beziehen. Seine einzige Stütze ist die Tatsache, daß im einen Gebiet nur ältere Faltungen, im anderen aber auch junge tertiäre Faltungen vorhanden sind.

Damit ist aber doch noch lange nicht bewiesen, daß das eine Gebiet einer Faltung mehr Widerstand leistet als das andere.

Mit demselben Grad von Wahrscheinlichkeit kann man auch behaupten, daß das eine Gebiet z. B. zur Tertiärzeit gar nicht auf Faltung beansprucht wurde, während dies in einem Nachargebiete der Fall war.

Wenn wir innerhalb eines Faltungsgebietes die Faltbarkeit der verschiedenen Schichtengruppen genauer betrachten, so finden wir keine Gesteine, welche der Gewalt der Gehirgshildung zu widerstehen vermöchten.

Wir finden aber große Unterschiede in der Art und Weise, wie dünngeschichtete oder dickbankige Massen, bunte Serien oder eiförmige Blöcke auf den Zusammenschub reagieren.

Diese Unterschiede sind im Bereiche von gleitender Faltnng viel schärfer ausgesprochen als in den Gebieten der Pressungsfaltung.

In den letzteren treffen wir zwischen den steilgestellten festesten Eruptivgesteinen und weichen Schiefem wenig Unterschied. Dies heißt mit anderen Worten: gegenüber dem gewaltigen Pressungsdruck verschwinden alle Festigkeitsunterschiede der irdischen Gesteine, während sie gegenüber dem viel geringeren Gleitdruck eine wichtigere Rolle spielen.

Diese Erfahrungen berechtigen uns gewiß nicht, zwischen den mächtigen und bunten Schichtenserien eines sogenannten starren Blockes und jenen einer tertiären Faltungszone von vorneherein einen durchgreifenden Festigkeitsunterschied anzunehmen.

Ich habe den Eindruck, daß die in der geologischen Literatur oft so scharf betonten Unterschiede zwischen starren Blöcken und Faltungszonen ebenso unbegründet und übertrieben sind wie jene zwischen Kontinentalmassen und Ozeanböden.

Die scharfe Abgrenzung solcher Einheiten ergiht sich nicht aus der unbefangenen Naturbetrachtung, sondern aus dem Studium von Büchern und Landkarten, die notwendigerweise stark schematisiert und auf Übersichtswirkung hin scharf übertrieben sind. Noch schroffer abgrenzend und einteilend wirkt dann der ganze Schulbetrieb in der Tendenz, die Aufmerksamkeit und das Gedächtnis der Hörer festzuhalten und zu beeinflussen. Ein weiteres Bedenken, das unmittelbar aus den Angaben von Fig. 23 entspringt, ist dann die angeblich streng gegen N orientierte Richtung der Faltungen und Überschiebungen.

Erstens ist diese einheitliche Nordrichtung in den einzelnen Faltensträngen der mediterranen Gebirgszone überhaupt nicht vorhanden und zweitens wäre ein einheitlicher Nordschub im Rahmen der Polflucht Hypothese mechanisch vollkommen ausgeschlossen. Dazu kommt noch folgendes Bedenken, das sich besonders stark im Angesicht der riesigen Breite des Faltungsraumes geltend macht.



Die Angriffsstellen für eine Faltung der breiten Mittelzone zwischen den starren Blöcken von Eurasien und Indo-Afrika beschränken sich bei einseitigem Schub nach der Hypothese von R. Staub auf den schmalen Grenzsaum am Nordrand von Indo-Afrika. Bei zweiseitigem Schub ergeben sich zwei Angriffsstellen, eine am Südrand von Eurasien, die andere am Nordrand von Indo-Afrika.

Das ist schon eine wesentlich bessere Verteilung des Angriffes auf die riesige breite zu faltende Masse.

Sehr viel günstiger wird aber die Verteilung der Angriffsmöglichkeiten, wenn diese nicht auf die zwei schmalen seitlichen Ränder beschränkt bleiben, sondern die ganze Unterfläche des Faltungsraumes zur Angriffsfläche wird.

Wie das Schema (Fig. 25) veranschaulicht, wird auf diese Weise die Angriffsfläche in jedem Querschnitt auf das Vielfache erhöht.

Mit der Verbreiterung des Faltungsraumes steigt also die Wirksamkeit der subkrustalen Angriffsfläche ganz gewaltig, während gleichzeitig jene der seitlichen Angriffsflächen immer mehr zurücktritt.

Die Basis der Faltungszone wird dadurch zu der weitaus wirksamsten und wichtigsten motorischen Fläche des ganzen Bereiches. Alle Ver-



Fig. 25. Verteilung der Angriffsflächen bei zweiseitigem Schub oder bei motorischem Untergrund.!

änderungen in derselben wirken sich sofort und ohne weitere Übertragungen in der darauf lagernden Schichtendecke aus.

Dieser gesteigerten Wirksamkeit entspricht auch an der Erdoberfläche die lebendigste Abtragungs- und Veränderungsfläche als unmittelbare Abbildung.

Ich möchte mich nun zum Schluß noch ganz kurz mit dem Problem der Zerlegung einer mächtigen Schichtenfolge in eine Reihe von verhältnismäßig weit dünneren Schubmassen und Falten beschäftigen.

Wie ist es z. B. möglich, eine Schichtentafel von etwa 15 bis 20 km Mächtigkeit in eine große Zahl von weit dünneren Schub- und Faltkörpern zu zerspalten?

Durch eine Zusammenpressung zwischen zwei starren Backen ist es jedenfalls unmöglich zu erreichen, wenn man auch diese Backen noch so dick annimmt.

Nach meiner Einsicht ist dieses Problem der tektonischen Zerspaltung einer mächtigen Schichtenfolge in eine große Zahl von dünnen Scheiben ohne die Mitwirkung der Abgleitung nicht zu lösen.

Nur die Gleitmechanik ist imstande, immer jeweils beschränkte Schichtengruppen aus einem Großverband herauszulösen und ihnen

zugleich eine vom Untergrund unabhängige, lebhafte und sehr einseitige Bewegungsstruktur zu verleihen.

Die Gleitmechanik stellt dabei eine klare und voll erfassbare Beziehung zwischen einem höheren Gebiete, wo die oberen Schichten fehlen, und einem tieferen Nachbargebiete her, wo dieselben überschüssig angehäuft liegen.

Das Gebiet, wo die abgeglittenen Falten und Schubmassen angehäuft liegen, ist wegen seiner Tiefenlage und der mehrfachen Überdeckung mit Gleitmassen viel weniger der Zerstörung ausgesetzt als die hochliegenden Abrißstellen der Gleitung.

Wir finden daher häufig die erstereu noch gut erhalten, während die letzteren schon längst zerstört sind.

Die Gleitmechanik stellt nur einen Teilfaktor der Gebirgsbildung dar. Natürlich kann man mit Hilfe der Gleitmechanik allein noch lange keine Gebirgsbildung begründen.

Dazu ist vor allem eine tiefgreifende Bewegung des Untergrundes und die Schaffung von entsprechenden Hebungen und Senkungen nötig, damit sich überhaupt die Gleitungen in einem großen Ausmaß vollziehen können.

Außerdem enthalten die Faltengebirge auch wichtige Anteile von wirklichen Pressungsgebilden und von Verschluckungs- und Zerrungszonen.

So einfach, wie sich R. Staub die Bildung der mediterranen Faltengebirge als Zusammenschiebung zwischen dem geduldig stillstehenden Block von Eurasion und dem wanderlustigen Block von Indo-Afrika vorstellt, geht die Entwicklung doch nicht vonstatten.

Wien, Ostern, 1930.

### Inhaltsübersicht.

Die wichtigsten Überlegungen dieser Arbeit betreffen folgende Gegenstände: Die Formen der Materialverschleppungen an der Basis von Reliefüberschiebungen, Vergleich der Reliefüberschiebungen mit den aus überkippten Sätteln entstandenen Scheitelüberschiebungen, Ähnlichkeiten und Unterschiede, unmögliche Formen der Scheitelüberschiebungen, Übergänge von Reliefüberschiebungen in Scheitelüberschiebungen und ihre Umkehrung, verschiedene Arten von Schichtabschrägungen und ihr Kartenbild, Ablösungsschnitte von Gleitmassen, Anhäufung von Gleitmassen, Verhältnis von Gesteinsumformung und dazn notwendiger Weglänge, Zusammenklang und Mißverhältnisse zwischen Feinbau und Großbau, tektonische Tenfenunterschiede, Bauindividualität und ihre Aufhebung, Änderung der Druckleitung zwischen offener und geschlossener Faltung, Kritik der Polfluchthythese als Erklärung der irdischen Gebirgsbildung.

# Die Erzlagerstätten des Pflerschtales in Südtirol.

Von L. van Houten, Delft.

(Mit 2 Tafeln.)

Während eines kurzen Aufenthalts im Eisacktales hatte ich Gelegenheit, die Bleiglanz- und Zinkblendelagerstätten des Pflerschtales zu besuchen und betreffs ihrer Genese und ihrer Beziehungen zur Tektonik einige Beobachtungen zu machen. Wie A. Tornquist (14), der mit seinen Mitarbeitern mehrere solcher Lagerstätten in den Ostalpen in Untersuchung hat, mit Recht hervorhebt, löst die Vererzung der Ostalpen eine Anzahl von Fragen aus, welche teilweise die Lagerstättenforschung, teilweise aber auch die Grundprobleme der Entstehung des Alpenzuges angehen. Allerdings darf ich aus nur einem Vorkommen in letztgenannter Hinsicht nicht zu weitgehende Folgerungen ziehen, aber dennoch möchte ich mit kurzem Kommentar einiges über diese bisher noch nicht beschriebenen Pflerscher Lagerstätten mitteilen.<sup>1)</sup>

Die meisten der in den Ostalpen weitverbreiteten Bleiglanz- und Zinkblendelagerstätten sind freilich ökonomisch ohne Bedeutung, aber die Pflerscher Lagerstätte ist eine Ausnahme. Sie hat eine Periode der größten Blüte gekannt. Das war im Mittelalter, als die Fugger hier einen lebhaften Bergbau auf Silber betrieben. Schon Dokumente aus dem Jahre 1423 erwähnen einen regen Silberbergbau. Auch Kupfererze wurden gewonnen, obgleich jetzt in der Gegend gar keine Kupfererze mehr bekannt sind. Etwa um 1480 hat man angefangen, die Bleierze abzubauen, und bald hatte das Blei das Silber in Bedeutung übertrifft. In dieser Zeit wurden Gossensaß und das Pflerschtal von mehr als 500 Knappen und ihren Familien bewohnt, und manches Zeugnis ihres Wohlstandes kann man heutzutage noch in Gossensaß bewundern.

Anfänglich gehörten die Stollen den Grafen von Tirol, später den Bischöfen von Brixen, aber allmählich kam alles in Besitz der Fugger. Im Laufe des 16. Jahrhunderts ging der Abbau jedoch sehr zurück und 1625 war der Bergbau schon wieder ganz unbedeutend geworden. Seit 1818 wurde kein Erz mehr gewonnen.

Nach dem Weltkrieg entstand aber wieder ein lebhafteres Interesse in den Südtiroler Erzlagerstätten. Auch die Pflerscher Lagerstätten wurden zuerst von englischer, später von italienischer Seite genaueren Untersuchungen unterworfen. Letztere sind noch im Gange, viele hundert Meter neue Stollen wurden gemacht und frische Aufschlüsse freigelegt.

---

<sup>1)</sup> Ihre Existenz wird nur von Blaas (1) und von Vinassi de Regni (2) kurz erwähnt.

Die Abbauwürdigkeit steht aber noch in Frage. Das Erz ist sehr fein verwachsen, die Scheidung wäre nicht leicht und ob genügend Erz vorhanden sein wird, ist auch noch zweifelhaft.

### Geologie des Pferschtales.

Die Pferscher Erzlagerstätten liegen, wie auch die benachbarten Bleiglanz- und Zinkblendevorkommen von St. Martin am Schneeberg und von Obernberg bei Gries am Brenner, in der westlichen Umrahmung des Tauernfensters.<sup>1</sup> Die Tektonik ist ziemlich kompliziert und die bekanntesten Autoren dieser Gegend, wie Terrier (3), Sander (4, 5), Meier (6) und Staub (7), vertreten darüber mehr oder weniger verschiedene Auffassungen. In nächster Zeit hoffe ich, an anderer Stelle noch ausführlicher auf die Tektonik zurückzukommen.

Das Tauernfenster endet am Eisack. Dort tauchen die Bündner Schiefer unter die ostalpinen Decken, die es in geschlossenem Rahmen umschließen. Zuunterst liegt auf dem Penninikum die hier fast ganz ausgewalzte Matreier Schuppenzone und darauf die gleichfalls sehr stark — vielleicht noch mehr — gequetschte Tarntaler Decke. Der Tarntaler Quarzit wird von Kristallin und Mesozoikum überlagert, beide etwas oberhalb Vallming an der Brennerbahn aufgeschlossen und nach Staubs Parallelisation zur Campodecke gehörig. Einstweilen werde ich sie die Vallmingdecke nennen. Der stark zerdrückte und zerbrochene Triasdolomit dieser Vallmingdecke ist kaum 50 m mächtig; unter ihm liegen verrukanoähnliche Schiefer und die schwarzen Schiefer des Kristallins.

Die Achsen der genannten tektonischen Elemente tauchen alle gegen W. Anders verhält es sich mit den jetzt folgenden Tiroliden. Die Basis des Ötzkristallins hat freilich gegen die Ötzdepression hin auch noch westliches Fallen, aber das Kristallin, das am Rande der Mulde westlich der Tauernkulmination beinahe auskeilt, jedenfalls sehr stark reduziert ist (bis auf weniger als 200 m), schwillt in westlicher Richtung zu immer größerer Mächtigkeit an, die im Pferscher Talschluß schon rund 2000 m beträgt. Infolgedessen steigt die Basis des Mesozoikums im Hangenden des Ötzkristallins, statt zu fallen, gegen W immer steiler empor und schießt zuletzt in etwa 3000 m Meereshöhe am Weißzahn und Goldkappl endgültig in die Luft. Tafel XXIV.

Dieses oberostalpine Mesozoikum, also das Mesozoikum von Tribulaun und Telfer Weißen, besteht aus der vollständigen Triasserie, vom Verrukano aufwärts (Quarzit, gelbe Basisdolomite; Wettersteinkalk mit hie und da eingeschlossenen, verkümmerten Partnachschiehten; Raibler Schichten; Hauptdolomit); weiter besteht es aus Rhät und Lias, nördlich

<sup>1</sup>) Ein Zusammenhang zwischen Pferscher und Schneeberger Metallogenese (8, 9) wäre nicht unmöglich. Gerne hätte ich meine Untersuchungen bis nach Schneeberg ausgedehnt, auch weil die Verhältnisse zwischen Schneeberger Gesteinszug und Pferscher Glimmerschiefer verschieden interpretiert werden. Aber zur Zeit sind in diesem Gebiet alle geologischen und sonstigen Aufnahmen vom Militär verboten und außerdem wollte die Betriebsleitung in Schneeberg mir keine Erlaubnis zu einem Besuch geben.

Wegen diesem Aufnahmeverbot ist auch die Übersichtskarte stellenweise etwas schematisch.

des Gschnitztales vielleicht sogar noch aus Dogger (rote Ammonitenkalke der Kesselspitze im Grenzkamm zwischen Gschnitz und Stubai). Allein die obersten Komponente sind im SO, in Pflersch, von der Nöblacher Decke — der allerhöchsten Einheit im Deckengebäude — überfahren und größtenteils unter ihr verwalzt. Am Rande des Tauernfensters, im Winkel zwischen Pflersch- und Eisacktal, steht nur noch ein schmaler Streifen Trias an, der im Flanerkopf vermutlich ganz auskeilt. Hier kam zu dem von der Nöblacher Decke ausgeübten Drucke noch die stauende Wirkung der im Werden begriffenen Tauernkulmination. Deshalb war hier auch die Dynamometamorphose dementsprechend viel intensiver. Je mehr man sich aber von der Tauernkulmination und der Nöblacher Überschiebung entfernt, d. h. gegen W und N, desto mächtiger wird wieder das Mesozoikum, genau so wie das zugehörige Ötzkristallin. In den stolzen Felsbauten von Tribulaun und Telfer Weißen erreicht es schon wieder Mächtigkeiten von mehr als 500 m, und im Gschnitztal ist auch kaum mehr etwas von der Dynamometamorphose wahrzunehmen.

Das tirolide Mesozoikum liegt diskordant auf dem Kristallin. Es ist zweifellos eine primäre, stratigraphische Auflagerung, wenn auch an der Basis noch Spuren von allerdings unbedeutenden Detailbewegungen, Verknetungen von Kristallin und Trias, wahrzunehmen sind.

Bevor Mineralführung, Genese und Lagerungsform zu besprechen, möchte ich noch bemerken, daß Staub zwar behauptet, Telfer Weißen- und Tribulaunmesozoikum gehören zu verschiedenen tektonischen Einheiten. Aber aus verschiedenen Gründen, auf die ich hier nicht näher eingehen werde, scheint mir Staubs Annahme unrichtig und ein direkter Zusammenhang zwischen Tribulaun- und Telfer Weißentrias wäre, wie auch aus begehenden Profilen und Kartenskizze hervorgeht, höchstwahrscheinlich, ich möchte fast sagen unumstößlich.

### Lagerungsform und Paragenese.

Also, die Erze befinden sich im Ötzkristallin und im zugehörigen Mesozoikum. Man findet die Erze an vielen Stellen auf beiden Talseiten und nicht allein in Pflersch, sondern auch in dem benachbarten Obernbergthal. Im Pflerschtal liegen fast alle Stollen im Kristallin; in Obernberg aber sind die Erze nur im Trias aufgeschlossen. Allerdings kommen die Erze nur ausnahmsweise zutage. In Pflersch kennt man die Aufschlüsse am Laturnsbach und in der Nähe des Ellesjöchls. Freilich hat es noch mehrere gegeben,<sup>1)</sup> aber die Aufschlüsse und alten Baue auf der nördlichen Talseite, sowohl im Schiefer und im Kalk, sind verlorengegangen. Jedoch ist ihre ungefähre Lage hekannt.

Man hat das Erz künstlich durch verschiedene Stollen aufgeschlossen. Besonders im südlichen Gehänge des Pflerschtals sind die Erschließungsarbeiten weit vorgeschritten, und hier gewinnt man die schönsten Einblicke. Es sind hauptsächlich diese Vorkommen, die von mir besucht wurden.

<sup>1)</sup> Auch im Talende auf der Silberplatte beim Feuersteingletscher und in der Nähe der Schafalm.

Alle Stollen liegen hier im Ötzkristallin. Das Gestein ist der Pflerscher Granatglimmerschiefer, der dort große Verbreitung hat und ziemlich einformig den größten Teil des Talhintergrundes aufbaut. Quarz, Biotit, Muskovit und Almandin sind die Hauptbestandteile. Die Glimmer sind tektonisch beeinflußt und häufig geknickt und gebogen, währenddessen der Quarz oft undulöse Auslöschung zeigt, selten oder nie aber Zertrümmerung. Die Almandinkristalle, makroskopisch nicht oder kaum sichtbar, sind aber sehr gut ausgebildet und zeigen keine Spur von optischen Anomalien. Akzessorisch trifft man in den Schliften noch einige Disthenkristallehen an und garbenförmig gruppierte Hornblendefaserchen; letztere vielleicht nur in der Nähe des Erzes.

Diesem Gestein sind die Erze, der Schieferung konkordant, eingelagert in der Form von Fahlbändern bis Lagergängen. Ihre Mächtigkeit ist sehr wechselnd, durchschnittlich  $1\frac{1}{2}$ —4 m, stellenweise weniger. Ja, zuweilen ist das Fahlband sogar nur zentimeterdick, und in diesem Falle gewöhnlich nur verquarzt.

Nicht nur die Mächtigkeit, sondern auch der Grad der Vererzung ist stark wechselnd, und manchmal ist auch die Begrenzung gegen das Nebengestein gar nicht scharf. Freilich bekommt man an vielen Stellen beim ersten Anblick den Eindruck, daß der Übergang von Fahlband zu Nebengestein ein sehr unvermittelter sei. Aber auch dann noch ist eine Übergangszone, wenn auch schmal, vorhanden. Wenn man genauer zuschaut, sieht man, daß an der Außenseite zuerst stärker vererzte Partien mit weniger stark vererzten wechsellagern. Das sterile Gestein gewinnt dann bald die Überhand, obgleich überall noch kleine Erzaderchen zwischen den Schichtenfugen wie Apophysen eindringen. Unter dem Mikroskop sieht man in dem scheinbar schon sterilen Nebengestein noch zahlreiche Erzpartikelchen eingestreut, die die Glimmerschüppchen schon teilweise oder ganz angefressen und zersetzt haben. Umgekehrt trifft man auch manchmal erzfreie oder nur wenig imprägnierte Schieferreste inmitten des Fahlandes an, die gleichfalls mehr oder weniger allmählichen Übergang gegen den Erzkörper hin zeigen.

So ist diese Übergangszone häufig sehr schmal, häufig auch breit. Eine bestimmte Regel gibt es da nicht, und das Bild wird noch komplizierter, weil die Erzlösungen, die offenbar hohe Temperatur hatten, im Nebengestein<sup>1)</sup> an vielen Stellen noch beträchtliche Umwandlungen ins Leben gerufen haben, wie besonders Granatbildung, untergeordnet auch Amphibolbildung, die wahrscheinlich weniger auf Stoffzufuhr als auf Umkristallisation unter Einfluß der hohen Temperatur zurückzubringen sind. Im Erze selbst trifft man auch viele Granaten an. Diese Granaten sind, im Gegensatz zu den kleinen Granaten, die ursprünglicher Gesteinsbestandteil sind, sehr groß,  $\frac{1}{2}$ —2 cm im Durchschnitt. Schöne Kristallformen sind selten.<sup>2)</sup>

Wie oben schon erwähnt wurde, schwankt auch der Grad der Vererzung. Das — allerdings spärliche — Vorkommen steriler Schiefer-schollen mitten im Lagergang ist ein Beispiel dieser unregelmäßigen

1) Aber immer nur in einem zirka 1 m breiten Streifen, dem Erze parallel.

2) Diese Granaten sind auch oft mehr oder weniger zertrümmert.

Mineralisation. Bisweilen ist 90%, meist nur 25% oder weniger des ursprünglichen Gesteins ersetzt. Diese unregelmäßige Vererzung ist wahrscheinlich mehr kleinen Variationen in der Gesteinsbeschaffenheit als einem diskontinuierlich verlaufenden Vererzungsvorgang zu verdanken.

Offenbar ist die Mineralisation Hand in Hand gegangen mit der Lösung des prä-existierenden Glimmerschiefers, und die Erze sind an der Stelle des gelösten Gesteins abgesetzt. Die schwächsten Komponenten des genannten Schiefers, also der Biotit und der Muskovit, wurden zuerst angegriffen, u. zw. meistens entlang Spaltflächen; nachher erst die Quarze. Während dieses Prozesses wechselte die Zusammensetzung der Erzlösungen fortwährend, und damit auch das ausgeschiedene Material. Manchmal wurden zuerst gebildete Mineralien ganz oder teilweise wieder gelöst und andere an ihre Stelle präzipitiert. Deutlich ist dabei eine Temperaturabnahme zu beobachten. Ihrer Entstehung nach kann man für die verschiedenen Komponente des Fahlbandes daher ohne Schwierigkeit eine deutlich ausgesprochene Bildungsreihe unterscheiden, obgleich bisweilen das Ende einer Bildungsperiode teilweise zusammenfällt mit dem Anfang der nächsten.

Die Paragenesen wurden studiert nach der Methode Schneiderhöhn; d. h. an polierten Flächen mit auffallendem diffussem oder polarisiertem Licht. Es wurden folgende Mineralien bestimmt: Breunerit, Magnetit, Pyrit, Pyrrhotin, Sphalerit, Galenit, Hessit, Quarz, Dolomit (wenig), Baryt und ein unbekanntes Mineral.<sup>1)</sup> Die Mineralien sind sehr fein miteinander verwachsen, und es ist schwer, die einzelnen Bestandteile voneinander zu isolieren. Deshalb wird auch die Scheidung große Schwierigkeiten geben; verpulvern bis auf etwa 150—200 „mash“ und nachher flotieren wäre wohl die einzig verwendbare Methode. Wegen dieser feinen Verwachsung ist es ausgeschlossen, die chemische Zusammensetzung des unbekanntes Minerals zu bestimmen. Keines der vorhandenen Mineralien zeigt solche winzig kleine Individuen, ausgenommen der Hessit. Einiges läßt sich aber doch noch über dieses Mineral ermitteln, z. B. seine Härte, die unbedeutend größer ist als die Härte von Bleiglanz, also etwa 2·75. Es ist ein reguläres Mineral. Es ist offenbar an Bleiglanz gebunden, wenn es auch oft an der Grenze eines Blende-kristallchen zur Ausscheidung kam. Es läßt sich leicht polieren, und zeigt weder Krätze noch Grübchen. Seine Farbe in auffallendem reflektiertem Licht ist sehr blaß grünlich-weiß, nur eine Nuance dunkler als der Galenit. Es ist also fast genau so opak.

Das unbekanntes Mineral war gegen alle ausgeführten Ätzungen indifferent (geätzt wurde mit HCl, HCl konz., FeCl<sub>3</sub>, HNO<sub>3</sub>, HNO<sub>3</sub> konz., KOH). Nur Ätzung mit KCN rief eine mehr oder weniger graue Verfärbung hervor und die Oberfläche zeigte nachher ein deutlich geritztes Aussehen. Immerhin war auch dann noch nichts von irgendeiner Struktur, Spaltung oder Zwillingbildung zu spüren. Diesem Verhalten nach läßt das Mineral sich vielleicht in die Gruppe der Fahlerze einreihen, womit die chemische Zusammensetzung wenigstens Ähnlichkeit haben muß.

1) Die chemische Analyse zeigt 60—200 g Ag pro Tonne.

Wegen der Ätzung mit KCN ist es höchstwahrscheinlich ein Silbermineral. Kupfer wäre auch nicht ausgeschlossen, aber die chemische Analyse zeigt keine Spur von Kupfer.

Allerdings ist dieses unbekannt Mineral ein untergeordneter Bestandteil des Erzes, dessen Hauptbestandteile Magnetkies, Zinkblende und Bleiglanz sind. Nach ausgeführten Ätzungen mit  $\text{HNO}_3$  konz. und mit HI zeigte die Blende, die leicht eisen- und kadmiumhaltig ist, sehr schöne Kristallstrukturen und Zwillingsbildungen. Erstere waren beim Bleiglanz schon ohne weiteres zu beobachten (Hexaederspaltung).

Diesen Mineralien gegenüber sind der Magnetit und Pyrit nur in unbedeutenden Mengen vorhanden, obgleich sie an einigen Stellen ausnahmsweise etwas mehr konzentriert sind. Es ist möglich, daß ein Teil des Magnetits<sup>1)</sup> nicht durch die Erzlösungen angeführt worden ist, sondern in ähnlicher Weise entstanden ist wie der Granat; und vielleicht war ein sehr kleiner Teil schon primär vorhanden. Aber übrigens lassen verschiedene Indikationen nicht daran zweifeln, daß die Erzlösungen auch die größte Menge des Magnetits mitgebracht haben. Jedenfalls, ob durch Umkristallisation oder durch direkte Ausscheidung entstanden, ist der Magnetit, zusammen mit dem Almandin und in geringerer Maße auch mit Pyrit und Pyrrhotin, ein Zeuge und ein Beweis dafür, daß die Erzlösungen im Anfangsstadium der Metallogenese beträchtlich heiß waren.

Die Pyritindividuen sind meistens isolierte runde, unregelmäßige Körner, die selten eine etwas besser ausgeprägte reguläre Kristallform zeigen. Wenn auch fast immer untergeordneter Bestandteil, sind der Pyrit und Magnetit doch sehr allgemein und offenbar ein nicht zu vernachlässigender Faktor im Vererzungsvorgang.

Alle genannten Mineralien sind innig und unregelmäßig miteinander verwachsen. Parallele, zonenförmige Anordnung, der Schieferung parallel, kennt man in Pflersch nicht. Ebenfalls fehlen Schalenblende und Kokardeerze.

Eine andere zonale Anordnung, nämlich die nach der Temperatur, läßt sich vielleicht schon feststellen. In den südlicheren, etwas tiefer gelegenen Teilen des Lagerganges herrschen zuerst Magnetkies, dann Zinkblende ein wenig vor und in den nördlicheren Teilen der Bleiglanz. Diese Observation steht im besten Einklange mit der aus den Schliffen und polierten Flächen gemachten Beobachtung, daß eine regelmäßige Abnahme der Temperatur während des Vererzungsvorganges stattfand und demnach folgende Auskristallisationsperioden zu unterscheiden sind:

1) Der geätzte Magnetit zeigt sehr schöne Zwillingslamellen.

Eine nachträgliche Durcharbeitung neu hergestellter Schliffe von neulich empfangenen Erzproben aus der Galleria Volpe in Pflersch zeigte uns, daß der Magnetit stellenweise viel allgemeiner vorkommt, als aus Obenstehendem vielleicht hervorgehen würde. Auch war recht gut zu sehen, wie auch der Hauptteil des Magnetits durch metasomatische Verdrängung entstanden ist und wie dabei auch wieder die Glimmer zuerst angegriffen wurden. Deutlich stellte sich heraus, daß die Blende erst viel später gekommen ist.

Bei sehr großer Vergrößerung und starker Beleuchtung wurden im Sphalerit auch eine Anzahl sehr kleiner Einschlüsse von Chalkopyrit entdeckt.



1. Magnetit und Pyrit; 2. Breunerit, bzw. Dolomit; 3. Pyrrhotin, zuletzt gleichzeitig mit Sphalerit; 4. Sphalerit; 5. Galenit, von Silbermineralien gefolgt; 6. Quarz; 7. Schwerspat.

Aus den beigegeführten Abbildungen Tafel XXV läßt sich das gegenseitige Verhältnis der Erzminerale leicht ablesen, wie z. B. teilweise Resorption und Verdrängung der ältesten Mineralien durch die später gebildeten. Auch ein schönes Beispiel von Entmischung in festem Zustande wurde gefunden.

Die untersuchten Schiffe zeigten keine nachherige Verdrängung der „juvenilen“ Mineralien durch Neubildungen, die von vadosem Wasser herrühren. Wahrscheinlich ist die Oxydationszone sehr schmal und beschränkt sich nur auf wenige Meter in der Nähe des fast nie aufgeschlossenen Ausbisses. Auch in den Stollen ist diese Zone nur dürtig erschlossen und momentan schlecht zugänglich. Tiefer im Bergwerk konnte man in alten Stollen bisweilen einen leichten Ansatz von sehr rezenten Neubildungen, wie Galmei, Cerussit, Eisenoxyde usw. beobachten.

Wie oben schon erwähnt wurde, bilden die Erze einen Lagergang in dem metasomatisch verdrängten Glimmerschiefer. Es läßt sich nicht feststellen, warum gerade an dieser Stelle das Erz zur Ausscheidung gelang. Die Gesteinsbeschaffenheit ist augenscheinlich genau dieselbe wie überall im Ötzkristallin. Unmöglich ist es natürlich nicht, daß Bestandteile oder gewisse Eigenschaften des Gesteins, wie z. B. reduzierende Substanzen, wechselnde Azidität oder Wasserführung, die die Präzipitation der Erze verursachten, damals gleichzeitig damit verschwunden sind. Andererseits hat Stirnemann (10) experimentell gezeigt, daß auch in einem nach allen Richtungen homogenen Gestein an einer willkürlichen Stelle lagerförmige Erzausscheidung möglich ist.

Etwas verschieden verhält es sich mit den Lagerstätten, die sich im Tribulaundolomit<sup>1)</sup> befinden. Hier läßt sich eine Beziehung zu den Raibler Schichten konstatieren, die prädestinierend auf die Fällung der Erze gewirkt haben; und hier kann man mit ziemlich großer Sicherheit annehmen, daß Änderungen in der Wasserführung des Gesteins in der Nähe dieser undurchlässigen, tonigen Schichten die Fällung der Erze veranlaßten (Kerner, 13). Die Erze sind dem Kalk diskordant eingelagert.

Resümierend, haben wir es hier mit einem Fall von langsam verlaufender Schichtungsmetasomatose mit ziemlich hochtemperierten Lösungen zu tun. Und nun drängt sich die Frage auf: wober kommen die Lösungen und in welcher geologischen Periode sind die Lagerstätten gebildet? Letztere Frage ist schon direkt ohne weiteres mit „nachtriadisch“ zu beantworten, und wir können versuchen, die Zeit noch näher festzustellen. Aber auf den ersten Blick läßt sich die andere Frage nicht beantworten. Der Magmaherd, dem die Lösungen entstammen sollen und für welche die Lagerstätten Indikatoren sind, ist nicht nachweisbar. In der ganzen Gegend fehlt jede Spur irgendeiner nachtriadischen

<sup>1)</sup> Wettersteinkalk.

Intrusion. Die Metamorphosen im Tribulaunkalk, bzw. Dolomit sind entweder Dynamometamorphosen oder sie beschränken sich nur auf eine meterbreite oder noch schmalere Zone längs den Erzbändern, wie im Glimmerschiefer. Aber wenn auch der Magmaherd unbekannt ist, so darf man die Lagerstätten doch nicht zu den telemagmatischen im Sinne Niggli's rechnen (11). Dazu war die Temperatur der Lösungen zu hoch. Nach dem Lindgrenschen Schema (12) könnte man die Erze wohl am besten zu der mesothermalen Gruppe rechnen.

Befassen wir uns zuerst mit dem Alter und besonders mit den Beziehungen zur Tektonik, dann sehen wir, daß die Bewegungen keinesfalls beendet waren zur Zeit der Erzbildung. So muß die Nößlacher Decke erst nach der Erzbildung überschoben sein, wenigstens werden die Erzgänge im Oberbergischen scharf von der Überschiebungsfäche abgeschnitten (13). Auch wird der Lagergang in Pflersch, den man von Ast bis zum Ellesjöchl verfolgen kann, nicht in der unterliegenden Decke angetroffen. Außerdem wird er an verschiedenen Stellen verworfen und die Störungen sind sicher tertiären Alters.<sup>1)</sup> Man darf also annehmen, daß die Erzlagerstätten schon wenigstens vor den alpinen Hauptphasen gebildet wurden, also vor dem Eozän; daß die Tektonik zur Zeit ihrer Bildung noch im Anfangsstadium verkehrte, und daß Beziehungen zwischen spät- oder postalpinem, miozänem Vulkanismus und der Pflerscher Metallogenese ausgeschlossen sind.<sup>2)</sup>

Doch kann man nicht verkennen, daß ein gewisser Zusammenhang mit der alpinen Orogenese existiert. Es gibt sowohl in Pflersch wie in Oberberg Stellen, wo die Erze auf kurzer Strecke kleinen Sprüngen folgen, die augenscheinlich auch alpin sind. Offenbar waren die Sprünge schon fertig, als die Erzlösungen dort zirkulierten, denn sie sind genau so stark vererzt wie das hier auf kleiner Strecke verspringende Fahlband, währenddem die obengenannten großen Verwerfungen erzfrei sind.

Diese Einblicke gewinnt man nur erst an wenigen Stellen, denn leider sind die Pflerscher Lagerstätten für einen übersichtlichen Einblick in ihre Detailtektonik noch nicht genügend aufgeschlossen und, meines Wissens nach, sind auch noch keine genauen Grubenkarten vorhanden. Man wäre aber nach obenstehendem geneigt anzunehmen, daß die Lagerstätten zwar voreozän gebildet sind, aber doch noch mit der ersten gebirgsbildenden Phase zusammenhängen. Das ist in den Ostalpen die kretazische „juvavische Phase“, und gerade auch diese Phase wurde in den Ostalpen von kräftigen vulkanischen Äußerungen, den Ophiolithen, begleitet, die wahrscheinlich eine sehr bedeutende Rolle in der Vererzung der Ostalpen gespielt haben.

Ich möchte deshalb die Vermutung aussprechen, daß die Pflerscher Lagerstätten während der juvavischen Phase oder kurz nachher gebildet

1) Auch aus der Verteilung der früher genannten, wenn auch nicht sehr ausgesprochenen, Temperaturzonen in Verbindung mit dem hentigen Streichen und Fallen des Fahlbandes läßt sich schließen, daß letzteres schon gebildet war, bevor der Deckenbau fertig wurde.

2) In bestem Einklang hiemit steht die Beobachtung, daß die Erze an vielen Stellen stark gebrochen, durchhewegt und mit dem Nebengestein verknütet scheinen.

sind und von den späteren gebirgsbildenden Bewegungen von der Intrusion, aus der sie stammen, entfernt und nach N transportiert sind. Sie sind also in Beziehung zu ihrem Ursprung wurzellos geworden.

Diese Behauptung findet nun auf ganz anderem Wege eine Unterstützung und gewissermaßen eine Bestätigung. Tornquist's (14, 15) Untersuchungen in vielen Bleiglanz- und Zinkblendelagerstätten der östlichen Ostalpen haben zu dem Ergebnis geführt, daß man zwei scharf getrennte metallogenetische Phasen in den Ostalpen unterscheiden kann: eine oberkretazische (juvavische) und eine jungtertiäre. Jede Periode ist durch eine eigene, charakteristische Mineralisation gekennzeichnet und Tornquist gibt folgendes Schema an:

Gruppe I.	Gruppe II.
Oberkretazische Vererzung.	Jungtertiäre Vererzung.
Aus hochtemperierten Mineralisatoren.	Aus niedertemperierten Mineralisatoren.
I. Phase: Breuneritbildung,	I. Kalzitbildung, untergeordnet Breunerit,
II. Phase: Blendebildung,	II. Bleiglanzbildung, wenig Baryt,
III. Phase: Bleiglanz-Quarzbildung,	III. a) Blende-Flußspatbildung,
IV. Phase: Barytbildung.	b) Blende-Barytbildung,
	IV. Anhydritbildung,
	V. Kalzitbildung.

Außerdem hebt Tornquist noch folgende Gegensätze und Eigentümlichkeiten hervor:

Gruppe I. Die Zinkblende kommt nur in einer Modifikation vor. Schalenblende fehlt immer. Der Bleiglanz ist meist silberhaltig. Zuweilen findet man Antimonit. Flußspat ist sehr selten. Die Anwesenheit von Pyrit in dieser Gruppe wurde von Tornquist schon erwähnt, aber die Stellung des Pyrits in der Mineralisationsfolge weiter nicht berücksichtigt.

Gruppe II. Schalenblende ist sehr allgemein. Der Bleiglanz ist nie silberhaltig. Antimonit kommt nie vor.

Vergleichen wir jetzt die Pflerscher Lagerstätten mit diesem Schema, und lassen wir Magnetit und Pyrit außer Betracht, weil sie nur in solchen untergeordneten Mengen vorkommen, daß ihr Verhältnis zum Breunerit nicht ganz einwandfrei bestimmt werden könnte;<sup>1)</sup> außerdem werden diese zwei Mineralien von Tornquist, der die beiden schon vermeldet, auch nicht in seinem Schema aufgenommen. Dann haben wir in Pflersch die Mineralisationsfolge:

Breunerit, Pyrrhotin, Blende, Bleiglanz und Silbermineralien, Quarz und zuletzt Baryt.

Die Zinkblende kommt nur in einer Modifikation vor, und Schalenblende fehlt vollkommen. Der Bleiglanz ist silberhaltig (0.1% Silber im Bleiglanz). Im Tribulaunkalk hat man Antimonit (16) gefunden, Flußspat fehlt.

1) Jedenfalls ist der Pyrit, wie der Breunerit, älter als Pyrrhotin.

Die Ähnlichkeit mit dem ersten Schema ist also außerordentlich groß, und es ist treffend, daß die Beobachtungen, die Tornquist in dem 150—200 km entfernten Gebiet der Muralpen, dem östlichen Äquivalent der Ötzmasse, gemacht hat, sich hier wiederholen lassen. Man wäre dazu geneigt, auf die Möglichkeit zu deuten, daß die in den Muralpen aufgestellten Gesetze betreffs der ostalpinen Metallogenese allgemeine Gültigkeit haben für das gesamte oberostalpine Gebiet. In diesem Falle dürfte man aus der Ähnlichkeit der Paragenesen sowie auch aus tektonischem Grunde schließen, daß die Pflerscher Lagerstätten zur Zeit der juvavischen Phase oder kurz nachher aus hochtemperierten Lösungen durch Schichtungsmetasomatose entstanden, und von den später einsetzenden gebirgsbildenden Bewegungen der orogenetischen Hauptphasen nach N verschleppt und wurzellos geworden sind.

#### Literaturverzeichnis.

1. J. Blaas. Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. Innsbruck 1902.
2. P. Vinassa de Regni. Le miniere e i minerali utili del Trentino e dell'Alto Adige. Atti Soc. Ital. del progresso delle scienze, 10 a riunione, Pisa 1919, Roma 1920.
3. P. Termier. Les Alpes entre le Brenner et la Valtelline. Bull. Soc. Géol. France 1905.
4. Bruno Sander. Tektonik des Schneeberger Gesteinszuges zwischen Sterzing und Meran. Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt, Wien 1919—1920.
5. Bruno Sander. Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt, Wien 1920.
6. O. Meier. Studien zur Tektonik des Tauernfensterrahmens am Brenner. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft, XVIII, 1925.
7. Rudolf Staub. Bau der Alpen. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge, Lieferung 52, mit einer tektonischen Karte und drei Profilafeln.
8. A. von Elterlein. Beiträge zur Kenntnis der Erzlagerstätten des Schneebergs bei Mayrn in Südtirol. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1891. Bd. 41, Heft 2.
9. R. Canaval. Natur und Entstehung der Erzlagerstätten am Schneeberg in Tirol. Zeitschrift für praktische Geologie, 1908, S. 479.
10. Stirnemann. Über die Bildungsverhältnisse der Eisenlagerstätten usw. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Beilage Bd. LXIII, Abt. A, 1925.
11. P. Niggli. Versuch einer natürlichen Klassifikation der im weiteren Sinne magmatischen Lagerstätten. Abhandlungen zur praktischen Geologie usw., I, 1925.
12. W. Lindgren. A suggestion for the terminology etc. Econ. Geol. 17, 292, 1922.
13. F. Kerner. Die geologischen Verhältnisse der Blei- und Zinkerzlagerstätten bei Obernberg am Brenner. Verhandlungen der Geologischen Staatsanstalt, Wien 1919.
14. A. Tornquist. Die geologischen Probleme der Blei-Zink-Vererzung der Ostalpen. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1928.
15. A. Tornquist. Die Blei-Zinkerzlagerstätte von Bleiberg-Kreuth in Kärnten. Alpine Tektonik, Vererzung und Vulkanismus. J. Springer, Wien 1927.
16. R. Canaval. Das Erzvorkommen von Obernberg bei Gries am Brenner in Tirol. Zeitschrift für praktische Geologie, Juli 1913, S. 293.
17. A. Tornquist. Die Vererzungsperioden in den Ostalpen „Metall und Erz“. Heft 10, 1929.

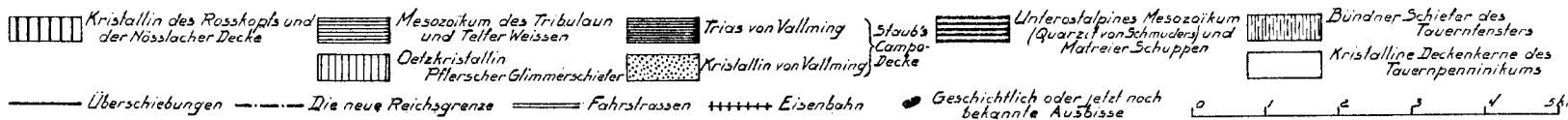
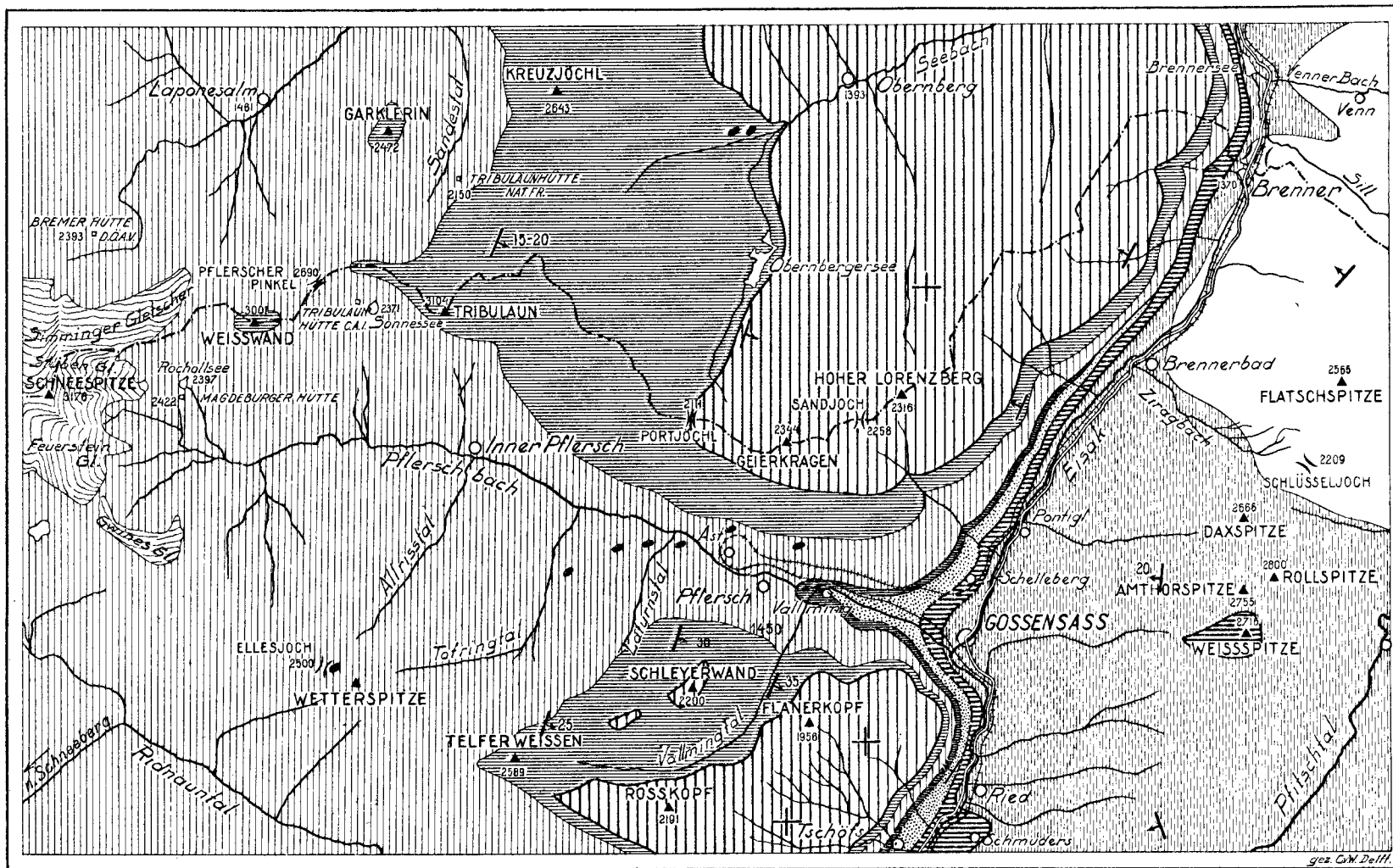
Letzigenaunte Arbeit konnte im Texte nicht mehr berücksichtigt werden.

## Tafelerklärung.

Polierte Schliche der Pflerscher Erze unter auffallendem, reflektiertem Licht gesehen.

- Fig. 1.** Verwachsung von Sphalerit mit dem jüngeren Galenit.  
 Weiß: Galenit. Hellgrau: Das unbekannte Mineral aus der Gruppe der Fahl-  
 erze. Grau: Sphalerit. Schwarz: Ganggestein. Die schwarzen Dreiecke sind  
 jedoch Spaltfiguren (pyramidenförmige Grübchen), die beim Polieren im Galenit  
 entstanden sind.
- Fig. 2.** Verwachsung von Sphalerit, Galenit, dem unbekanntem Mineral und Gang-  
 gestein. Das unbekannte Mineral ist wahrscheinlich um ein geringes jünger  
 als der Galenit. Letzterer wurde später gebildet als der Sphalerit und drängt  
 an kleinen Spaltchen entlang ins Ganggestein hinein, dabei die Glimmer  
 zuerst angreifend.  
 Weiß: Galenit. Hellgrau: Das unbekannte Mineral. Grau: Sphalerit. Schwarz:  
 Ganggestein.
- Fig. 3.** Galenit (weiß), das unbekannte Mineral (hellgrau) und Sphalerit (grau). Die  
 Figur zeigt uns, daß das unbekannte Mineral auch eine jüngere Bildung ist  
 als der Sphalerit.
- Fig. 4.** Verwachsung von Galenit, dem unbekanntem Mineral und Sphalerit.  
 Weiß: Galenit. Hellgrau: Das unbekannte Mineral. Grau: Sphalerit. Schwarz:  
 Außenrand des Schliffes.
- Fig. 5.** Verwachsung von Pyrrhotin, Sphalerit (etwas jünger) und Galenit mit Gang-  
 gestein.  
 Weiß: Galenit. Hellgrau: Pyrrhotin. Grau: Sphalerit. Schwarz: Ganggestein,
- Fig. 6.** Verwachsung von Pyrrhotin, Sphalerit und Galenit. Das Bild zeigt uns deutlich,  
 wie der zuerst gebildete Pyrrhotin vom Sphalerit teilweise verdrängt wurde,  
 und wie nachher der Galenit eingedrungen ist.  
 Weiß: Galenit. Hellgrau: Pyrrhotin. Grau: Sphalerit.
- Fig. 7.** Verdrängung des Ganggesteins durch Galenit. Der Glimmer wird zuerst an-  
 gegriffen, u. zw. parallel an den Spaltflächen.  
 Schwarz: Quarz. Grau: Muskovit. Weiß: Galenit.

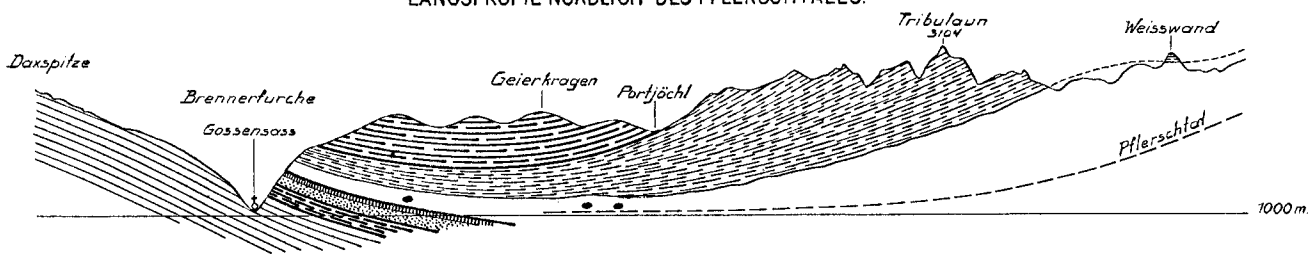
TEKTONISCHE SKIZZE DES OBEREN EISAKTALES UND DES PFLERSCHTALES.



O.S.O.

LÄNGSPROFIL NÖRDLICH DES PFLERSCHTALES.

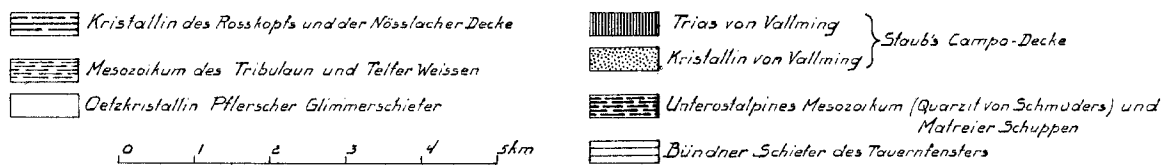
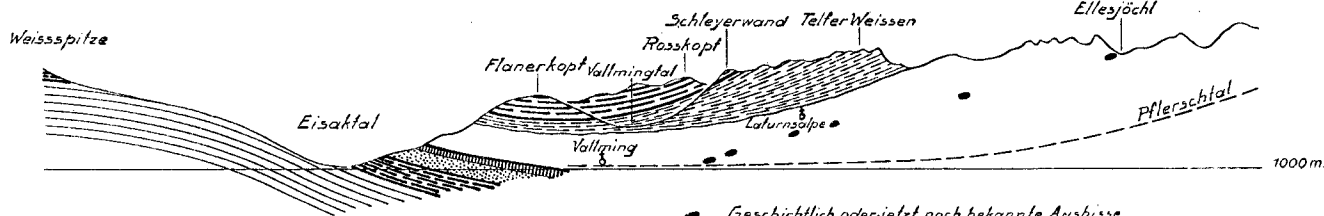
W.N.W.



O

LÄNGSPROFIL SÜDLICH DES PFLERSCHTALES.

W



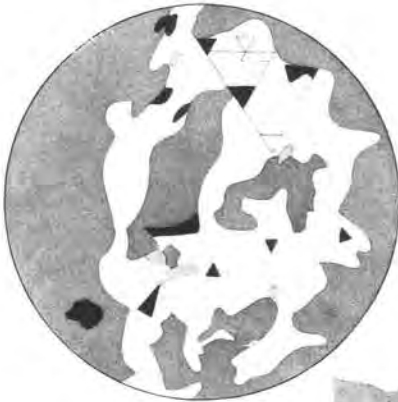


Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3

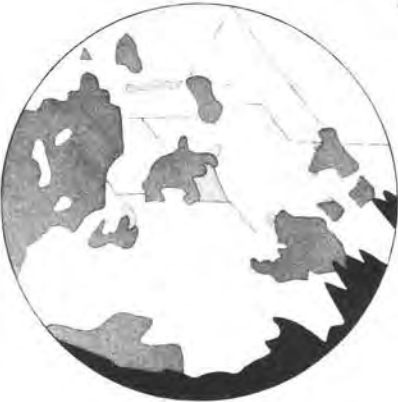


Fig. 4

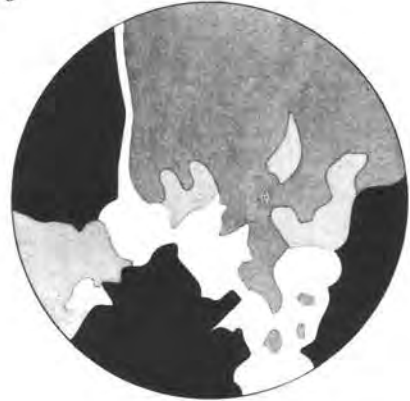


Fig. 5



Fig. 6



Fig. 7





# Über tektonische Probleme in den Savefalten.

Von **A. Winkler**

(mit Beiträgen von **A. Moos**.)

(Mit 1 Tafel und 4 Textfiguren.)

Die vorliegende Studie ist das Ergebnis von Begehungen an der „Donatlinie“ im Bereiche der nördlichen Savefalten, die z. T. gemeinsam mit Herrn Dr. A. Moos durchgeführt wurden, welcher auch zu dieser Arbeit wertvolle Ergänzungen geliefert hat.

Die im dritten Abschnitt dieser Mitteilung entwickelte und näher begründete Auffassung über die tektonische Bedeutung der „Donati-Lavanttaler Störung“ erscheint durch die Ergebnisse, zu welchen A. Winkler über den Bau der östlichen Südalpen<sup>1)</sup> und über die tertiäre Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Zentralalpen<sup>2)</sup> gelangt ist, sehr wesentlich mitbedingt. Doch wurde über diese Frage mit A. Moos Meinungs-austausch gepflogen, so daß auch Anregungen des Herrn Moos darin miteingeflochten erscheinen. Leider war Herr Dr. Moos nicht, wie beabsichtigt, in der Lage einen Beitrag über das noch südlicher gelegene Wachergebirge anzufügen.

## I. Beobachtungen an der „Donati-Linie“.

(Auf Grund der Begehungen von A. Winkler und A. Moos.<sup>3)</sup>)

### A. Allgemeines.

Seit den Zeiten der ersten geologischen Erforschung sind die Erscheinungen kräftiger, jugendlicher (nachmiozäner) Faltung in den Savefalten und speziell an deren Nordsaum bekannt. Insbesondere wurden schon von Zollikofer,<sup>4)</sup> D. Stur<sup>5)</sup> und C. F. Peters<sup>6)</sup> die steile Aufrichtung der Leithakalke am Donatiberg bei Rohitsch-Sauerbrunn

<sup>1)</sup> „Bau der östlichen Südalpen“, Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft, Wien 1924, S. 1—320.

<sup>2)</sup> Vgl. speziell Geologische Rundschau, 1926, Heft 1, 3 und 4 und Denkschriften der Akademie der Wissenschaften, Wien 1927, Bd. 101 (mathem.-naturw. Klasse).

<sup>3)</sup> In dieser Mitteilung wird an die schon 1913 begonnenen Studien (siehe Winkler, Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1913, Nr. 13) angeknüpft.

<sup>4)</sup> „Die geologischen Verhältnisse des Drahtales in Untersteiermark.“ Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1859, 10. Bd., S. 216.

<sup>5)</sup> „Geologie der Steiermark“, Graz 1871, S. 639—643.

<sup>6)</sup> Rohitsch-Sauerbrunn in „Mineralquellen und Kurorte“, in „Graz, Geschichte und Topographie der Stadt und ihrer Umgebung“, Graz 1875.

beschrieben. R. Hörnes<sup>1)</sup> hat das Verdienst, die Lagerungsverhältnisse im Bereiche des Donati und südlich des Wotschgebirges unter dem Gesichtspunkt einer größeren, einheitlichen Störung erfaßt zu haben. Er vereinigt die Erscheinungen der steilen Aufrichtung des Miozäns am Donatiberg und die südlich des Plešivec bei Rohitsch-Sauerbrunn auftretenden, von ihm aufgefundenen Klippen von Karbon-Trias-Gesteinen zur „Donatibruchlinie“.

F. Teller, der ausgezeichnete Aufnahmsgeologe der östlichen Südalpen, hat die Verlängerung der Donatistörung in westlicher Richtung in der Längsdislokation an der Südseite des triadischen Wotschgebirges festgestellt und ihre weitere Fortsetzung in einem 8 km langen, schmalen, überschobenen Triasaufbrucht bis an die Südseite der Gonobitzer Gora angenommen. Sie findet nach Teller noch in der Triasscholle am Rovebach ihre westlichste Fortsetzung.<sup>2)</sup>

Nach O hin konnte J. Dreger an der Donatiline noch einige Klippen von Karbon und Werfener Schiefer bei Schiltern feststellen.<sup>3)</sup>

F. Heritsch hat in einer interessanten Studie über das Wotschgebirge<sup>4)</sup> den Donatibruach als „Überschiebung“ aufgefaßt und eine nordgerichtete Bewegung an dieser angenommen. Wichtig ist seine Feststellung, daß die Donatistörung nachmiozänen Alters ist, die Schup-pungen zwischen Karbon und Trias im Wotschgebirge, die er feststellen konnte, aber hauptsächlich voroligozänen Alters sind.

G. Gorjanovic-Kramberger<sup>5)</sup> hat gelegentlich der geologischen Aufnahme des kroatischen Anteils am Spezialkartenblatte Pettau—Vinica noch weiter östlich eine Reihe von Klippen festgestellt, die nach Heritsch an die Donatiline angereiht werden könnten.

Sodann hat A. Spitz<sup>6)</sup> in einer nach seinem Tode erschienenen Mitteilung die tektonischen Erscheinungen an der „Längsstörung“ der Donatiline mit jener großen Querstörung in den östlichen Zentralalpen verbunden, welche als Lavantaler Bruch aus Ostkärnten, der Südwestabdachung des Bachers folgend, bis an die Savefalten heran in ihren Teilstücken bereits erkannt worden war. Spitz nimmt an, daß die Bewegungen an dieser Dislokation, welche die Lavantaler Störung mit der Donatiline verknüpft, als Blattverschiebungen aufzufassen sind, wobei der nordöstliche Flügel um etwa 10 km — soweit der Bereich der

<sup>1)</sup> „Die Anlage des Füllschachtes in Rohitsch-Sauerbrunn.“ Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, Jahrgang 1890, Graz 1891, S. 292. — „Die Donatibruchlinie“, Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1890, Nr. 3, S. 67.

<sup>2)</sup> Erläuterungen zur geologischen Karte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie. Herausgegeben von der Geologischen Reichsanstalt, Blatt Pragerhof—Windisch Feistritz, Wien 1898, S. 57.

<sup>3)</sup> Geologisches Spezialkartenblatt Pettau—Vinica mit Erläuterungen, Wien 1900, und Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1893, S. 93.

<sup>4)</sup> Beiträge zur geologischen Kenntnis der Steiermark. V. Die Tektonik der Wotschgruppe bei Pölschach in Untersteiermark, Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, Graz 1913, S. 92.

<sup>5)</sup> Geologische Spezialkarte von Kroatien, Blatt Vinica (mit Erläuterungen), Agram 1912.

<sup>6)</sup> Nachgosauische Störungen am Ostende der Nordkarawanken (vorläufige Mitteilung), Verhandlungen der Geologischen Staatsanstalt, Wien 1919, Nr. 9.

Savefalten in Betracht kommt — gegen O vorgerückt sei. So sei der Karbon-Trias-Stock des Wotschgebirges mitsamt seiner tertiären Flankierung um den entsprechenden Betrag gegenüber jenem der Gonobitzer Gora, die ursprünglich seine streichende Fortsetzung gebildet hätte, seitlich (ostwärts) verschoben worden. Die schmale Triaslamelle inmitten des Tertiärs südlich der Gonobitzer Gora (Schubmasse Siemene — Krahberg) finde, durch Seitenbewegung entsprechend gegen OSO abgerückt, in der Klippenreihe südöstlich des Wotsch ihre Fortsetzung. So erhält Spitz das Bild einer großen Blattverschiebung, die aus einer Querverschiebung (Zentralalpen) allmählich in eine Längsverschiebung in den nördlichen Savefalten übergeht.

A. Spitz hatte seine Anschauung, wie er selbst hervorhebt, nur auf die geologische Literatur und insbesondere auf F. Tellers genaue geologische Kartendarstellung fundiert und die Sicherstellung seiner Ergebnisse von einer Nachprüfung an Ort und Stelle abhängig gemacht, die ihm nicht mehr vergönnt war.

Schließlich hat A. Kieslinger<sup>1)</sup> gelegentlich der Beschreibung der Lavantaler Störungszone auch die Donatiline, als einen Teil der großen, aus den Zentralalpen in die Südalpen einlenkenden Dislokation besprochen und ihre Entstehung in von Spitz etwas abweichender Weise gedeutet. Im Sinne der Auffassung von Heritsch nimmt er an der Donatiline eine nordgerichtete Schubbewegung an, wobei Kieslinger voraussetzt, daß das Stück westlich der Störung weiter nach N bewegt worden sei als das östliche. Auf die Deutung A. Kieslingers wird noch im III. Abschnitt dieser Mitteilung zurückgekommen werden.

## B. Detailbeobachtungen an der Donatiline zwischen Heiligengeist (Loče) und dem Glashüttental, östlich von Ober-Kostreinitz.<sup>2)</sup>

(Siehe Tafel XXVI.)

Der Triasstock des 980 m hohen Wotsch wird südlich von Pölttschach (Poljčane) durch die tiefe Schlucht des Völlatales quer durchbrochen. Am Südausgang der Schlucht zieht, den Südrand der Wotschtrias bildend, die „Donatistörung“ durch. Von hier hat schon F. Teller den Verlauf der Dislokation beschrieben,<sup>3)</sup> Heritsch sodann den Zusammenhang nach O mit der Klippenreihe am Südabfall des Plešivec (Donatiline) verfolgt.

Unmittelbar westlich vor Beginn des Völladurchbruches sind auf der linken Talseite, wie schon Zollikofer<sup>4)</sup> und Stur<sup>5)</sup> bekannt war, zwischen den marinen Mergeln des Miozäns und den steil aufgerichteten, hier mit 70° gegen NNO einfallenden Sotzkaschichten fossilführende

<sup>1)</sup> Die Lavantaler Störungszone, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1928, Heft 3/4. Ferner nach Abschluß dieses Manuskripts erschienen: „Karawankenstudien I“, Zentralblatt für Geologie, Mineralogie und Paläontologie, Abt. B, 1929.

<sup>2)</sup> Zum Verständnis des folgenden wolle das österreichische geologische Spezialkartenblatt Pragerhof—Wind. Feistritz, erschienen im Kartenwerk der Geologischen Reichsanstalt Wien, Südwestgruppe Nr. 85, herangezogen werden.

<sup>3)</sup> Erläuterungen Blatt Pragerhof—Windisch Feistritz S. 57.

<sup>4)</sup> Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1859, S. 213.

<sup>5)</sup> Geologie der Steiermark, Graz 1875.

marine Tuffe aufgeschlossen. Dieselben sind nur durch ein ganz schmales Band von Sotzkaschichten von der „Donatistörung“ getrennt. Es erschien wichtig, aus den in diesen Tuffen auftretenden, sehr ausgeprägten Harnischen ein Bild über die Bewegungsrichtung an der Donatiline zu gewinnen.

Ein erstes und älteres System von Klüften, besetzt mit Harnischen, äußert sich in einer parallelen Plattung des Gesteins, ähnlich einer Druckschieferung, deren einzelne Lagen NS streichen und steil (mit 50—60°) nach W einfallen. Die Harnischstriemen verlaufen teils horizontal, teils zeigen sie eine mehr oder minder starke Neigung an. Ein zweites Harnischsystem schneidet glatt durch, erweist sich demnach als das jüngere und ist mit Kalkspatäderung versehen. Die Streichrichtung dieser Gleitflächen schwankt zwischen O—W und NW—SO bei nördlichem (nordöstlichem) Einfallen. Es verläuft also im großem und ganzen der Donatiline parallel. Die Striemen sind vorherrschend horizontal angeordnet.

Danach scheint die letzte und maßgeblichere Bewegung an der Donatiline eine Gleitung der Schichten in deren Streichrichtung gewesen zu sein. Die Stärke der Bewegung prägt sich in der weitgehenden Zerklüftung und in dem reichlichen Auftreten von Harnischen in den Sotzkamergeln aus.

Östlich des Völlatales ist etwas oberhalb des Sattels zwischen ersterem und Ober-Gabernik der Kontakt zwischen Trias- und Sotzkaschichten, also die Donatistörung selbst, erschlossen (siehe Fig. 1). Der Triasdolomit ist kolossal zertrümmert und vergriest und die an den Dolomit anschließenden Sotzkaschichten in ihrer Mächtigkeit äußerst reduziert<sup>1)</sup> und senkrecht aufgerichtet. Zum Teil fallen sie auch lokal sehr steil gegen N ein. Der Kontakt ist ein seigerer. Die Sotzkaschichten zeigen im Aufschluß drei hart nebeneinander gelegene Streifen von Quetschschiefen, die typische Lettenschmiere enthalten. An zwei von diesen Quetschzonen konnten ausgesprochene, deutliche Horizontalstriemungen festgestellt werden. Die stärkste der drei Lettenschmierzonen besitzt eine Mächtigkeit von zirka 1 m und deutet so die Größe der Bewegung entlang der Donatistörung an. Im anschließenden Triasdolomit war ebenfalls eine auffällige Harnischwand mit horizontalen (O—W verlaufenden) Striemungen zu sehen, während nebenan ein nordsüdlich orientierter Harnisch beobachtet wurde. Diese Feststellungen an der Donatistörung selbst bestätigen das im früher erwähnten Aufschluß beschriebene Bild einer Seitenbewegung.

Beobachtungen, die an der Störungsfläche weiter gegen O hin angestellt wurden, ergaben analoge Bilder. So zeigt sich an der Triaswand auf der Höhe westlich der bei Gabernik mündenden Schlucht ein prächtiger, steiler, OSO streichender Harnisch, der Donatistörung entsprechend. Die Harnischstriemen sind flach (etwa mit 14°) nach W geneigt. Also auch hier eine vorherrschende Seitenverschiebung! Dieselbe Beobachtung machten wir an der Triaswand knapp oberhalb jener

1) Schon Teller und Heritsch haben die Reduktion der Schichtenmächtigkeiten an der Donatistörung gerade von diesem Raume erwähnt.

Stelle, wo der steile Graben den Triasrand überquert. Auch dort sind abermals flache, O—W verlaufende Harnischstriemen am Triaskalk zu sehen.

Quetschschiefer, welche die Störungszone markieren, wurden weiterhin am Triasvorsprung südlich des Drevenik (Kote 783) beobachtet.

Die Störung verläßt nun den Triassüdrand des Wotsch, der sich von hier an gegen ONO wendet, und streicht immer in derselben ost-südöstlichen Richtung (zirka  $024^{\circ}$  S) in die tertiäre Ummantelung des Massivs hinaus. Bei dem Bildstock auf dem Höhenrücken östlich von St. Leonhard fallen die marinen Mergel an der Störung sehr steil nördlich, also überkippt, unter die Sotzkaschichten ein. Am Kontakt befindet sich eine Ruschelzone.

Beim weiteren Verfolgen der Störungslinie gegen SO stoßen wir auf die westlichste der Donatikluppen im Glashüttengraben, die bereits von

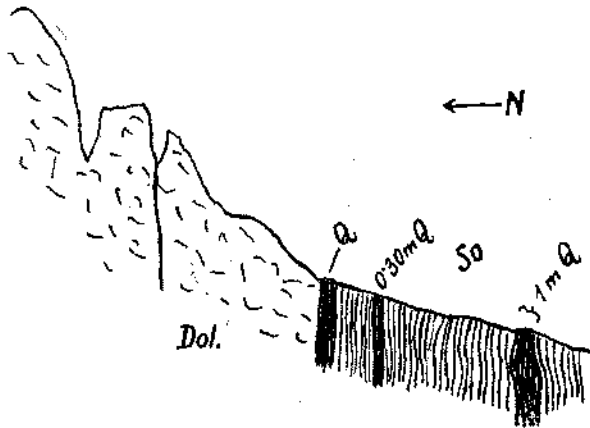


Fig. 1. Dol = Triasdolomit, So = Sotzkaschichten, Q = Quetschzonen.

Hörnes<sup>1)</sup> und Heritsch<sup>2)</sup> untersucht wurde, sich aber auf Blatt Pragerhof—Windisch Feistritz der geologischen Spezialkarte nicht eingetragen befindet. Hier erscheint die Feststellung des Bewegungsmechanismus besonders wichtig. Das Streichen der Klippengesteine wurde im Bachbett mit  $N 10^{\circ} O$  gemessen.

Das Einfallen ist steil nach W (WNW) gerichtet. Die Streichrichtung der Klippengesteine steht, wie schon Heritsch erwähnt hat,<sup>3)</sup> fast senkrecht auf jener der angrenzenden Tertiärschichten und der Donatistörung selber. Die Klippe weist, wie auch Heritsch ähnlich angegeben hat, Karbonkonglomerate, vollkommen verschieferte und in Lettenschiefer umgewandelte schwarzgraue Tonschiefergesteine, rote Schiefer vom Aussehen der Werfener, blaugraue Netzkalke, vermutlich Muschelkalk, und

<sup>1)</sup> Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, 1890, S. 295.

<sup>2)</sup> Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, 1913, S. 91—92.

<sup>3)</sup> Loc. cit., S. 91.

graue Triaskalke auf. Das Auftreten einzelner Gesteinsfragmente verschiedener Schichthorizonte, die weitgehende Verquetschung der Schiefergesteine und die zahlreichen Harnische lassen die starke, mechanische Umformung der Klippe erkennen.

Es wurden fünf Harnische beobachtet: zwei im blaugrauen Kalk mit horizontaler, bzw. mit sehr flach geneigter Striemung, einer an der Grenze von blaugrauem Kalk und rotem Schiefer mit horizontaler Striemung, einer zwischen Kalk und dunklem Quetschschiefer mit horizontaler Striemung und schließlich ein seigerer Harnisch an der südöstlichen Klippengrenze im Karbonkonglomerat mit fast horizontaler Striemung. Diese Harnische, welche den beobachteten entsprechen, zeigen somit daß die Klippen offenbar im wesentlichen unter dem Einfluß von Seitenbewegungen ihre gegenwärtige Position und ihr Lagerungsbild erfahren haben. Die Klippe setzt sich am östlichen Gehänge des Glashüttengrabens noch etwa 100 m hoch und auf eine Horizontaldistanz von etwa 200 m fort. Es sind aber nur in kleinen Felsriffen zutage tretende helle Triaskalkmassen, welche, ohne Begleitung der übrigen Gesteinstypen, die in der gewöhnlichen O-W-Streichrichtung der Donatistörung orientierte Klippe zusammenfügen. Das abweichende Streichen der Klippengesteine unten im Graben entspricht also nur einer lokalen, hier am Westende der ganzen Klippenreihe erfolgten Herausdrehung aus der allgemeinen Streichrichtung.

Bei der steilen, z. T. seigeren Aufrichtung der Schichtbänke, bei dem geradlinigen, über Berg und Tal erfolgenden Fortstreichen der Dislokation und bei dem Auftreten der oben erwähnten horizontalen Harnische konnten wir nicht den Eindruck einer normalen Überschiebung gewinnen, sondern jenen einer steilen Blattverschiebung, wobei eine paläo-mesozoische Scholle in Trümmer auseinander gerissen und verschleppt worden ist.

Diese Beobachtungen finden ihre Ergänzung in solchen an der „Donatlinie“ westlich des Völlatales bei St. Maria-Lubitschno. Die Donatistörung prägt sich südöstlich der Kirche St. Maria-Lubitschno (nahe dem von Teller auf der geologischen Karte hier eingetragenen Karbon) in gestörten, vollkommen verquetschten Sotzkamergeln aus. Unmittelbar westlich davon ist dieselbe Dislokation an der Grenze von Triasdolomit und Sotzkaschichten als starker, O 15° S streichender Bewegungskontakt handgreiflich erschlossen (Fig. 2). Die Mergelschiefer sind steil aufgerichtet, wobei an der Grenze gegen den Dolomit eine 2 m mächtige Lage von reinem schwärzlichem Lettenschiefer<sup>1)</sup> (Quetschschiefer) zu beobachten ist, an welche sich stärker gepreßte Sotzkamergel mit eingeschuppten, kleinen Dolomitlinsen anschließen. Am Dolomit selbst ist ein Harnisch, an den sich eine schmale Vererzungskruste anlegt, zu sehen (Fig. 2 a). Die Striemung des Harnisches konnte an einer benachbarten Stelle als deutlich flach verlaufend (schwach gegen W absteigend) festgestellt werden. Weitere Aufschlüsse zeigen das

<sup>1)</sup> Sogar einem in der Nähe wohnenden Bauern war dieser Quetschschiefer als etwas Besonderes aufgefallen. Er hielt ihn für einen Kohlenausbiß und hatte deshalb kleine Schürfe in ihm angelegt.

konstante Fortstreichungen der seiger aufgerichteten Quetschschiefer an der Grenze zwischen den steil südfallenden Sotzkamergeln und dem Dolomit (Fig. 2 b). Die Grenze steht auch hier senkrecht. Im Dolomit selbst konnten wir an einer Stelle eine eingeschuppte Partie von Quetschschiefen wahrnehmen (Fig. 2 c).

Die Beobachtungen wurden schließlich, jenseits des von der Südbahn benützten Tälchens, an dem westlichsten Ausläufer der Wotschmasse, südlich von Plankenstein, weitergeführt. Hier ist an der Südostseite der größeren Triasscholle — in den an diese südlich anschließenden Sotzkamergeln — ein Kohlenbau gelegen, über den auch bereits Granigg<sup>1)</sup> und Teller<sup>2)</sup> berichtet haben und in dem vor kurzem wieder geschürft wurde. Nach den an Ort und Stelle erhaltenen Angaben wurde ein Stollen zuerst 50 m senkrecht zum Streichen, also gegen den Dolomit, dann etwa 300 m im Streichen in den Sotzkaschichten vorgetrieben. Beim Mundloch des Stollens ist ein Einfallen der Sotzkaschichten mit 50° nach S festzustellen. Der Stollen scheint die Donatistörung erreicht zu haben.

Es folgt nun gegen W zu die letzte, spitz keilförmig endende Triasscholle des Wotsch. Diese Scholle wurde, wie schon im Gelände sichtbar, von dem Hauptmassiv des Wotsch durch den Horizontal-schub losgerissen und gegen W geschleppt. Entsprechend ist auch die mechanische Beanspruchung des Bruchstückes besonders stark. An der Südostgrenze der Trias gegen die Sotzkaschichten konnte ein steil N einfallender Harnisch mit horizontaler Striemung beobachtet werden. An derselben, gegen S blickenden Triaswand haben wir zwei weitere, fast horizontal verlaufende (flach westlich absteigende) Harnische gesehen. Dieselben bilden, wie der erstgenannte, Parallelharnische im Triasdolomit, knapp neben der hier durchziehenden Donatistörung. An der steilen, der Störung selbst entsprechenden Wand haben wir einen mit 25° nach W absteigenden Harnisch festgestellt. Nebst den zur Donatistörung parallel laufenden Harnischen stellen sich hier auch solche ein, welche schräg in den Dolomit eingreifen und an welchen horizontale Striemungen mit flach nach W geneigten wechseln. Gequetschte

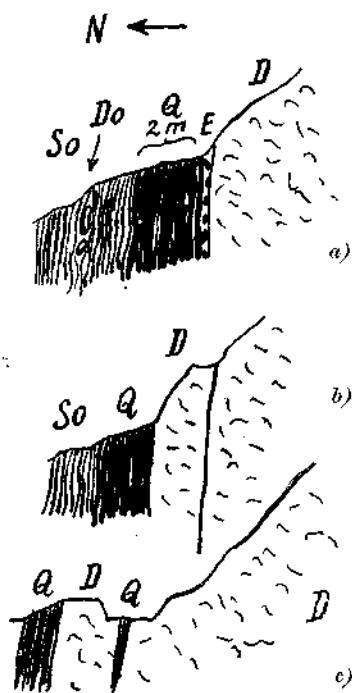


Fig. 2. Dol = Triasdolomit, So = Sotzkaschichten, Q = Quetschzonen, E = Erzkruete am Kontakt.

1) Mitteilungen über steiermärkische Kohlenvorkommen am Ostfuße der Alpen. Österreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen, 1910, S. 37.

2) Erläuterungen Blatt Pragerhof—Windisch Feistritz, S. 87.

Tone fanden wird örtlich in den Dolomit eingepreßt. Auch hier ist die Grenze zwischen den Trias- und den Sotzkamergeln eine mehr oder minder senkrechte.

Diese Beobachtungen zeigen zunächst, daß die Fortsetzung der steilen Donatistörung noch jenseits des Völlatales, am Südsaum des Wotsch, bis über Plankenstein hinaus verfolgt werden kann und hier dann in das Alluvialfeld des Seitzbaches bei Heiligengeist hineinstreicht. Dadurch ist also die Annahme von A. Spitz, welcher die Fortsetzung der Donatistörung in der zwischen Wotsch und Gonobitzer Gora anzunehmenden Dislokation vermutet hat, durch Beobachtungen bestätigt worden. Die ermittelten Harnischstriemungen sprechen für eine Bewegung im Streichen, also für eine vorherrschende Seitenbewegung an der Dislokation. Da die Gleitfläche überall eine mehr oder minder seigere Stellung aufweist, kann es sich in der Form, in welcher die Störung gegenwärtig vorliegt, nicht um eine Überschiebung, sondern um eine steile Blattverschiebung im Sinne der Vermutung von A. Spitz handeln. Vermutlich war dieselbe mit flacheren Verbiegungen der aneinander vorbeigleitenden Schollen verbunden.

Demnach ist es uns nicht wahrscheinlich, daß die Fortsetzung der Donatiline, soweit die jüngere, durch den Faltenbau durchsetzende Blattstörung darunter verstanden wird, in der sich südlicher abspaltenden, von Teller erwiesenen, schmalen Triasschubmasse Krahberg-Slemene, im S der Gonobitzer Gora, gesucht werden kann. Dennoch liegt es nahe, in anderer Beziehung einen gewissen Zusammenhang zwischen den Klippen der Donatiline und der vorgenannten Überschiebungszone vorauszusetzen und erstere als die nach OSO seitlich verschobene Fortsetzung der letzteren im Sinne der von Spitz geäußerten Auffassungen zu deuten, worauf im Abschnitt IV zurückgekommen werden wird.

Anhangsweise sei noch darauf verwiesen, daß auch Beobachtungen im Dolomitgebiete des Völladurchbruches und solche in den Steinbrüchen nördlich des Wotsch bei Pöltschach das Vorherrschende flach verlaufender Harnische ergeben haben, wie es unter der Voraussetzung eines jungen Aneinandergleitens von Wotsch und Gonobitzer Gora als Begleiterscheinung dieser Schubbewegung leicht verständlich ist. Am Süden des Marktes Pöltschach (Poljčane) sind schön geschichtete, mit  $68^\circ$  nach N einfallende Sotzkamergel und feinkörnige Sandsteine aufgeschlossen, welche auf den Schichtenflächen fast horizontal verlaufende (höchstens bis  $10^\circ$  gegen W absteigende) Harnischstriemen erkennen lassen. Es wurden fünf Harnische mit solch O—W verlaufender Striemung beobachtet, welche z. T. von dünnen, gequetschten Schieferpartien begleitet werden.

Die Triasdolomite des Völladurchbruches sind stark brecciös. Harnische, teils mit steiler Striemung, teils — u. zw. scheinbar überwiegend — solche mit flacher Striemung, setzen durch die Dolomitbreccien glatt durch. So ist in einem etwa in der Mitte gelegenen größeren Steinbruch eine ausgeprägte, WNW streichende Harnischklüft aufgeschlossen, die mit Striemungen versehen ist, welche flach gegen O (mit etwa  $15^\circ$ ) absteigen. Diese Erscheinungen fügen sich als Teilbewegungen der vorausgesetzten Seitenverschiebung des Wotsch gut ein.



Aus diesen Beobachtungen folgt, daß die Annahme von A. Spitz, die Donatiline entspräche einer steilen Blattverschiebung, durch den Nachweis der senkrechten Stellung der Störungfläche und des fast ausschließlichen Auftretens horizontaler Strömungen an derselben auf der untersuchten, fast 10 km langen Strecke eine glänzende Bestätigung erfahren hat. Es liegen also im Bereiche der nördlichen Savefaltung tatsächlich die Wirkungen einer weitreichenden „listrischen Blattverschiebung“ vor, die die Gesteinsschollen unter einem die Falten spitz — unter zirka  $24^\circ$  — schneidenden Winkel gegeneinander verschoben hat.

Auf einige regionale Gesichtspunkte zur Deutung der Donatistörung wird im II. und III. Abschnitt dieser Studie noch zurückgekommen werden.

### C. Die nordwestliche Fortsetzung der großen Blattverschiebung (Donatistörung) bei Stranitzen (Gonobitz NW).

Bei Plankenstein (Heiligengeist [Loče] O) verschwindet die Fortsetzung der großen Blattverschiebung (im Sinne von A. Spitz) unter dem Alluvium und Diluvium der Drann und dann unter den über das ältere Tertiär transgredierenden pliozänen Schotter- und Lehmbildungen. Erst westnordwestlich von Gonobitz (südöstlich von Stranitzen) besteht Aussicht, die Störung an der Grenze einer hier erscheinenden mesozoischen Kalkscholle gegen die „marinen Mergel“ des Miozäns wieder aufgeschlossen zu finden.

Die Beobachtungen, die ich hier angestellt habe, ergaben folgendes Resultat:

Am Süd(Südwest)rande dieser Kalkscholle, bei Kote 505, ist die Störung dadurch gut erkennbar, daß hart neben dem Triaskalk und an ihm tief hinabreichend, braune Glimmersande sichtbar sind. Die Kontaktfläche selbst fand ich zwar nicht aufgeschlossen, jedoch zeigte sich im Kalk, knapp an der Grenze, ein seigerer Harnisch von nordwestlichem Streichen, welcher sehr flach ( $5-8^\circ$  nach W) absteigende Striemen aufwies. Demnach erscheint auch hier die Seitenbewegung an der Störung angezeigt. In der Schlucht östlich Kote 505 zeigte der Kontakt zwischen der Trias und dem südlich folgenden Miozän das Bild einer steil südgerichteten Aufschuppung der Kalke über die Sande. Der Triaskalk erscheint nahe der Berührungsstelle stark zerdrückt und mit Harnischen von horizontaler Strömung versehen.

Diese Beobachtungen lassen erkennen, daß auch im Gebiete nordwestlich von Gonobitz der Charakter der verlängerten Donatistörung offenbar als steiler Blattverschiebung anhält.

## II. Die Triasklippenzone Krahberg—Slemene, die primäre Anlage der Donatistörung und die Beziehungen beider.

Die von Teller beschriebene und in seiner Karte dargestellte Triaszone Krahberg—Slemene südlich der Gonobitzer Gora bildet ein sehr merkwürdiges tektonisches Bauelement der Savefalten. Sie begleitet — eine kurze Unterbrechung miteingerechnet — auf 8 km Distanz den Südsaum

der Trias-Karbon-Masse der Gonobitzer Gora, von dieser durch einen 1 bis 3 km breiten Streifen von Sotzkaschichten getrennt. Dabei besitzt sie nur eine durchschnittliche Breite von wenigen hundert Metern. Heritsch (Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark, 1913) hatte mit Teller in dieser Zone die westliche Fortsetzung der Donatistörung vorausgesetzt. Im Anschluß an die Darstellung von Teller<sup>1)</sup> hatte er eine nordgerichtete Überschiebung der Triaszone (und deren miozäner Bedeckung) über die Sotzkaschichten angenommen.

Begehungen im Jahre 1929 ergaben ein abweichendes Bild. Zunächst wurde die kleine Triasscholle südwestlich von Heiligengeist (Loče), am Gehänge des Klokotschouniggrabens, untersucht. Teller läßt diese Scholle auf seiner Karte gegen O hin schon vor Erreichen des Seitengrabens nördlich Kote 444 enden. Jedoch streicht sie tatsächlich noch in diesen herab. Fig. 3 stellt die an dieser Stelle sichtbaren, geologischen Verhältnisse dar. Man ersieht daraus, daß die Dolomitscholle etwa 20 bis 25 m mächtig ist, steil nach N (NNO) einfällt und im Hangenden von stark gepreßten Sotzkamergeln überlagert wird. Gleichsinnig, etwa 70° nordwärts einfallende Sotzkamergel sind auch nördlich dieser Stelle auf weitere Erstreckung im Bachbette gegen Heiligengeist zu aufgeschlossen. Die Dolomite erscheinen im Liegenden steil nach S aufgeschoben, wobei die Kontaktfläche mit 70° nach NNO einfällt. Darunter erscheinen stark zerquetschte Schiefer, unter denen die marinen Tuffe des Miozäns lagern. Dieser Aufschluß zeigt, daß hier eine südgerichtete, steile Überschiebung des Dolomits und seiner Sotzkaauflagerung auf das südlich vorliegende Miozän erfolgt ist.

Im ganzen oberen Klokotschouniggraben hält das steil nördliche Einfallen der Sotzkamergel und somit deren tektonische Auflagerung auf das Miozän an, wenn auch hier auf eine Strecke hin das basale Triasband aussetzt. Bei Kote 479 (Suchadol SSW) setzt der Dolomit wieder ein. Hier beobachtete ich das auf Fig. 4 abgebildete Profil. Auch hier fallen die Tuffe und die sie begleitenden miozänen Mergel steil nach NNO unter den Dolomit — an der Grenze stark gequetscht — ein, welcher seinerseits an einer nahezu seigeren Teilbewegungsfläche sich gegen die Sotzkamergel abgrenzt. Letztere enthalten einen kleinen eingeschuppten Dolomitblock. An einem Grenzharnisch beobachtete ich horizontale Striemung. Also auch an dieser Stelle zeigt sich im großen und ganzen das Bild einer steil S gerichteten Aufschuppung!

An den weiter westlich gelegenen Teilen dieser Triaszone sah ich leider den Kontakt nicht günstig aufgeschlossen. Doch ergibt sich aus dem Gesamtbild, wie es auch in Tellers Kartendarstellung trefflich zum Ausdruck kommt, daß hier die Dolomite sehr steil nordwärts unter die Sotzkaschichten hinabtauchen.

Am westlichen Ende der zusammenhängenden Triaszone findet sich — südlich der Ruine Seitz — eine Scholle, an der Teller auch Werfener Schiefer<sup>2)</sup> festgestellt hat. Die Kontaktstelle mit den Sotzka-

<sup>1)</sup> Erläuterungen zur geologischen Karte usw. Blatt Pragerhof—Windisch Feistritz, S. 54.

<sup>2)</sup> Die Lagerung der Werfener Schichten über dem „Muschelkalk“ mag schon auf vormiozäne Schuppung zurückgehen.

schichten, bzw. mit dem Miozän, ist leider nicht aufgeschlossen; die Trias (Muschelkalk) selbst ist jedoch in einem Steinbruch gut entblößt. Hier zeigen sich steil nordfallende Kalkbänke, die ganz von Quetschschiefer durchsetzt erscheinen. Auch die vorherrschende Neigung der letzteren ist eine steil nördliche. An der Südgrenze der Kalkscholle

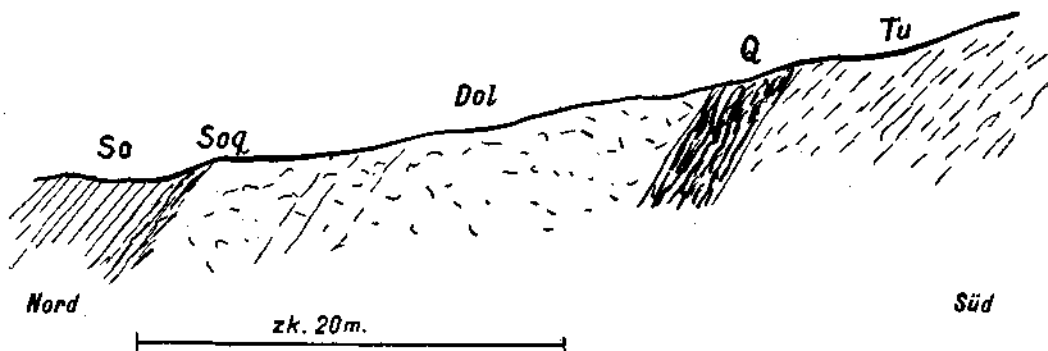


Fig. 3. Dol = Triasdolomit, So = Sotzkaschichten, Soq = Sotzkaschichten, verquetscht, Q = Quetschschiefer, Tu = miozäne Tuffe.

gegen das marine Miozän hin stellen sich ausgesprochene Lettenschiefer ein, die die Bewegungszone markieren. Auch hier gewann ich den Eindruck einer sehr steil S gerichteten Aufschuppung der Trias über das Miozän.<sup>1)</sup>

Die Sotzkaschichten, welche im östlichen und mittleren Teil dieser Schuppungszone das dem Südschub entsprechende, steile Nordfallen

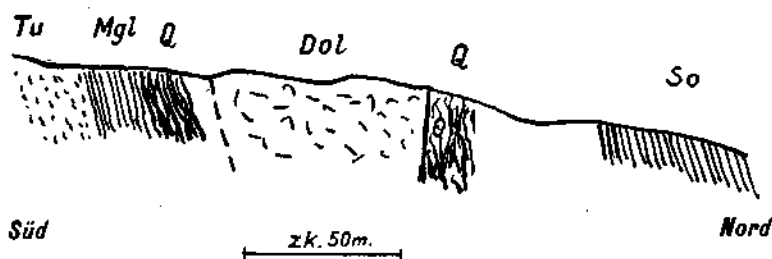


Fig. 4. Dol = Triasdolomit, So = Sotzkaschichten, Q = Quetschzonen, Mgl = marine Mergel, Tu = Tuffe.

aufweisen, zeigen gegen deren Ende zu — bei Verengung des Sotzka-bereiches —, bei der Ruine Seitz und der Kirche Feisenberg, S gerichtetes Fallen, wie es auch Teller angibt. Hier scheint die dem Abfallen vom Wotsch entsprechende Südneigung bis an oder in die Nähe

<sup>1)</sup> Teller beschrieb schon diese Aufschlüsse („Erläuterungen“, Pragerhof—Windisch Feistritz, S. 54—55). Er betont, daß auch die Werfener Schichten ebenso wie die Triaskalke steil nach N einfallen, während der südlich folgende marine Tuff steil südliche Neigung aufweist.

der S gerichteten Triasschuppung heranzureichen.<sup>1)</sup> Hier erscheint offenbar der Südflügel der aufgeschuppten Synklinale im Bereiche der Sotzkaschichten reduziert, die Schuppe infolge jüngerer Bewegungen fast seiger aufgerichtet, örtlich sogar überkippt.

Als Gesamtbild der Störungszone Krahberg—Slemene ergibt sich jenes einer steil S gerichteten Aufschuppung eines Triasspans und seiner synklinale gebauten Oligozändecke über das Miozän. Diese Annahme ist, abgesehen von den beweisenden Beobachtungen im Terrain, schon deshalb viel plausibler als jene einer Nordbewegung, da es sich im letzteren Falle — soweit das Tertiär in Betracht kommt — um eine Überschiebung von jüngerem auf Älteres (von Miozän auf Sotzkaschichten des Oberoligozäns) handeln müßte. Es wäre auch nicht zu verstehen, wohin dann die ursprünglich zwischen dem Triasdolomit und den Miozäntuffen doch zu erwartenden Sotzkaschichten hingekommen wären, die bei dieser Annahme — obwohl nördlich der Störungslinie mächtig entwickelt — südlich derselben fehlen würden.

Diese Beobachtungen lassen nunmehr auch eine Vermutung über die primäre Anlage der Donatiline, bzw. ihres östlich des Völladurchbruchs gelegenen Teiles, zu. Heritsch hatte die Donatistörung nach W in die Zone Krahberg—Slemene verlängert. Mit Spitz habe ich, wie früher betont, angenommen, daß die eigentliche Blattverschiebung weiter nördlich über Heiligengeist in den Raum südlich von Gonobitz zieht. In anderer Richtung erscheint aber eine Beziehung zwischen der Klippenzone Krahberg—Slemene und den Klippen an der Donatiline unverkennbar, wie schon A. Spitz angedeutet hat.

Nach Tellers Karte und Mitteilungen würde die östliche Fortsetzung der Überschiebung der Triaszone Krahberg—Slemene am Nordabfall des Langen- und Nonnenberges (südlich von Plankenstein), zwischen den jüngeren Tuff- und Kalksandsteinen und den marinen Mergeln, durchziehen. Sie würde sich dann auf Grund der im vorstehenden mitgeteilten Ergebnisse noch vor Erreichung des Völlatales mit der steilen Donatistörung scharren. Wenn man nun die Triasklippen der Donatiline als die Fortsetzung der Triaszone Krahberg—Slemene ansieht, so kann man die Donatiline als jüngere Blattverschiebung deuten, welche die Überschiebungszone, in welche sie einlenkt, dort, wo sich ihr Verlauf mit ihr deckt, zerrissen, verschoben und in eine steile Störung umgeformt hat. Eine ähnliche Deutung scheint auch A. Spitz vorgeschwebt zu haben. Es ist aber durchaus wahrscheinlich, daß auch dieser letztere Vorgang noch im Verlauf der postsarmatischen Faltung eingetreten ist.

Vielleicht löst sich die Donatistörung gegen O, wie aus den vorliegenden Karten von Gorjanović-Kramberger geschlossen werden kann, in einzelne Teilstaffeln auf. Leider hatten wir nicht Gelegenheit, auch diesen Bereich zu studieren.

Unter der hier zugrunde gelegten Vorstellung wäre der mittlere und östliche Teil der Donatiline (östlich der Scharung mit der Fortsetzung

<sup>1)</sup> In der Nähe der Trias des Krahbergzuges fand ich hier die Sotzkaschichten nirgends so aufgeschlossen, um ihre Fallrichtung bestimmen zu können.

der Kraiberg—Slemene-Zone) als ursprünglich ebenfalls steil S gerichtete Schuppung zu deuten, welche erst im Verlaufe der Gebirgsbewegung (unter dem Einflusse der Blattverschiebung!) zerrissen, versteilt und größtenteils senkrecht aufgerichtet worden wäre.

Die Beobachtungen sprechen in dem von mir näher untersuchten Teile für diese Ansicht, nicht aber für eine N gerichtete Schuppung. So zeigen die Sotzkaschichten an der Störung, am Südende der Völlaschlucht, eine steile (70°) NNO gerichtete Neigung — also ein Einfallen gegen die aufgepreßten Dolomite. Auch der auf Fig. 1 abgebildete Kontakt zwischen der Trias und dem schmalen Sotzkaband im N und den marinen Miozänmergeln im S läßt sich unter dem Bild einer primär steil S gerichteten Schuppung besser verstehen als unter jenem einer Nordbewegung. Östlich der dort abgebildeten Kontaktstelle, gegen die Schlucht von Obergabernik zu, fallen die Sotzkaschichten gegen die Triaswand ein. Ebenso zeigen, wie schon angegehen, die marinen Mergel auf dem Höhenrücken, östlich von St. Leonhard, ein steil nördliches Einfallen unter die Sotzkamergel.

Schließlich lassen die Aufschlüsse im Glashüttengraben, nördlich der Trias-Karbon-Klippe, ebenfalls eine N gerichtete Neigung der Tertiärmergel erkennen.

Diese Beobachtungen lassen vermuten, daß bei Beginn der postmiozänen Faltung Gonobitzer Gora und Wotsch, die damals noch in unmittelbarem, streichendem, ost-westlichem Verbande gestanden waren, von einer ebenso einheitlichen Sotzkasynklinale im S begleitet waren, deren Südflügel steiler herausgehoben und unter Mitnahme von Teilen seiner Trias-(Karbon-) Basis südwärts auf das vorlagernde Miozän aufgeschuppt wurde. Im Verlaufe der Bewegung kam es sodann, unter dem Einfluß der die Donati-Störung mit dem großen zentralalpinen Lavanttaler Bruch verbindenden Dislokation, zu einem Durchreißen dieses Faltenbaues. Die entstehende steile Störung lenkte in die östlichen Teile der in Rede stehenden Schuppenzone ein und formte diese durch seitliche Schollenverschiebungen und Steilstellung um. Nur in bescheidenem Ausmaß wäre, nach den vorhandenen Anzeichen zu schließen, der Einfluß solcher Seitenbewegungen auch noch in der Scholle Kraiberg—Slemene zur Geltung gekommen.

### III. Die Bedeutung der Donati-Lavanttaler Störung im Bau der östlichen Alpen.<sup>1)</sup>

(Siehe Tafel XXVI.)

Schon im Jahre 1913 habe ich auf die engen tektonischen Beziehungen, die zwischen dem jungtertiären Schollenland der südöstlichen Zentralalpen<sup>2)</sup> einerseits und den jungtertiären Savefalten andererseits

<sup>1)</sup> Zum besseren Verständnis des folgenden wollen die geologischen Spezialkartenblätter von Österreich (herausgegeben von der Geologischen Reichsanstalt Wien): Pragerhof—Wind. Feistritz, Praßberg an der Sann, Unterdrauburg und Pettau—Vinica herangezogen werden, ferner die kroatische geologische Spezialkarte, Blatt Vinica.

<sup>2)</sup> Bezüglich der tektonischen Rolle, welche den östlichen Zentralalpen im alpinen Bau zuzusprechen, vgl. u. a. R. Schwiner: „Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser“, Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, math.-natur. Kl., Abt. I, 136. Bd., 7. n. 8. Heft, 1927, S. 377 ff.

bestehen, eingehend verwiesen, indem ich hervorhob: „Die Hebung der mittelsteirischen-zentralkärntnerischen Region und jener der vorgelagerten Bacher-, Steiner Alpen und Karawankenzüge erscheint als das Ansteigen der gegen die untersteirisch-kroatischen, sich faltenden Zonen bewegten Schollen,“<sup>1)</sup> eine Auffassung, die sich auf die Gleichzeitigkeit der hebenden (senkenden) Vorgänge in ersterer, und der faltenden Erscheinungen in letzterer und auf die engen räumlichen Beziehungen beider Zonen gegründet war.

A. Spitz<sup>2)</sup> weist später u. a. auf die Tatsache hin, „daß eine Verschiebung des Bachers in südöstlicher Richtung“ (an der Donati-Lavantaler Störung) „schon deshalb wahrscheinlich ist, weil sonst der Tonalit von Eisenkappel und die gewaltige Dislokation an seinem Nordrande geradewegs in den Bacher hineinstreichen müßten (u. zw. in dessen südlichen Rand!), der nicht nur lithologisch, trotz großer Nähe beider, vollständig verschieden ist, sondern auch tektonisch durch breite Faltung abweicht“. So schließt A. Spitz, daß eine einheitliche Störung aus den Zentralalpen heraus (vom Lavanttal), dem Südwestrand des Bachers folgend, bis in die Längsstörung der Donatiline in den nördlichen Drau-Save-Falten verfolgt werden kann, an welcher ein südöstlicher Vorstoß der östlichen (nordöstlichen) Scholle erfolgt ist. Nach SO hin lassen die Verschiebungsweiten nach. Die Phyllite am Südrande des Bachers würden danach mit jenen an der Nordvorlage der Ostkarawanken korrespondieren; das Oligo-Miozän westlich von Weitenstein mit jenem von Pöltschach und schließlich die Karbon-Trias-Züge der Gonobitzer Gora mit jenen des Wotschgebirges. Spitz schließt auf Grund von Höfers Darlegungen, welcher die Trias-Kreide-Scholle von St. Paul an der Lavanttaler Störung gegenüber der Koralpe gegen N vorgeschoben deutete, auf das Anhalten der Seitenbewegung auch noch im zentral-alpinen Anteil der großen Dislokation.

Ich habe diese Fragen, speziell das Problem der Donati-Lavanttaler Störung, in meiner Studie „Bau der östlichen Südalpen“<sup>3)</sup> und in späteren Publikationen nicht mehr angeschnitten, da ich bierauf erst bei anderer Gelegenheit noch zurückkommen wollte. Es ist begreiflich, daß ich im Laufe von 17 Jahren, seit jener Zeit, in der ich obige Mitteilung geschrieben hatte, in welchem Zeitraum ich mich in sehr intensiver Weise mit dem Studium der Tektonik in den östlichen Südalpen abgegeben hatte, in einigen Punkten meine seinerzeit veröffentlichte Auffassung schärfer präzisieren kann. Dies gilt insbesondere dem Versuch, das gegenseitige Verhältnis von östlichen Zentralalpen und Savefalten zu deuten.

Hierüber soll hier mit Bezug auf abweichende Auffassungen berichtet werden.

A. Kieslinger hat kürzlich in einer ausführlichen Studie „Die Lavanttaler Störungszone“<sup>4)</sup> einen dankenswerten Beitrag zur Deutung

1) Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1913, S. 319.

2) Verhandlungen der Geologischen Staatsanstalt, Wien 1919, Nr. 9, S. 5.

3) Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien, 1924.

4) Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1928, Heft 3—4. Vgl. auch Kieslinger A.: Lavanttaler Störung und ihre Beziehungen zur ostalpinen Tektonik. Anzeiger der Akademie der Wissenschaften in Wien, 1928, 65. Jahrgang, S. 78.

des interessanten Problems der Zentralalpen und Südalpen verbindenden Störung gegeben, in welchem er eine ganze Reihe von Momenten zur Erklärung heranzieht und eine zusammenfassende, vom geologischen und morphologischen Standpunkt aus verfaßte Beschreibung der Donati-Lavanttaler Störung gibt. Die Auffassung von A. Kieslinger schließt sich in einigen Hauptmomenten enge an die Annahmen von A. Spitz an. So wird mit A. Spitz das Vorhandensein einer einheitlichen, durchlaufenden Störungszone, welche Lavanttaler Bruch mit der Donatiline verbindet, vorausgesetzt; ferner wird in Übereinstimmung mit vorgenanntem Forscher der Charakter der Störung als eines Verschiebungsblattes, allerdings nur für deren südwestlichen Teil, in etwas abgeändertem Sinne beibehalten, an welcher Blattverschiebung die Karawanken gegenüber dem Bacher vorgeschoben worden wären.

Jedoch weicht Kieslinger speziell im folgenden von der Auffassung von A. Spitz ab: Er weist nach, daß die von Spitz angenommenen Verschiebungsweiten — beurteilt nach dem gegenwärtig beiderseits der Störung gelegenen, ursprünglich angeblich zusammengehörigen Gesteinszonen — durchaus ungleichmäßige wären, so daß die Formel einer einfachen Blattverschiebung entlang der Störung den Verhältnissen nicht gerecht wird. Während der Wotsch und die Gonobitzer Gora nur eine Seitenverschiebung von 7 km aufzeigen, müßten zwischen den Phylliten am Nordsaum der Karawanken und jenen am Südsaum des Bachers Schubweiten von 25 km vorausgesetzt werden, ohne daß sich eine Begründung für diese Verschiedenheiten im Ausmaße des Seitenschubes an der Donati-Lavanttaler Störung finden lasse. Nach Kieslinger haben sich die Schollen beiderseits der Dislokation recht unabhängig voneinander verhalten und sich selbständig tektonisch weiterentwickelt. Insbesondere sei die Faltung östlich und westlich der Dislokation selbständig vor sich gegangen. Die Karawanken seien als flache Scholle deckenförmig, mit der südlichen Lavanttaler Störung als Ostbegrenzung, gegen N vorgeglitten, wodurch sie eben auf gleiche Höhe, wie das Bachergebirge, östlich der Störung gelangt wären.

An dieser Nordbewegung hätte sich aber das Kristallin von Gutenstein (= kristalline Vorlage der Ostkarawanken) und natürlich auch die nördlich anschließende kristalline Unterlage der mesozoischen Scholle von St. Paul im Lavanttal nicht mehr beteiligt. Diese letzteren hätten sich den vorgeschobenen Karawanken gegenüber als „starre Scholle“ verhalten. Im Nordteil der Lavanttaler Störung habe demnach keine Blattverschiebung stattgefunden, sondern hier herrschen einfache Brüche vor. Dagegen habe sich der südliche Teil der Lavanttaler Störung den Karawanken, bzw. deren oberflächlich vorgeglittenen, mesozoischen Schichtendecke gegenüber als Verschiebungsblatt geäußert. Die Bewegung an derselben sei also „in bezug auf die Karawankentektonik teilweise ‚posthum‘, d. h. die gefalteten Züge werden durch die Störung ‚zerschnitten‘. Es haben aber „die Nordschübe sich z. T. sehr unabhängig voneinander entwickelt“. „Die Tektonik (weniger Faltung als Aufschuppung) habe also die Störung noch etwas überdauert . . .“ (Loc. cit. S. 524—525.) Im Südteil der großen Störungszone, an der Donatiline, setzt Kieslinger, Heritsch folgend, eine steile N gerichtete

Überschiebungstektonik voraus. Hier sei das Stück westlich der Störung weiter nach N bewegt worden als das östliche, wodurch auch die Fortsetzung der mesozoischen Klippenzone „Krahberg—Slemene“, die durch die Donatikklippen repräsentiert sei, nach SO zurückspringe.

So kommt Kieslinger zu folgender zusammenfassender Erklärung der Erscheinungen:

„Die Unterschiede in der Lage der einzelnen tektonischen Einheiten rechts und links von unserer Störung entstanden durch eine gleichgerichtete, aber verschieden starke Beanspruchung. Es ist ein tektonischer Schub von S gegen N. Im W war er stärker, bzw. er konnte sich freier entwickeln, weil den Karawanken kein Hindernis entgegenstand, im Gegensatz zum O, wo der Bacher-Koralpen-Stock eine freie Entwicklung des Nordschubs verhinderte. Der zurückbleibende Ostflügel mußte sich an einer Scherfläche abtrennen. Vom Zeitpunkt des Aufreißens dieser Grenzfläche konnten sich beide Teile mit einer gewissen Unabhängigkeit voneinander entwickeln.“ (Loc. cit. S. 521.)

Diesen hier skizzierten Ansichten von A. Kieslinger möchte ich in einigen Punkten beistimmen, wenngleich, wie wir noch sehen werden, in anderer Beziehung auch wesentliche Unterschiede in der Deutung bestehen. Mit Rücksicht auf diese letzteren und in Anbetracht der Tatsache, daß durch eine Diskussion der Frage eine Klärung des Sachverhaltes zu erwarten ist, sei im folgenden genauer auch auf meine Auffassung eingegangen.

Zuerst sei auf einen in der Studie von Kieslinger gegen mich erhobenen Einwand Bezug genommen. Kieslinger wendet sich in entschiedener Weise gegen die seinerzeitige Annahme Winklers (Verhandlungen 1913) und Spitz, welche eine Südbewegung des Bachers und der östlichen Zentralalpen überhaupt voraussetzten. Er scheint aber zu übersehen, daß die Stellungnahme in dieser Frage bei der Relativität der tektonischen Bewegungsvorgänge als eine mehrdeutige betrachtet werden muß. Denn ebensogut, wie mit Kieslinger die Behauptung aufzustellen, die östlichen Südalpen wären unter Nordbewegung gegen die Zentralalpen vorgedrungen,<sup>1)</sup> kann man angeben, daß die südöstlichen Zentralalpen gegen S (SO) vorbewegt wurden. Hierbei wäre dann deren östlichster Teil im Bachermassiv, das infolge seiner Versteifung der südalpinen Faltung und Überschiebung Widerstand leistete, aber vor sich her Faltungen erzeugte, spornartig weiter südwärts vorgedrungen, während die westlich der diagonalen Störungszone gelegenen, zentralalpiner Teile teils unter dem Einfluß der faltenden Kräfte bei ihrer südlichen Vorbewegung zusammengestaucht, teils unter die Karawanken unterschoben worden wären. Das morphologisch-tektonische Bild des spornartigen Vordringens des Bachers in den Bereich der südalpinen Faltungen, ferner die schon von Teller eindrucklich geschilderte Umgürtung und Abbildung der Kontur des letzteren in dem vorliegenden Faltenbereich der Savezone und das Auftreten einer vulkanischen Umsäumung vermag diese Auffassung noch zu stützen. Es

<sup>1)</sup> Wobei die westlich des Bachermassivs gelegene südalpine Zone bei der Bewegung vorangeht wäre.



besteht hier also deutlich ein ähnlicher Einfluß, wie er ganz allgemein auf die Einwirkung eines stauenden Massivs auf die vorliegenden Faltungszonen zurückgeführt zu werden pflegt.

Vom üblichen Sprachgebrauche in der Tektonik ausgehend, wonach man die Richtung der Bewegung nach jener Seite anzugeben pflegt, nach welcher das Ausweichen durch Schub und Faltung erfolgte, erscheint es wohl für die richtige Ausdrucksweise maßgebend, ob südlich des Bachers Nord- oder Südschübe feststellbar sind. Schon 1913 hatte ich auf Südbewegungen bei Gonobitz (südlich des Bachers) hingewiesen. Die in dieser Studie angeführten Beobachtungen an der Zone Krahberg—Slemene entsprechen steil S gerichteten Schüben, wie sie sich auch an der Donatistörung als wahrscheinlich primäre Anlage vermuten lassen. Daher erscheint mir die Angabe einer Südbewegung des Bachers dem geologischen Sprachgebrauche entsprechender als jener einer Nordbewegung der Savefalten.

Auch die im östlichen Teile der Savefalten (südöstlich des Bachers) zu beobachtenden Nordwestüberkippungen, am Südsaume des Pettauer Feldes, können nicht als Gegenbeweis gewertet werden, da sie sich augenscheinlich dort einstellen, wo der Bacherrand zurückweicht. Sie können vermutlich — besonders im Hinblick auf die dieser Störungszone eigene Fächerstruktur<sup>1)</sup> im Miozän — als S gerichtete Unterschiebung durch die hier tiefer tauchende Bacherscholle gedeutet werden.

In diesem Sinne halte ich die 1913 geäußerte Ansicht eines Anschubs der östlichen Zentralalpen an die Südalpen voll aufrecht. Vom Standpunkt jener Theorie, welche den Zusammenschub eines Gebirges im wesentlichen durch die Einwirkung der anschließenden, wie die Backen eines Schraubstocks wirkenden starren Schollen hervorgehen läßt, wäre die von mir angewendete Ausdrucksweise einer Südbewegung der Bacherscholle gegen die östlichen Südalpenausläufer zweifellos als die entsprechendere anzusehen. Vom Standpunkt jener Theorie aber, welche die Ursache der Faltung in Veränderungen im Untergrunde des Gebirges sieht (Unterströmungshypothese Ampferers, Zyklonentheorie Schwingers) erscheint es belanglos, von Überschiebung nach der einen oder Unterschiebung nach der anderen Richtung zu sprechen.

Bezüglich der Karawanken liegen die Verhältnisse naturgemäß etwas anders als beim Bacher. Hier wird man angesichts der zahlreichen N gerichteten Schuppungen eher von Nordbewegung als von S gerichteter Unterschiebung sprechen, wenn man nicht die relativ starre Scholle der östlichen Zentralalpen als das aktivere (faltenerzeugende) Element durch die Kennzeichnung ihrer „Unterschiebung“ unter die Karawanken besonders hervorheben will. Wenn man sich der Relativität der Bewegungsrichtung bewußt bleibt, kann hier auch bei wechselnder Ausdrucksweise kaum ein Mißverständnis entstehen.

Dadurch erscheinen Kieslingers diesbezügliche Einwände entkräftet.

<sup>1)</sup> Bezeichnenderweise endet die Überkippung im Miozän, wie Teller gezeigt hat, nach W mit Annäherung an das Bachermassiv.

## Tektonischer Charakter der Bewegungslinien in den Savefalten.

Es sei darauf verwiesen, daß die in Abschnitt I dargelegten Ergebnisse gezeigt haben, daß die Donatiline nicht den Charakter einer Überschiebung aufweist, sondern vielmehr jenen einer echten Blattverschiebung, wie es auch Spitz vorausgesetzt hatte. Auch der Annahme Kieslingers, daß die Störungslinie Schönstein—Wöllan einer Überschiebung entspricht (loc. cit. S. 520) kann auf Grund der vorliegenden Literatur und Kartenangaben nicht beigepröchtigt werden. Der vollkommen geradlinige Verlauf der Störung, die Teller mit einem Sprung „in der lithographischen Platte“ treffend vergleicht, welche keinerlei größere Einkerbung zeigt und an welcher härtere Kalk- und Tuffsandsteine<sup>1)</sup> an der Nordflanke gegen ältere Tuffe und marine Mergel des Miozäns an der Südseite abstoßen, spricht unbedingt für eine vertikale oder doch sehr steile Dislokation. An ihr haben übrigens nach der von Teller<sup>2)</sup> festgestellten Verbreitung levantiner Schichten offenbar noch sehr junge (jüngstpliozäne, nachlevantine) Schollenbewegungen stattgefunden.

Die Savefalten sind eben nicht nur durch das Auftreten (nach früherem besonders NS orientierter) Falten- und Schubbewegungen gekennzeichnet, sondern es treten auch die von Teller eindringlich hervor gehobenen, weitstreichenden steilen „Längsdislokationen“ (echte Brüche, steile Schuppungen und Blattverschiebungen) auf. An einer der wichtigsten der letzteren, der Donatiline, ist das Auftreten einer echten Blattverschiebung sichergestellt. Ihr Entstehen erscheint — bei Durchschneiden durch den Falten- und Schuppenbau — offenbar als späterer Akt der nacharmatischen Bewegungsphase; vielleicht unter dem Einfluß einer SO gerichteten Schollenverschiebung in jenem Momente entstanden, als der tektonische Ausgleich zwischen den stärker gegen SSO vorgebogenen und vorgefalteten Teilen im Raume nordöstlich der späteren Donatiline und der zurückbleibenden westlichen Scholle durch Biegung und Schleppung nicht mehr vor sich gehen konnte und ein Durchreißen durch den Faltenbau Platz greifen mußte.

### Die Bewegungsrichtung an der Donatiline.

Bezüglich der Bewegungsrichtung an der Donatistörung möchte ich meine Auffassung wie folgt skizzieren: Es handelt sich hier nicht, wie Kieslinger anzunehmen scheint, nur um ein Zurückbleiben des östlichen Flügels an einer Scheerfläche, hervorgerufen durch einen stärkeren Nordschub westlich der Störungszone, sondern um eine tatsächliche, gegen NW gerichtete Vorbewegung der südwestlichen (südlichen) Scholle an der Donatiline, ostwärts bis in den Raum südöstlich des Baches reichend.<sup>3)</sup> Sie war von Faltung und Vorschuppung in den Nordkarawanken und ihrer Vorlage sowie von gleichen Erscheinungen im Weitensteiner Gebirge und seiner Oligozänhülle usw. begleitet. Aus

1) Bzw. der diskordant übergreifenden levantinen Schichten des Schalltales.

2) Erläuterungen zur geologischen Karte, Blatt Praßberg an der Saan, S. 119.

3) Ich folge hier, um die Darstellung nicht zu komplizieren, bezüglich der Bewegungsrichtung Kieslingers Ausdrucksweise.

der Tatsache, daß die Faltung der nördlichen Savezone im allgemeinen ostwestliches Streichen aufzeigt und auch bei den nachmiozänen, hier betrachteten tektonischen Bewegungen eine Weiterbildung dieses ostwestlichen Faltenbaues Platz gegriffen hat, darf nicht ohne weiteres auf rein nord-südliche Bewegungen rückgeschlossen werden. Dies ist besonders dann nicht zulässig, wenn, wie in dem vorliegenden Falle, der im SW der Donatistörung gelegene Raum an dieser Bewegungslinie schon nach dem rein geometrischen Bild der tektonischen Verlagerung in klarer Weise eine relativ nach NW gerichtete, regionale Schollenbewegung — gewissermaßen vor der Front des Bachergebirges — vollzogen hat. Jüngere Druckkräfte, welche in einem bereits gefalteten Gebiete an den gegebenen, orientierten Faltenbau angreifen, müssen eine Weiterbildung desselben hervorrufen, auch wenn die zugrunde liegenden Hauptkräfte schräge hiezu orientiert sind.<sup>1)</sup> Der Verlauf von jüngeren Faltungen ist für die Beurteilung der tatsächlich zugrunde liegenden Bewegungsrichtung offenbar nicht so maßgebend, eher schon jener von Schubbewegungen, bei denen die einzelnen Schubkörper — dank der größeren Unabhängigkeit und Beweglichkeit gegenüber ihrer Umgebung — den einwirkenden Kräften leichter unmittelbar folgen können, oder jener von steilen Schollenverschiebungen, bei denen sich die Gleitbahnen der Verschiebung in glattem Durchschneiden durch den älteren Bau zu öffnen vermögen.

In dem in Rede stehenden Falle wird vorausgesetzt, daß die Zone südlich und südwestlich der Donati(Bacherrand)störung während ihrer durch wesentlich N—S wirkende Kräfte erfolgten Faltung gleichzeitig dem Einflusse einer NNW bis WNW gerichteten Schollenbewegung unterworfen war, welche südlich und südwestlich des Bachers zunächst zu einer Schleppung der Gesteinszüge, dann zu einem Zerreißen des Zusammenhanges und zur Entstehung einer diagonalen Blattverschiebung geführt hat.

### Die Lavanttaler Störungszone und die tektonischen Beziehungen von Bacher und Karawanken.

Es muß A. Kieslinger durchaus beigepflichtet werden, wenn er an der eigentlichen Lavanttaler Störung (im oberen und mittleren Lavanttal) keine größere Seitenverschiebung anerkennt und diesbezüglich an der Auffassung von Höfer, der sich ja auch Spitz angeschlossen hatte, Kritik übt. Es entsteht nur die Frage, in welchem Raum und in welcher Weise die Abtönung des N gerichteten tangentialen Zusammenschubes und damit auch der Seitenverschiebung westlich der großen Störungsline erfolgte. Kieslinger setzt voraus, daß nur die Karawanken (mit ihrer phyllitischen Unterlage) als Decke nach N vorgerückt wären, während das Kristallin von Gutenstein — unter und nördlich derselben — als Fortsetzung der Koralpe anzusprechen sei und keine nennenswerte Seitenverschiebung mehr erfahren habe. Es wäre also im Bereiche der Karawanken nur mit einem Vorschub der obersten Gesteinshaut in Form einer

<sup>1)</sup> Es kommt hiebei zu einer Zerlegung des Druckes in seine Komponenten, senkrecht zum vorhandenen Streichen und parallel diesem, wobei sich dann die Seitenkomponente an der nächsten, irgendwie vorgezeichneten Stelle auslöst.

Abscherungsdecke zu rechnen. Somit läge die westliche Fortsetzung des Bachers nicht (nach N vorgeschoben) im Kristallin von Gutenstein vor, sondern befände sich unter den Karawanken, von diesen überschoben, wenn auch, wie Kieslinger hervorhebt, vielleicht tektonisch umgeformt.

Es muß zugegeben werden, daß Kieslinger hiefür triftige Argumente ins Feld führt, insbesondere petrographische Unterschiede zwischen dem Kristallin von Gutenstein und jenem an der Südseite des Bachers, dann die große, allerdings nicht vollständige Analogie zwischen dem Kristallin der südlichen Koralpe mit jenem von Gutenstein, was eben dafür spricht, daß diese letztere Scholle nicht von S heraufgeschoben, sondern noch nahe ihrer ursprünglichen Position, benachbart der Koralpe, gelegen ist.<sup>1)</sup> Eine einstige räumliche Verknüpfung der Phyllitzone bei Windischgraz (= Nordsaum der Karawanken) mit jener am Südsaume des Bachers (nach A. Spitz) würde dagegen nach Kieslinger (S. 519) 25 km Schubweite erfordern, also einen noch viel größeren Betrag an Seitenverschiebung als jener, welcher an der eigentlichen Donatiline ermittelt wurde.

Unter Anerkennung obiger Einwände und unter Festhalten an dem Gedauken einer stärkeren Vorschuppung, bzw. eines kräftigeren, faltigen Zusammenschubes westlich der großen Störungslinie und auch ohne an der Annahme des baldigen Ausklingens dieser Bewegung in den Zentralalpen zu rütteln, möchte ich die Erscheinungen doch in etwas abweichender Weise deuten.

Zunächst zeigt die Betrachtung des Tellerschen Kartenbildes<sup>2)</sup> und des schon nach Abfassung dieser Studien erschienenen geologischen Blattes „Unterdrauburg“,<sup>3)</sup> daß die nördlichen Zonen der Südalpen an der großen Lavanntaler Störung, an welcher sie abstoßen, eine deutliche Schleppung nach SO hin aufweisen. Dies tritt auf Grund der vorliegenden Karten sowohl beim Košuta-Weitensteiner Zug als auch bei der Tonalitzone, dann bei den östlichen Ausläufern der Nordkarawanken (Ostkarawankenscholle von Ober-Dollitsch), als auch offenbar bei der Phyllitzone am Nordsaum der Karawanken ein. Diese Erscheinung hängt naturgemäß mit der im W stärkeren Vorbewegung an der bogenförmig gestalteten Bacherrand-Lavanntaler Störung zusammen, die mit zunehmender Krümmung aus einer Längsdislokation in eine Querstörung übergeht.

Danach hat zweifelsohne auch noch der Tonalit mit seinen kristallinpaläozoischen Begleitschichten die stärkere Vorbewegung mitgemacht.

Es entsteht nun die Frage, ob im Sinne von Kieslinger diese mit Schuppung und Faltung verknüpfte stärkere Vorbewegung im Raume südwestlich unserer großen Störungslinie die kristalline Basis der Phyllite

1) Das Kristallin von Gutenstein liegt gegenwärtig auf gleicher Höhe wie der Nordwestbacher.

2) Geologische Karte der östlichen Ausläufer der Julischen Alpen, herausgegeben von der Geologischen Reichsanstalt, Wien, 1896, Erläuterungen, bzw. das später auch als Einzelblatt herausgegebene Spezialkartenblatt Praßberg an der Sann.

3) In Betracht kommender Teil von A. Kieslinger und F. Teller aufgenommen.

in der Karawankenvorlage gar nicht mehr ergriffen hat, diese sich also den Faltungen gegenüber vollkommen starr verhalten hätte.

Die Bewegungen an der Lavanttaler Störungszone haben sich, wie übereinstimmend von Kieslinger und mir angenommen wird, in mehreren Phasen vollzogen. Das Erscheinen und vielleicht auch randliche Eintreten der Gosauschichten in den Bau der Karawanken nahe deren östlicher Endigung, im Abbruch gegen die Windischgrazer Senke, und das Fehlen dieser Schichten im übrigen, langgedehnten Verlauf des Drauzuges spricht dafür, daß die Lavanttal-Bacherrand-Störung, mit der die Ausbildung der Windischgrazer Senke eng verknüpft ist, schon in der höheren Kreide angelegt war.<sup>1)</sup> Nun haben sich schon damals — zur Zeit der vorgosauischen Alpenfaltung — zweifellos kräftigere tangentielle Bewegungen auch im Bereiche der östlichen Zentralalpen, wie die Störungen des Triasgebietes in Mittelkärnten u. a., vermutlich dort im wesentlichen als autochthone Faltungen,<sup>2)</sup> vollzogen. Sie waren offenbar mit einer, wenn auch wohl nicht sehr bedeutenden, nord-südlichen Raumverkürzung verknüpft, welche in der streichenden Verlängerung östlich der Lavanttaler Störung, an dem Hauptteil der Koralpe, soweit bisher bekannt, kein angemessenes Äquivalent findet. Ich vermute daher, daß wahrscheinlich schon in der höheren Kreide, in stärkerem Ausmaße wohl aber erst dann im Verlaufe des älteren Tertiärs, auch im zentralalpinen Raume westlich der in Entstehung, bzw. Weiterbildung begriffenen großen Lavanttal-Bacherrand-Störung eine kräftigere, N gerichtete Vorfaltung der Gesteinszonen und demgemäß ein stärkeres nordwestliches Vordringen an der genannten Dislokation erfolgt ist, als östlich hievon. Ich glaube ferner vermuten zu können, daß dasselbe nicht nur im Bereiche der Karawanken und deren südlicher Vorlage, sondern in abgeschwächter und schließlich nordwärts ausklingender Weise auch noch in deren kristalliner Unterlage und nördlichen Vorlage vor sich gegangen ist, was bei Festhalten an (autochthoner) jungmesozoisch-ältertiärer Faltung in diesem Raume vorauszusetzen ist. Unter dieser Annahme müßte auch das Kristallin von Gutenstein ursprünglich doch noch etwas weiter südlich als gegenwärtig gelagert gewesen sein. Den triftigen Einwänden von Kieslinger, welcher auf die engeren Beziehungen von Gutensteiner Kristallin und Koralpe Gewicht legt, erscheint auch bei dieser Annahme dadurch bis zu einem gewissen Grade Rechnung getragen, daß, wie ich gleich zeigen werde, schon eine Rückversetzung um 6 bis 8 km, gemessen an der Lavanttaler Störung, hiezu ausreichen dürfte, also nicht, mit Spitz, eine solche von

1) A. Kieslinger, „Karawankenstudien“, (S. 206) setzt vorgosauisch: „Großzügiger Deckenbau (Diaphthorese im Kristallin des nördlichen Vorlandes). Einbruch des Lavanttales“ an. Vgl. auch dessen Bemerkungen im Anzeiger der Akademie in Wien, 1928, S. 80, wo die Anlage der „Schwächezone“ schon als „tauriskisch“ vermutet wird.

2) Kieslinger nimmt ein weitgehendes Abgleiten der Trias-Kreide-Scholle von St. Paul in den Lavanttaler Grabenbruch an, also eine Allochthonie derselben. Ich kann ihm hierin nicht folgen. Doch ist in dieser Studie nicht der Ort, auf diese Fragen einzugehen.

21 km nötig ist, gegen welche letztere Annahme Kieslinger mit Recht Stellung genommen hat.

Man kann hierfür folgende Momente beibringen:

Aus dem Gesamtverlauf des Streichens ergibt sich — bei Benutzung von Tellers Karte —, daß nicht nur die Karawanken, sondern auch die Phyllitzone von Windischgraz gegen SO hin abgeschleppt wurde und mit sehr spitzem Winkel an die Bacherrandstörung herantritt (siehe Taf. XXVI). Es dürfte daher im Windischgrazer Becken (Mißlingtal), zwischen Windischgraz und St. Ilgen, unter der Tertiärbedeckung nicht Karawankenmesozoikum, sondern die Fortsetzung der Phyllitzone und vielleicht aus derselben auftauchendes Altkristallin sich ausdehnen. Mit anderen Worten, die Phyllitzone scheint, überlagert von transgredirender Gosau, bei Windischgraz nicht am Bacherrande zu enden, sondern bei südöstlichem Streichen erst in der Nähe des Rasworzabachaustrittes aus dem Bachergehirge unter die Trias der Scholle von Dollnisch hinabzutauchen, bzw. nördlich hiervon an der großen Randstörung breit abzustoßen. Unter dieser Annahme (eines südöstlichen Weiterstreichens der Phyllitzone) genügt sonach schon eine viel geringere Seitenbewegung an der Lavantstörung, um diese als die N verschobene Fortsetzung der Phyllite an Südsäume des Bachers aufzufassen, als es Spitz angenommen hatte. Diese nähere Anknüpfung der beiden Phyllitonen geht aber vielleicht nicht nur allein auf das spitzwinklige Heranstreichen der westlichen Phyllite an die Lavantaler Störung, sondern teilweise, wenn auch nur in geringem Maße, auf eine stärkere, jungnesozoisch-alttertiäre Abtragung (Abwitterung) der Phyllite an der Südabdachung des Bachers zurück.

Der verbleibende Wert an Seitenverschiebung (6, höchstens 8 km), welchen die Phyllitzone mitgemacht hätte, würde der Auswirkung der gesamten oberkretazischen und tertiären Bewegungen entsprechen, während die an der Donatiline gemessenen, nachmiozänen Verschiebungen nur jene der jüngsten Bewegungsphase in sich begreifen würden. Mißt man die Verschiebungsbeträge nicht an der Donatiline, sondern senkrecht zum Schichtenstreichen (also etwa auf einer nordnordöstlichen Linie), so ergeben sich übrigens, wie dies auch Kieslinger hervorgehoben hat, noch beträchtlich geringere Verschiebungsbeträge. Sie können mit Bezug auf die Phyllitzone mit 4 bis höchstens 6 km angenommen werden.

Es erscheint mir nun gewiß nicht übertrieben, anzunehmen, daß die Phyllitzone und die nördlich anschließende alkristalline Scholle (einschließlich Mittelkärntens) in allen tektonischen Phasen, von der Kreide bis in das jüngste Tertiär hinein, einen zusammen um etwa 4—6 km stärkeren Zusammenschub und ein in diesem Ausmaße erfolgtes weiteres, relativ nördliches Vorrücken erfahren haben, als das östlich davon gelegene Bachergewölbe und die Koralpe. Das Gutensteiner Kristallin, welches gegenwärtig an den Nordwestbacher anschließt, wäre unter der Voraussetzung einer nur mäßigen Nordverschiebung etwa als die Fortsetzung der mittleren Teile des Bachers anzusehen, während die Südabdachung des letzteren, westlich der Störungszone, von den Karawanken randlich überschoben, durch die Phyllitvorlage repräsentiert wäre.

Vielleicht würden die angeführten Momente nicht ausreichen, um die hier gegebene Deutung hinreichend zu begründen, wenn nicht andere Gedankengänge in gleicher Richtung weisen würden. Kieslinger setzt bei seiner Annahme voraus, daß die tektonische Fortsetzung des breiten Gewölbebaus des Bachers in der Unterlage der eng gefalteten und geschuppten Karawankenzüge und in der Unterlage der steil aufgerichteten Tonalit- und paläozoischen Schieferzone gelegen wäre, über welche die genannten Zonen als flache Decke überschoben worden wären. Meiner Meinung nach spricht der enge Falten- und Schuppungs-

bau der Nordkarawanken, der unbeschadet randlicher Ausflachung von Schuppen nach Tellers Profilen vorzuherrschen scheint,<sup>1)</sup> sowie die geradlinige, schmale, langgedehnte Erstreckung dieses Drauzuges dafür, daß hier ein tiefgründiges, mehr oder minder mit steilen Faltenwurzeln versehenes, wenn auch randlich flacher auf seine Vorlage aufgeschobenes Gebirge vorliegt, nicht aber eine vollkommen entwurzelte Abscherungsdecke.<sup>2)</sup>

Ähnliches gilt von der Tonalitzone. Wenn auch Kieslinger als neues Ergebnis im Bachermassiv Tonalite feststellen konnte, so ist es doch nach der ganzen Sachlage im höchsten Grade unwahrscheinlich, daß die tektonische Fortsetzung der 30 km langen und nur 2—3 km breiten Tonalitgranitzone von Eisenkappel, eines so charakteristischen und auffälligen Elements der östlichen Südalpen, im Bachergebirge zu erblicken wäre, das einen ganz andern Bau aufweist. Mit Recht hat sich auch Spitz gegen eine solche Voraussetzung gewendet. Das Auftreten solch linear gestreckter, zusammenhängender kristalliner Gesteinszonen, ummantelt von einer in gleicher Richtung erstreckten, wenn auch gegen dieselben verschobenen Hülle, scheint mir viel mehr für steiler in die Tiefe setzende Faltungen und Schuppungen zu sprechen, als für flachen Deckenschub.

Unter dieser mir wahrscheinlicher erscheinenden Annahme wäre also nicht nur die mesozoische Decke der Karawanken, wie Kieslinger annimmt, sondern auch deren Grundgebirge (z. B. Kristallin der Tonalitzone) westlich (südwestlich) unserer großen Störung nach N vorgerückt und würden die östlichen Karawanken nur randlich über der Fortsetzung des Bachers ruhen, im übrigen, wie es auch Spitz angenommen hat, auf einer kristallinen Basis, deren Fortsetzung unmittelbar südlich des Bachers zu liegen kommt. Nur an ihrem Nordsaum wäre eine stärkere Aufschuppung auf die etwa der Südflanke des Bachers entsprechende Phyllitzone vorzusetzen.<sup>3)</sup> Im jüngeren Tertiär reichte allerdings der faltige Zusammenschub nach N hin offenbar nur mehr bis in den Bereich der Karawanken (einschließlich) und deren unmittelbarste Vorlage, aus welcher Zone schon durch Höfer,<sup>4)</sup> Penck,<sup>5)</sup> Canaval<sup>6)</sup>

1) Da hier nur das Problem der Gebirgsbildung nur mit Bezug auf die Donati-Lavantaler Störung besprochen werden soll, erübrigt es sich, auf die regionalen, alpen-tektonischen Deutungen im Sinne des Deckenbaus, wie sie von L. Kober („Bau und Entstehung der Alpen“, Berlin 1924, S. 140), A. Tornquist („Interkretazische und alttertiäre Tektonik der östlichen Zentralalpen“, Geologische Rundschau, XIV. Bd., 1923, S. 138) und R. Staub („Bau der Alpen“, Bern 1924) entworfen wurden, einzugehen.

2) Mau beachte, wie am westlichen Ende des Drauzuges, bei Obersillian, tief eingeklemmte Triasstreifen als hier sich heraushebende Wurzeln des mesozoischen Drauzuges erscheinen.

3) Womit über das Ausmaß der Schuppeutektonik innerhalb der Karawanken, über das Spitz und dann A. Kieslinger eingehender berichtet haben, keinerlei einschränkende Aussage gemacht sei!

4) Das Alter der Karawanken. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1908, Nr. 13, S. 293—295.

5) Die Alpen im Eiszeitalter, 3. Bd., S. 1098—1102.

6) „Das Kohlenvorkommen von Lobnig bei Eisenkappel in Kärnten und das Alter der Karawanken.“ Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch, 67. Bd., 1919.

und in neuester Zeit durch Kieslinger<sup>1)</sup> Anzeichen weitgehender, nachmiozäner, N gerichteter Schuppungen bekanntgeworden sind.<sup>2)</sup>

Das tektonische Gesamtbild der Donati-Lavanttaler Störung.<sup>3)</sup>

Zum Schlusse seien noch einige Hinweise auf die größeren Zusammenhänge der Bewegungsvorgänge, die sich an der Donati-Lavanttaler Störung abgespielt haben, gegeben. F. Kossmat hat im Jahre 1913 eingehend auf die große Bedeutung des dinarischen Bogens im Bau der Zentralalpen hingewiesen und in diesen periadriatische Konturen zu verfolgen versucht. Als eine solche wurde von ihm auch der NW verlaufende, durch die Lavanttaler Störung gebildete Bacherrand angesprochen. (Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft, 1913, S. 126—121.)<sup>4)</sup> Ich habe in der Studie „Bau der östlichen Südalpen“ und in der Mitteilung „Die Bedeutung des Dinaridenproblems für den Alpenbau“<sup>5)</sup> die Wirksamkeit des dinarischen Bogens im Alpenbau zu analysieren versucht und auf das Eindringen speziell des tertiären dinarischen Faltsystems in das kretazische und vorkretazische tektonische Gefüge der Ostalpen verwiesen. So wurde der Einfluß der dinarischen Aufprägung besonders auf den südalpinen Bau und dessen Umformung durch die schräge angreifenden dinarischen Kräfte im einzelnen verfolgt.

Die südalpine Scholle, im S und SW des Bachergebirges, befindet sich nun in einer tektonisch interessanten Position: einerseits machen sich hier offenbar noch die äußersten Einflüsse des über die Südalpen übergreifenden dinarischen Bogens geltend, der westlich und südwestlich davon, im Bereiche der Nordkarawanken, Steiner Alpen und der eigentlichen Savefalten, in schrägen Knickungsüberschiebungen<sup>6)</sup> an dem ost-westlich orientierten alpinen Faltsystem die dem dinarischen Schub entsprechende Raumverringering erzeugt hat. Andererseits ist es das Ausweichen der südalpinen Faltungen gegen die Südkarpathen, das im Raume südöstlich des Bachermassivs in NO streichenden Wellen erfolgt, welches dadurch den damit verknüpften südöstlichen Schub auch in unserem Raume zur Geltung bringen mußte.

An den großen Knickungen (Knickungsüberschiebungen), welche unter die Steiner Alpen und Karawanken von SW her eingreifen und in der engeren Faltung und Schuppung der Nord- und Südkarawankenzüge kommt die NO bzw. SW gerichtete dinarische Bewegungskraft, z. T. in ihre Komponenten zerlegt, zur Auswirkung. Das schräge, gegen

<sup>1)</sup> Anzeiger der Akademie der Wissenschaften, Wien 1923, und Karawankenstudien I (Sitzungsberichte der Akademie Wien, 1929).

<sup>2)</sup> Anf die junge Erhebung der Karawanken weist auch A. Tornquist (Geologische Rundschau 1923. XIV. Bd., S. 138) hin.

<sup>3)</sup> Nur als kurzer Hinweis gedacht, dessen nähere Ausführung an anderer Stelle erfolgen soll.

<sup>4)</sup> „An der im dinarischen Sinn streichenden Verwerfung Windischgraz—Weitenstein ist das Gebirge samt einer über die verschiedenen Einheiten (Kosjak-Tonalit- und Drauzug) transgredierender Oberoligozänsschichten gegen den Bacher abgesunken und nach Südosten abgelenkt“. (F. Kossmat, loc. cit.)

<sup>5)</sup> Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1928, Heft 1—2.

<sup>6)</sup> bzw. Knickungsüberschiebungen.



W hin immer weitere Vordringen des dinarischen Bogens über die süd-alpinen Zonen — schließlich sogar bis in die Zentralalpen hinein — prägt sich hier in dem in Knickungen sich vollziehenden stärkeren Vordringen der westlichen Karawankenteile gegenüber den östlichen,<sup>1)</sup> jenem der westlichen Ausläufer der Tonalitzone gegenüber ihrem östlichen geschlossenen Zuge, ferner des Altpaläozoikums am Nordsaum der Košuta (= Südkarawanken) gegenüber dem relativ zurückgebliebenen des Seeberges (am Nordsaum der Steiner Alpen) und schließlich in der nördlicheren Position der Südkarawanken (Košuta) gegenüber der ihre Fortsetzung bildenden Kosiak-Weitensteiner Gebirgszone usw. aus.

Die südwestliche Randstörung des Bachers (= verlängerte Lavanttaler Störung) entspricht in diesem Sinne der Begrenzung einer in analoger Weise vordringenden östlichsten Staffel. Sie markiert die Grenze zwischen einer in jüngerer Zeit unter dem Einfluß des dinarischen Bogens stärker gefalteten Zone und der östlich davon gelegenen, speziell in den späteren Phasen der Gebirgsbildung relativ weniger zusammengeschobenen, im großen und ganzen bereits außerhalb des dinarischen Bogens gelegenen Scholle. Einem ähnlichen Gedankengang folgend, hat offenbar Kieslinger die Lavanttaler Störung als Führungsschiene bezeichnet, an welcher der südalpine Bogen gegen N vordringt (loc. cit. S. 527).

Ebenso erscheint aber die (Lavanttaler) Donatistörung als Auslösung jener NW gerichteten Seitenverschiebung, welcher die Savefalten im Gefolge der Entstehung NO streichender Faltenwellen unterliegen mußten, als sich diese nachmiozän, z. T. nachpontisch, im Raume zwischen Donatiberg, Ravna Gora und Murinselgebiet ausbildeten. Schiebt man diese durch Südostdruck entstandenen Faltungen und Schuppen in ihren ursprünglichen Bildungsraum, in südöstlicher Richtung zurück, so müssen auch die unmittelbar westlich und südwestlich anschließenden tektonischen Einheiten nach eben derselben Richtung rückverlegt werden. Dadurch fügen sich dann auch die durch nordwestlichen Vorschub auseinandergerissenen Faltenzüge beiderseits der Donatistörung wieder aneinander an.

So erscheint Ort, Verlauf und Bewegungsform an dieser großen ost-alpinen Dislokation im wesentlichen als die Auslösung verschieden gerichteter, verschiedenartiger tektonischer Bewegungskomponenten und als die komplizierte Resultante von Vorgängen, deren tiefere Ursache aus den Erscheinungen an der Oberfläche des Gebirges nur aus den großen regionalen tektonischen Zügen des Gebirges in einigen Hauptmomenten vermutungsweise erschlossen werden kann.

Es handelt sich bei Entstehung der Bewegungen an der Donati-Linie nicht einfach um einen Stau der Savefalten vor dem Bacher und um ein stärkeres nördliches Vordringen der Schollen westlich und östlich

<sup>1)</sup> In ähnlicher Weise spricht Kieslinger von den Querflexuren und Blattverschiebungen in den Karawanken, indem er angibt: „Ihre Gesamtanordnung ist so, daß immer die westliche Staffel weiter nach N vordringt als ihr östlicher Nachbar“ (Karawankenstudien, I, S. 206).

von diesem (Kieslinger), sondern vielmehr um eine weitgehende Schollenverschiebung an der großen Störung, die den ganzen Raum südlich, südöstlich und südwestlich derselben ergriffen hat. Die Richtung dieser Verschiebung war in den östlicheren Teilen eine westnordwestliche bis nordwestliche (ostsüdöstliche bis südöstliche), in den westlicheren (nordwestlichen) Teilen eine nordnordwestliche (südsüdöstliche), wobei Schleppungen der Schollen die Richtungsänderung markieren. Dieser Bewegungsvorgang hat sich aber außerdem nicht in einem starren, sondern in einem in gleichzeitiger Faltung und Schuppung begriffenen Zonenstreifen abgespielt,<sup>1)</sup> woraus naturgemäß eine noch weitergehende Komplikation der Erscheinungen resultierte. Schließlich haben sich offenbar ähnliche Bewegungen in analogen Räumen, speziell aber wohl westlich des Bachers, schon seit der höheren Kreidezeit in mehreren Phasen vollzogen.

Wie das Ausklingen der Seitenbewegungen sich an der Lavanttaler Störung gegen N (NW) hin, meiner Auffassung nach, vollzieht, wurde — unter Diskussion der Ansicht Kieslingers — schon im vorhergehenden eingehend erörtert.

Im SO des Bachers glich sich die Bewegung, vermutlich bei Entstehung NO streichender Falten und durch Auflösung in einzelne auseinanderstrebende Teilstaffeln, im Raume gegen die Drau zu, aus.

### Zusammenfassung.

Die Ergebnisse dieser Mitteilung beziehen sich auf Studien im Bereiche der Donatiline und der Triasklippenzone Kraiberg—Slemene in den nördlichen Savafalten, auf die Ausdeutung dieser Resultate für den Gebirgsbau dieses Bereiches und auf eine kritische Stellungnahme zu anderen, in dieser Frage geäußerten Ansichten, insbesondere jenen A. Kieslingers.

Die Beobachtungen haben ergeben, daß die ursprüngliche Anlage der Donatistörung nicht, wie bisher meist vermutet worden war, auf N gerichtete Überschiebungen, sondern auf S gerichtete steile Schuppung zurückgeht. Hiedurch wird eine von mir bereits 1913 geäußerte Auffassung bestätigt. Für die spätere teilweise Umformung dieser Schuppenzone (im Bereiche der eigentlichen Donatiline) zu einer Blattverschiebung und die Herstellung einer Verbindung der letzteren mittels eines schräg durchsetzenden Blattes mit der großen Lavanttaler Störung<sup>2)</sup> konnten durch die Messung sehr zahlreicher Strömungen an den Harnischen eindeutige Belege beigebracht werden. Hiedurch hat die bezügliche Auffassung von A. Spitz, welcher an der Donatiline eine große Längsverschiebung der Schollen vorausgesetzt hatte, eine ausgezeichnete Bestätigung gefunden.

Die Stellungnahme zur Auffassung A. Kieslingers führte zunächst zu einer entschiedenen Zurückweisung der meiner Auffassung nach unberechtigten Kritik, welche er jetzt an der seinerzeit von mir (1913!) geäußerten Ansicht einer Südbewegung des Bachers gegen die

<sup>1)</sup> Was auch Kieslinger annimmt.

<sup>2)</sup> Die Lavanttaler Störungszone hat A. Kieslinger eingehender geschildert.

Saviefalten geübt hat. Kieslinger stellt ihr die Annahme eines im W (westlich des Bachers) stärkeren, im O schwächeren Nordbewegung des Saviesystems gegenüber. Es wurde in dieser Studie dargelegt, daß der Widerspruch der Auffassungen z. T. nur ein scheinbarer ist, indem bei der Relativität der Begriffe über die Richtung tektonischer Bewegungsvorgänge die eine oder die andere Ausdrucksweise schon im vorhinein gleichberechtigt erscheint. Im vorliegenden Falle halte ich aber angesichts des nunmehr erhärteten Nachweises verbreiteter, S gerichteter Aufschuppung im S des Bachers die Ausdrucksweise „Südbewegung des Bachers“ für vorteilhafter als jene eines Nordschubs (Nordunterschubung) der anschließenden Saviefalten.

Der Ansicht Kieslingers, daß sich die Seitenbewegung an der nordwestlichen Fortsetzung der Donatistörung (= Bacherrandstörung) vermittelt eines schuppenartigen Vorschubs der Karawanken gegen die Zentralalpen hin ausgeglichen hat, stimme ich — ähnlichen Auffassungen zuneigend — zu, desgleichen in der Ablehnung der in bezug auf das Ausmaß der Seitenbewegung an der Bacherrandstörung zu weit gehenden Auffassung von A. Spitz. Andererseits aber mußte ich der Vermutung Ausdruck geben, daß das Vordringen der Karawankenscholle westlich des Bachers nicht nur allein die mesozoische Decke (bzw. ihre Phyllitbasis) betroffen hätte (Kieslinger), sondern daß — unbeschadet eines stärkeren Vorschubbens der oberen Hülle — auch die tieferen kristallinen Gesteinseinheiten einer schwächeren Vorbewegung an unserer großen Dislokation unterlegen waren. Das westlich der großen Störung stärkere Vordringen der letzteren mag sich erst irgendwo an der eigentlichen Lavanttaler Störung vollständig ausgeglichen haben. Für diese Auffassung spricht vor allem die ganz einheitliche Schleppung aller, also auch der tieferen Gesteinseinheiten (z. B. Tonalitzone), mit Annäherung an den Bacher und die Beziehungen der Karawanken zum Bacher überhaupt.

Allerdings wäre nach der in dieser Studie dargelegten Auffassung nur ein sehr bescheidener Teil der Seitenbewegung an der Bacherrand- (südlichen Lavanttaler) Störung noch den nachmiozänen Bewegungsphasen der eigentlichen „Donatistörung“ zuzuschreiben, weitaus der größere aber zweifelsohne schon auf Rechnung jungmesozoischer und alttertiärer Phasen zu setzen. Die auch von Kieslinger angenommene, schon jungmesozoische Entstehung der Senke am Westsaum des Bachers spricht dafür, daß die große Dislokation (Bacherrandstörung) in irgendeiner Form und Ausdehnung schon damals bestand hat.

Im letzten Abschnitt dieser Studie wurden einige Andeutungen für die später an anderer Stelle näher auszuführende, tiefere tektonische Begründung der großen Lavanttal-Bacherrand-Donatistörung gegeben. Sie war danach in einem ausgedehnteren, relativ stärkeren Vordringen der östlich und nördlich von letzterer gelegenen Scholle (mit dem Bacher) in der Richtung nach SSO—OSO gegeben und in einem relativen Zurückbleiben der gleichzeitig, bei Unterfahrung durch die Zentralalpen, gefalteten und geschuppten westlichen Teile (speziell Karawanken) begründet; oder kann — was auf das gleiche hinauskommt — unter dem Bilde eines stärker nördlichen—westnordwestlichen Vordringens der gleichzeitig

gefalteten, westlichen und südlichen Zonen gegenüber den relativ zurückbleibenden östlichen und nördlichen Teilen (Bacher usw.) verstanden werden. Die große Störung reicht ostwärts noch über den Saum des Bachergebirges hinaus und gleicht sich hier vermutlich — bei Entstehung NO streichender Faltenwellen — durch Auflösung in Teilstaffeln aus.

Ihre Entstehung hängt in letzter Linie einerseits mit dem Vordringen des dinarischen Bogens zusammen, welcher westlich des Bachers — unter dem Einfluß seiner schrägen Aufprägung auf die südalpinen Wellen — die Randzone der letzteren immer relativ weiter gegen N vordringen läßt und in der Bacherrandstörung<sup>1)</sup> seine östliche Ablösungskluft besitzt; andererseits mit dem von NO her erfolgenden Einlenken eines Astes der Südkarpathen (vom Bakonyerwald her). Hierbei konnte an der Donati-(Bacherrand)störung gewissermaßen der Bewegungsausgleich erfolgen, welcher durch die — bei Entstehung der NO streichenden Falten bedingte — Raumverringerung im östlichen Teile und durch das Nachgeben gegenüber dem „dinarischen Bogen“ im westlichen Teile nötig war. Hier kommt also die tektonische Einflußnahme der beiderseitigen Nachbarschollen auf das an und für sich im wesentlichen durch N—S gerichtete Kräfte gefaltete Savagesystem zum Ausdruck.

Gewiß liegt in all diesen Fragen ein sehr schwieriges Problem vor, das bis zur völligen Aufhellung noch viele Beobachtungen in der Natur und eine gründliche Ausdeutung derselben zur Voraussetzung haben muß. Es erschien mir aber nicht unwesentlich, in dieser von den Savafalten ausgehenden Betrachtungsweise auf das Problem der großen, östliche Zentralalpen und Südalpen verbindenden Dislokation hinzuweisen und zu prüfen, wie sich die Resultate zu dem speziell von A. Kieslinger vor kurzem vom zentralalpinen Boden aus unternommenen Deutungsversuch verhalten, um dadurch einen weiteren Beitrag für diese interessante Frage zu liefern.

Wien, im Februar 1929, mit Ergänzungen versehen im März 1930.

---

<sup>1)</sup> Sie steht anscheinend schon nicht mehr unter dem Einflusse stärkerer transversaler Pressung, wie die weiter westlich gelegenen „Knickungen“ innerhalb des dinarischen Bogens.

### Bemerkungen zur Karte.

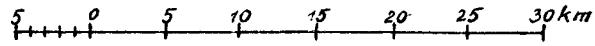
Die Kartenskizze (Tafel) ist auf Grund der vorliegenden geologischen Karten (Teller, Dreger, Gorjanovič-Kramberger, Kieslinger) zusammengestellt worden. Herr Doktor A. Moos hatte die Freundlichkeit, Ergänzungen im Gebiet von Wacher und Orlica und im Ranne zwischen unterer Mur und Drau (Verlauf der jüngeren Antiklinalen, Brüche am Beckenrand) anzubringen und diese mir zur Veröffentlichung zu überlassen, wofür ihm hier herzlich gedankt sei.

## Inhaltsverzeichnis.

	Seite
I. Beobachtungen an der Donatiline.....	351
A. Allgemeines .....	351
B. Detailbeobachtungen an der Donatiline zwischen Heiligengeist (Loče) und dem Glashüttental, östlich von Ober-Kostreinitz .....	353
C. Die nordwestliche Fortsetzung der großen Blattverschiebung (Donatistörung) bei Stranitzen (Gonobitz, NW) .....	359
II. Die Triaskluppenzone Krahberg—Stemene, die primäre Anlage der Donatistörung und die Beziehungen beider.....	359
III. Die Bedeutung der Donati-Lavanttaler Störung im Bau der östlichen Alpen..	363
Zusammenfassung .....	376
Inhaltsverzeichnis .....	379

# Übersichtsskizze der östlichen Savefallen

Maßstab 1:500.000



- |  |  |  |  |
|--|--|--|--|
|  | Altkristallin  |  | Südlichste Savefallenzüge                              |
|  | Phyllit  |  | Junge Eruptivgesteine                                  |
|  | Bachergranit, Tonalite-Granitite und Hüllgesteine v. Eisenkappel |  | Gosau  |
|  | Karawankenmesozoikum   |  | Tertiär und Quartär                                    |
|  | Jungpaläoz.-mesoz. Zone von Weitenstein-Wotsch                   |  | Steile Störungen (Blattverschiebung, Schuppen, Brüche) |
|  | Mesozoikum v. Ponigl-Ravnagora                                   |  | Jungtertiäre Antiklinalen                              |
|  | Karbon-Trias-Falten der Trojana-Rudenza-Jvanšćica                |  |  |



# Die Radiolarienfauna der mitteljurassischen Kieselmergel im Sonnwendgebirge.

Von Ilse Heitzer.

(Mit 3 Tafeln.)

Aus dem Geologisch-paläontologischen Institut der Deutschen Universität zu Prag.

## 1. Beschaffenheit und Lagerung des Gesteins.

Das Gestein, dem die nachstehenden Untersuchungen galten, stammt aus dem Sonnwendgebirge. Es gehört der Gruppe der dort als Hornsteine, Kieselmergel und Kieseltonne (aus dem Dogger) vertretenen Radiolariengesteine an, u. zw. dem sogenannten Maurizer Gruber. Im Liegenden dieser Schichten befinden sich die roten Liaskalke, im Hangenden die Hornsteinbreccie. Die untersten Lagen bilden meist die Hornsteine, die in Mergel und diese wiederum in Tone übergehen (40).

Zur Bearbeitung standen mir Kieselmergel zur Verfügung, auch einige Proben tonig-plastischen Materials. Die ersteren sind von Radiolarienskeletten dicht erfüllt. Seltener finden sich Spongienadeln. Manchmal kommen kleine, unregelmäßig gestaltete Kieselbröckchen vor, die aber dem ganzen Aussehen nach eng verbackene und durch Verwitterung unkenntlich gemachte organische Reste sind. Solche Reste hängen auch häufig einzelnen Formen an. Der Tongehalt dürfte nicht viel mehr als die Hälfte betragen, der Kalkgehalt ist gering. In den plastischen Kieseltonen überwiegt der Tongehalt gegenüber den kieseligen Bestandteilen bedeutend, und die Radiolarienskelette sind nicht in so großer Menge vorhanden wie in den Mergeln.

Was die Fauna selbst betrifft, so ist sie sowohl in den Mergeln als auch in den Tonen vollständig gleichartig entwickelt und trägt alle Merkmale der von Haeckel als Tiefseeformen bezeichneten Radiolarienskelette (4). Die Nassellarien überwiegen die Spumellarien. Von 132 festgestellten Arten gehören 94 den ersteren, 38 den letzteren an. Auch die besonderen Merkmale, die Haeckel angibt, sind vorhanden. Die Formen sind vielfach sehr schlank, vor allem aber weisen sie ein massives Skelett mit kleinen bis mittelgroßen Poren und dicken Zwischenbalken auf. Feines Gitterwerk tritt selten und dann fast nur bei Spumellarien auf. Auffallend ist eine gewisse Einförmigkeit in der Ausbildungsweise der Skelette. Es treten nur 30 Gattungen auf, darunter größtenteils solche, die nach ihrem äußeren Habitus und der systematischen Stellung eng zusammengehören.

Nach dem Gesagten lände die Ansicht Wähners, daß es sich bei diesen Gesteinen um pelagische Tiefseeablagerungen handelt, eine Bestätigung.



## II. Methode der Gewinnung und Bearbeitung.

Aus dem Gesteinsmaterial wurden die Radiolarienskelette durch Schlämmen gewonnen. Die tonigen Proben wurden einfach in Wasser geschlämmt, der Kieselmergel teils in verdünnter Natronlauge, und dann noch in einer Sodalösung gekocht. Das letztere Verfahren dauert einige Tage und zeitigt keine besseren Ergebnisse als das erste. Nach dem Schlämmen wurden die Skelette noch einige Minuten in konzentrierter Salzsäure gekocht. Dadurch wurden die Formen zwar von dem Ton und Kalk befreit, die anhaftenden kieseligen Fremdkörper waren aber nicht zu beseitigen. Ein Versuch mit Kalilauge mißlang, da von dieser die Skelette angegriffen wurden. Bei der Beobachtung im auffallenden Lichte wirkt das Anhaften der Fremdkörper sehr störend und oft irreführend bei der Bestimmung. Dieser Fehler läßt sich aber bei der Untersuchung im durchfallenden Lichte bei der Wahl geeigneter Aufhellungsmittel, wenigstens z. T. beheben. Als Aufhellungsflüssigkeit fanden Pseudocumol, Monobrombenzol und gewöhnliches Benzol Verwendung. Das letztere erwies sich bei der Arbeit wegen seiner raschen Verdunstung als sehr vorteilhaft. Erstens bekommt man da die Formen zu anderweitiger Beobachtung und Verwendung rasch trocken und zweitens wird man bei der Untersuchung während der Verdunstung infolge der veränderten Lichtbrechung auf manche Feinheiten aufmerksam, die dem Auge sonst leicht entgehen können. Denn sowohl im unmittelbar auffallenden wie im durchfallenden Lichte sind gewisse feine Struktureigentümlichkeiten, z. B. feine Rippen oder hexagonales Maschenwerk, besonders wenn die Form schon etwas korrodiert ist, nicht zu sehen. Monobrombenzol gibt eine bessere Aufhellung, doch trocknet es viel langsamer. Trotz aller Versuche auch mit anderen Aufhellungsflüssigkeiten gelang es aber doch nicht, gewisse, jedenfalls auch kieselige Ausfüllungen im Inneren der Formen zu durchdringen. Es war schon ein Erfolg, wenn man bei diesen Exemplaren wenigstens annähernd die Beschaffenheit der Schale erkennen konnte.

Die Abbildungen wurden mit Hilfe eines Zeichenapparates hergestellt. Zur Aufbewahrung der Skelette verwendete ich kleine Glasröhrchen von ungefähr 3 cm Länge und 3 mm Breite, die an einem Ende zugeschmolzen waren. Sie boten nach vielen anderen Versuchen immer noch die größte Gewähr dafür, daß die Exemplare nach Monaten wieder zu finden waren. Daß die Möglichkeit, fossile Radiolarien in der gleichen Weise zu bearbeiten wie rezente Formen, gegenüber der Untersuchung von Dünnschliffen große Vorteile aufweist, liegt auf der Hand. Man ist nicht auf zufällige Durchschnitte angewiesen, sondern kann die Form von allen Seiten betrachten und sich so mit Sicherheit über ihre Gestalt und Oberflächenskulptur orientieren. Auf jenen Mangel der Dünnschliffe kann man auch vielleicht den Umstand zurückführen, daß in den Arbeiten über fossile Radiolarien, die größtenteils nach Dünnschliffen bearbeitet sind, im einzelnen z. B. sehr wenig *Dicolocapsa*-Arten beschrieben werden. Da man in den wenigsten Fällen gerade

einen Längsschnitt erhält, erscheint der Schriff wohl meist bei der gewöhnlich kugeligen oder elliptischen Beschaffenheit der untersten Kammer als Durchschnitt durch eine *Cenosphaera* oder *Cenellipsis*. Im Gegensatz dazu fand ich in meinem Material 14 Arten von *Dicolocapsa*, darunter drei noch nicht beschriebene, und fast alle durch zahlreiche Exemplare vertreten. Ähnlich verhält es sich auch bei anderen Nassellarien, denn die Wahrscheinlichkeit eines quer oder schräg verlaufenden Schnittes ist immer größer als die eines Längsschnittes.

So große Vorteile die geschilderte Methode aufweist, besitzt sie doch auch Nachteile, in bezug auf die, die vorliegende Untersuchung keinen Anspruch auf Vollkommenheit erheben kann. Einmal ist es möglich, daß beim Schlämmen trotz aller Vorsicht einzelne, besonders kleine Formen verlorengehen. Dann kann man Exemplare, die viel kleiner als 50  $\mu$  sind, mit unbewaffnetem Auge auch unter günstigen Bedingungen kaum wahrnehmen und mit der Präpariernadel fast nicht dirigieren. Endlich ist manchmal der Erhaltungszustand so schlecht, daß man auch keine annähernde Bestimmung durchführen kann.

Was die Artbestimmungen selbst betrifft, so hielt ich mich streng an die Literatur, die mir leider nicht ganz vollständig zugänglich war. Der größte Teil und besonders die wichtigsten Werke standen mir aber zur Verfügung. Bemerken möchte ich hier, daß mir bei einzelnen Autoren eine große Inkonsequenz bezüglich der Gattungsbestimmungen auffiel, obwohl fast überall die Haeckelschen Diagnosen zugrunde gelegt sind. Daher mußten natürlich manche Formen, die ihren Merkmalen nach eigentlich in eine andere Gattung gehören, bei der belassen werden, in die sie früher eingereiht worden waren. Bei der Aufstellung neuer Arten ging ich nach Haeckels Gattungsdiagnosen vor (4). Arten, die nur annähernd identifiziert werden konnten, wurden mit einem „aff.“ versehen, genau beschrieben und abgebildet.

### III. Erhaltungszustand und besondere Merkmale.

Was den Erhaltungszustand der Skelette betrifft, so ist er in ein und derselben Probe verschieden. Man trifft Formen, die oft besser erhalten sind als sie vorher in der Literatur beschrieben wurden, daneben andere, deren Gattungszugehörigkeit kaum festzustellen ist und bei denen man an eine Bestimmung nicht denken kann. Stark abgerollte Formen sind häufig und haben manchmal steinkernartiges Aussehen. Eigentliche Steinkerne wurden nicht gefunden. Hier möchte ich gleich auf eine Erscheinung aufmerksam machen, die ich bisher nirgends beschrieben fand und deren eigentliche Natur mir nicht ganz klar ist. Bei einigen Formen, die den Gattungen *Cenosphaera*, *Dicolocapsa* und *Stichocapsa* angehören, machte ich die Beobachtung, daß an Stellen, wo die Gitterschale ausgebrochen war, darunter eine imperforierte Kugel aus derselben Kieselsubstanz wie das übrige Skelett zum Vorschein kam, die kleine halbkugelförmige bis breitkegelige Erhebungen trug. Diese sind in der gleichen Regelmäßigkeit angeordnet wie die Löcher der Gitterschale und manchmal auch durch diese hindurch sichtbar. Die Größe der Erhebungen variiert. Möglicherweise handelt es sich bei dieser Erscheinung

um Schalenausfüllungen, also Steinkerne. An eine zweite innere Kugel ist wohl nicht zu denken, da sie der Gitterschale dicht anliegt und nicht perforiert ist.

Einiges ist noch über die Oberflächenskulptur zu sagen. Es ist auffällig, daß verhältnismäßig viel Formen mit Längsrippen zu beobachten sind. Sie treten auch in Gattungen auf, in denen sie meines Wissens noch nicht beschrieben sind, u. zw. in folgenden: *Cenellipsis* (Fig. 12, 13), *Cyrtocalpis* (Fig. 28 a, b), *Archicapsa* (Fig. 33), *Dicolocapsa* (Fig. 44 a, b), *Tricolocampe* (Fig. 50) und *Lithocampe* (Fig. 68). Zwischen den Rippen sind selten deutliche Löcher, meist nur längliche oder runde Vertiefungen zu sehen. Hexagonales Maschenwerk ist im durchfallenden Licht in der Aufhellungsflüssigkeit und beim ersten Ansehen nur in wenigen Fällen festzustellen. Meist ist die Schale von unregelmäßig gestellten oder in Längs- und Querreihen angeordneten runden Löchern durchbohrt. Vielfach, und das besonders bei Spumellarien, *Dicolocapsa* und *Tricolocapsa* mit kugeligem untersten Gliede, sind die Löcher den Seiten eines Sechsecks entsprechend angeordnet. Auch wenn die Löcher rund sind, ist doch gewöhnlich im auffallenden Lichte das hexagonale Maschenwerk deutlich erkennbar. Manchmal ist es nur in Form sehr feiner Rippen sichtbar, während die Löcher das Innere der Sechsecke einnehmen. Ein anderer Fall ist der, daß auf der Oberfläche ein Gitterwerk ziemlich großer, hexagonaler Maschen auftritt, in deren Mitte sich ein kleines rundes Loch oder eine lochartige Vertiefung befindet. Die Maschen sind etwas erhöht als Rippen zu sehen und das Innere mehr oder weniger konkav. Manchmal ist das Netzwerk ganz abgerollt und auf die ehemalige Oberflächenbeschaffenheit kann man nur aus dem Vorhandensein und der Anordnung der kleinen, weilläufig stehenden Löcher schließen. Diese Skulptur findet sich bei den Gattungen *Cenosphaera*, *Dicolocapsa* und *Tricolocapsa*.

Manche Formen variieren ganz bedeutend in der Größe. Das fand ich auch häufig bei den Arten, für die in der Literatur eindeutig bestimmte Maße angegeben sind. Von einigen Arten, die bisher nur als Steinkerne bekannt waren (*Tricolocapsa obesa*, *Dictyomitra Ehrenbergi* . . .) konnte auch die Schalenbeschaffenheit beschrieben werden. Sie wurden auf Grund der Übereinstimmung der allgemeinen Umrißlinien, der Anzahl der Glieder usw. identifiziert. Endlich war es nicht zu umgehen, daß einige Arten neu benannt wurden, da in der vorhandenen Literatur durchaus keine vergleichbaren Formen zu finden waren. Die Wahrscheinlichkeit des Auftretens bisher noch nicht bekannter Formen ist um so größer, als die Fauna dieser Kieselmergel noch nicht beschrieben war.

Der Vollständigkeit halber möchte ich noch erwähnen, daß auch Spongiennadeln, wenn auch in geringer Anzahl, hier vorkommen, auf deren nähere Beschreibung ich aber nicht eingehen konnte.

Die Ergebnisse der vorliegenden Untersuchungen sind kurz zusammengefaßt folgende:

1. Die Radiolarienfauna der dem Dogger angehörenden Kieselmergel im Sonnwendgebirge ist hier zum ersten Male beschrieben; sie steht auch ganz vereinzelt da, weil sie Formen enthält, die wohl

Beziehungen zu Arten des oberen, aber nicht des unteren und mittleren Jura anderer Gebiete zeigt.

2. Diese Fauna erwies sich als eine, die ihren Merkmalen nach unzweifelhaft der Tiefsee angehört, wenn auch eine merkwürdige Einförmigkeit in der Ausbildung der Formen und Armut der Gattungen auffällt.

3. Bezüglich des speziellen Teiles:

a) Die meisten Formen konnten mit schon bekannten identifiziert werden und bei manchen traten bessere Ausbildungen in Erscheinung.

b) Gewisse Formen weisen auf Typen hin, die bisher nur als Steinkerne bekannt waren. Dadurch, daß hier Schalenexemplare vorliegen, ist der Nachweis der Schalenbeschaffenheit gegenüber dem früheren Zustand ein Fortschritt.

c) Endlich konnten einige Formen mit bereits bekannten nicht identifiziert werden und sind daher als neue Typen anzusehen.

Die in Klammern stehenden Zahlen im Texte bedeuten die Nummern der im Literaturverzeichnis angeführten Arbeiten. Die eingeklammerten Kreuze in der Tabelle betreffen die nur annähernd bestimmten Formen, die Fragezeichen die Arbeit Innocentis, bei der das Alter der Schichten nicht genau bestimmt ist.

#### IV. Paläontologischer Teil.

Klasse: *Radiolaria*.

Legio: *Spumellaria*.

Ordo: *Sphaerellaria*.

Suhordo: *Sphaeroidea*.

Familia: *Liosphaerida*.

Genus: *Cenosphaera*.

*Cenosphaera apiaria* Rüst.

Gegenüber der bei Rüst abgebildeten Form ist der Durchmesser der Kugel größer, die sechseckigen und runden Poren im Verhältnis kleiner, die Poren selbst sind nicht so stark konisch. Sehr häufig (25).

*Cenosphaera bakonyana* Rüst.

Die Löcher sind größer und stehen in dichteren, nicht so stark gebogenen Reihen; auch kleinere Formen als bei Rüst. Selten (25).

*Cenosphaera crebripora* Hinde.

Der Durchmesser ist größer, die Schale etwas dünner und die Löcher sind größer als bei Hinde (nicht bei allen Formen) (11).

Durchmesser der Kugel 0.16 mm, Durchmesser der Löcher 0.008 mm, Dicke der Schale 0.01—0.015 mm.

*Cenosphaera hirta* Parona.

Die runden Löcher sind teilweise als hexagonale Maschen ausgebildet; wo das nicht der Fall ist, wenigstens den Seiten eines Sechsecks entsprechend angeordnet (19).

Durchmesser 0.27—0.37 mm.

*Cenosphaera porosissima* Vinassa.

Der Durchmesser der Schale variiert zwischen 0·1275—0·18 mm (36, 37).

*Cenosphaera hexagonata* spec. n., Fig. 1.

Die Form ist kugelig mit etwas kantigem Umriß. Die Oberfläche wird von sechseitigen Platten gebildet, die von sieben kleinen, runden Löchern, je eines in jeder Ecke und in der Mitte, durchbrochen sind. Die Platten sind bei einigen Exemplaren kleiner und die Löcher nicht immer so regelmäßig angeordnet. Manche Formen zeigen auch eine unregelmäßigere Umrißlinie. Selten.

Durchmesser der Kugel 0·17 mm, Durchmesser der Platten 0·05 mm.

Eine ähnliche aus hexagonalen Platten gebildete Schale findet sich nur bei *Cenellipsis hexagonata* Vinassa (35).

*Cenosphaera* spec. ind., Fig. 2.

Die kleinen, kugeligen Formen zeigen eine nicht perforierte, mit größeren oder kleineren halbkugeligen bis stumpfkegelförmigen Erhebungen bedeckte Oberfläche (siehe Allgemeiner Teil).

Durchmesser 0·12 mm, manchmal etwas größer.

*Cenosphaera* spec. ind., Fig. 3.

Bei dieser Form, deren Größe stark variiert, kann nur die Gattung festgestellt werden. Die Oberfläche ist stark korrodiert, so daß man nur manchmal Spuren kleiner Löcher und kleine Spitzen (Korrosionserscheinungen?) wahrnehmen kann. Sehr häufig.

Genus: *Conosphaera*.*Conosphaera sphaeroconus* Rüst, Fig. 4.

Die vorliegende Form scheint eigentlich zweigliedrig zu sein, doch da Rüst angibt, daß diese halbkugelförmigen perforierten Erhöhungen der Schalenoberfläche durch Umbildung aus Stacheln hervorgegangen sind, so besteht wohl die Möglichkeit, daß sie bei dem einen oder dem anderen Stachel noch nicht vollendet ist. Auf Grund dieser Erwägungen stelle ich die Form zu *Conosphaera sphaeroconus*. Die Größen variieren (26).

Durchmesser der Kugel 0·12—0·195 mm, Durchmesser der Löcher 0·005—0·006 mm, Höhe der größeren Erhebung 0·015 mm.

Familia: *Stylosphaerida*.Genus: *Xiphosphaera*.*Xiphosphaera* spec. ind., Fig. 5.

Die Art läßt sich wegen des schlechten Erhaltungszustandes nicht identifizieren. Die Oberfläche ist stark korrodiert und trägt Spuren von Löchern. Ein Stachel ist abgebrochen, der andere breit und dreikantig. Die Kanten treten mit schmalen Rücken scharf herans.

Breitendurchmesser der Schale 0·16 mm, Länge des Stachels 0·175 mm, Breite der Basis des Stachels 0·05 mm.

Genus: *Triactoma**Triactoma* aff. *pachyacantha* Rüst.

Die Form ist kleiner als bei Rüst, die Löcher sind größer und zeigen im auffallenden Lichte hexagonalen Umriß (23).

Durchmesser der Kugel 0·1—0·12 mm, Länge der Stacheln 0·025 bis 0·04 mm, Durchmesser der Löcher 0·017 mm.

Genus: *Triasphaera*.*Triasphaera* aff. *aculeata* Vinassa, Fig. 6.

Die Form unterscheidet sich von der bei Vinassa beschriebenen durch die hexagonale Maschenstruktur der Oberfläche und die größere Dicke der Stacheln, die kantig sind (36).

Durchmesser der Kugel 0·25 mm, Durchmesser der Maschen 0·025 mm, Länge der Stacheln 0·16 mm.

*Indeterminatum*, Fig. 7.

Ellipsoide Gitterschale mit großen, runden Löchern, die entsprechend den Eckpunkten von Sechsecken angeordnet sind. Vier Fortsätze sind vorhanden, die in verschiedenen Ebenen stehen. Zwei sind mit Gitterwerk versehen, einer davon abgebrochen, bei dem anderen geht das Netzwerk in hyaline Kieselsubstanz über, ist kantig und bildet am distalen Ende fingerähnliche Verzweigungen. Die beiden anderen Fortsätze sind etwas kürzer, überhaupt hyalin, kantig und mit den fingerähnlichen Verzweigungen versehen.

Große Achse 0·265 mm, kleine Achse 0·22 mm, Durchmesser der Löcher 0·02—0·025 mm.

Subordo: *Prunoidea*.Familia: *Ellipsida*.Genus: *Cenellipsis**Cenellipsis* aff. *cyprinida* Rüst, Fig. 8.

Die Form ist viel kleiner als bei Rüst, der eine Pol stumpfer, die Löcher sind etwas größer und stehen dichter. Doch ist *C. cyprinida* die einzige Form, mit der die vorliegende zu vergleichen ist (25).

Große Achse 0·175 mm, kleine Achse 0·13 mm, Durchmesser der Löcher 0·005 mm.

*Cenellipsis* aff. *macropora* Rüst, Fig. 9.

Die in Fig. 9 abgebildete Form konnte nur annähernd mit der bei Rüst beschriebenen identifiziert werden. Sie ist im ganzen etwas breiter, statt der runden Löcher sind hexagonale Maschen vorhanden, die manchmal im Innern kleine, runde Löcher zeigen. Zu bemerken ist, daß die hexagonalen Maschen nur im auffallenden Lichte sichtbar sind, und daß bei der Abbildung von Rüst die runden Löcher ebenfalls den Seiten eines Sechseckes entsprechend angeordnet sind (14, 23, 26).

Große Achse 0·135 mm, kleine Achse 0·115 mm. Durchmesser der Sechsecke 0·02 mm.

*Cenellipsis* aff. *ovata* Rüst, Fig. 10.

Die vorliegende Form nähert sich *C. ovata*, doch ist sie viel größer, etwas breiter, außerdem scheint die Zahl der Längsreihen, in denen die kleinen runden Löcher angeordnet sind, größer zu sein. Letzteres ist nicht mit Sicherheit zu sagen (23, 26).

Große Achse 0·175 mm, größte Breite 0·115 mm.

*Cenellipsis* aff. *perspicua* Rüst, Fig. 11.

Von der bei Rüst beschriebenen weicht diese Form etwas ab. Sie ist kleiner, breiter, der eine Pol nicht direkt spitz, sondern mehr köpfchenartig verlängert; die Längsreihen der Löcher sind nicht so zahlreich, dazwischen manchmal feine Rippen, Querreihen überhaupt nicht sichtbar (26).

Große Achse 0·14 mm, größte Breite 0·1 mm, Durchmesser der Löcher 0·005 mm.

*Cenellipsis subtypica* Neviani.

Die Form ist etwas größer, die Löcher sind kleiner und stehen in dichteren Reihen (16).

Große Achse 0·155 mm, kleine Achse 0·08 mm, Durchmesser der Löcher 0·005 mm.

*Cenellipsis typica* Rüst.

Weicht nur durch die kleineren Löcher von der bei Rüst beschriebenen Form ab (23, 26).

*Cenellipsis costata* spec., n. Fig. 12.

Eine eiförmige, an einem Pol ziemlich stark abgeflachte Form, deren Oberfläche mit starken Rippen (sechs auf der sichtbaren Hälfte) versehen ist. In dem von je zwei Rippen begrenzten Teil der Oberfläche stehen in drei Längsreihen dicht nebeneinander sehr kleine, runde Löcher.

Große Achse 0·225 mm, größte Breite 0·135 mm, Durchmesser der Löcher 0·005 mm.

*Cenellipsis multicostata* spec. n. Fig. 13.

Regelmäßige Ellipse, an beiden Polen zugespitzt, die Oberfläche mit je 7—8 starken Längsrippen (auf der sichtbaren Hälfte). Auf der, zwischen je zwei Rippen befindlichen Fläche sind zwei Längsreihen kleiner, runder Löcher vorhanden.

Die Form hat große Ähnlichkeit mit der vorhergehenden, unterscheidet sich aber von ihr durch die beiderseitige Zuspitzung, größere Anzahl der Rippen und kleinere der Längsreihen der Löcher.

Große Achse 0·22 mm, kleine Achse 0·125 mm, Durchmesser der Löcher 0·004 mm.

*Cenellipsis* spec. aff. *Innocenti*, Fig. 36, Fig. 14.

Die sehr schlanke Ellipse stimmt im Umriss sehr gut mit der bei *Innocenti* abgebildeten Form überein. Die Oberfläche besitzt zahlreiche sehr kleine und dicht stehende Löcher (14).

Große Achse 0·18 mm, kleine Achse 0·085 mm, Durchmesser der Löcher 0·004 mm.

*Cenellipsis* spec. ind. Fig. 15.

Diese Form ist nicht zu identifizieren. Sie ist breitelliptisch, zeigt auf der Oberfläche kleine, runde, unregelmäßig stehende Löcher und kleine Spitzen. Im ganzen ist sie stark korrodiert. Gewisse Ähnlichkeit ist mit den bei *Vinassa* abgebildeten Formen (36, Fig. 32—34 u. 36) vorhanden.

Große Achse 0·1425 mm, kleine Achse 0·1125 mm.

Genus: *Ellipsoziphus*.

*Ellipsoziphus asper* Rüst Fig. 17.

Die Bestimmung wurde nach der Abbildung von Innocenti vorgenommen. Die vorliegende Form ist nicht so regelmäßig oval, sondern etwas mehr in die Länge gezogen, die Stacheln sind kantig und länger und von den Löchern nur Spuren vorhanden (14, 26).

Große Achse 0·17 mm, kleine Achse 0·09 mm, Länge der Stacheln 0·17 mm. Breite der Basis der Stacheln 0·045 mm.

*Ellipsoziphus biconstrictus* Rüst, Fig. 16.

Die vorliegende Form variiert etwas von der bei Rüst beschriebenen. Die Schale ist kugelförmig, ihre Verlängerungen reichen ziemlich weit und verkürzen die Stacheln. Die Oberfläche wird von einem Netzwerke runder Löcher gebildet, die den Seiten eines Sechseckes entsprechend angeordnet sind. Die ganze Form hat ein plumperes Aussehen als bei Rüst (26).

Gesamtlänge 0·43 mm, große Achse 0·22 mm, kleine Achse 0·185 mm, Größe der Schalenverlängerung 0·08 mm, Länge der Stacheln 0·045 mm, Durchmesser der Maschen 0·02 mm.

*Ellipsoziphus elongatus* spec. n., Fig. 18.

Sehr lange, schlanke Form, die in zwei glatte, dicke Stacheln ausgeht. Die Grundform ist elliptisch mit zwei tubenartigen, distal verengten Verlängerungen. Diese gehen in die Stacheln über. Die Oberfläche wird von einem Netzwerk hexagonaler Maschen gebildet, an deren Eckpunkten kleine Spitzen herausragen. Jene verschwinden in Benzol aufgeheilt. Es erscheinen an ihrer Stelle runde Löcher.

Gesamtlänge 0·5 mm, größte Breite 0·11 mm, Durchmesser der Maschen 0·0125 mm.

Genus: *Lithapium*.

*Lithapium ellipticum* Squinabol, Fig. 19.

Die Form ist fast zylindrisch mit rauher, stark korrodierter Oberfläche, auf der Spuren kleiner Löcher zu sehen sind. Der Stachel ist sehr kräftig und vierkantig, die ganze Form fast doppelt so groß wie bei Squinabol (28).

Gesamtlänge 0·34 mm, Länge des Stachels 0·1625 mm, Breite der Basis des Stachels 0·05 mm, kleine Achse 0·105 mm.

*Lithapium* aff. *pruniforme* Rüst, Fig. 20.

Unterscheidet sich von der bei Rüst abgebildeten Form durch die größeren Dimensionen, den dicken und stark kantigen Stachel und



das hexagonale Gitterwerk der Oberfläche. Die Kanten des Stachels springen stark vor und sind nicht scharf, sondern besitzen einen schmalen Rücken (26).

Große Achse 0·27 mm, kleine Achse 0·2 mm, Länge des Stachels 0·16 mm, Breite der Basis des Stachels 0·085 mm, Durchmesser der Maschen 0·02 mm.

*Lithapium* spec. Holmes Fig. 21.

Kommt der bei Holmes abgebildeten Form sehr nahe; ist aber etwas größer, der Stachel länger, die Oberfläche mit stellenweise sichtbaren kleinen Löchern (13).

Große Achse 0·12 mm, kleine Achse 0·105 mm, Länge des Stachels 0·03 mm.

Subordo: *Discoidea*.  
 Familia: *Porodiscida*.  
 Genus: *Rhopalastrum*.

*Rhopalastrum contractum* Rüst.

Die geringste Breite der Arme ist bei der vorliegenden Form am proximalen Ende (23).

Legio: *Nassellaria*.  
 Ordo: *Cyrtellaria*.  
 Subordo: *Spyroidea*.  
 Familia: *Lithobotryida*.  
 Genus: *Lithobotrys*.

*Lithobotrys undulata* an spec. n., Fig. 22.

Dreigliedrige Form mit einem großen kugeligen und zwei zusammen kugeligen Fortsatzgliedern. Die Oberfläche der Kugel ist mit breitkegelförmigen, oben etwas abgerundeten Erhebungen bedeckt und von kleinen, runden, unregelmäßig und nicht dicht stehenden Löchern perforiert.

Die Form ist der bei Rüst beschriebenen *L. uva* (23) sehr ähnlich, unterscheidet sich aber durch die geringere Anzahl der Glieder und die mehr kegelförmigen Erhabenheiten.

Gesamthöhe 0·195 mm, Durchmesser der Kugel 0·16 mm.

Subordo: *Cyrtoidea*,  
 Section: *Monocyrtida*,  
 Familia: *Phaenocalpida*.  
 Genus: *Cyrtoformis*.

*Cyrtoformis* aff. *aerostatica* Haeckel Fig. 23.

Die vorliegende Form kann nur annähernd identifiziert werden, da die Mündung beschädigt ist. Sie ist größer als bei Haeckel, auf der sichtbaren Oberfläche sind 8–9 Rippen vorhanden (4, Taf. 52, Fig. 2).

Große Achse 0·135–0·15 mm, kleine Achse 0·12–0·125 mm, Durchmesser der Löcher 0·006–0·009 mm.

Familia: *Cyrtocalpida*.

Genus: *Archicorys*.

*Archicorys* spec. ind., Fig. 24.

Birnförmig, mit sehr spitzem oberen und fast kugelförmigem unteren Teil. Die Mündung ist stark eingezogen mit glattem Rande. Die Oberfläche wird von kleinen, dicht alternierend stehenden Löchern perforiert.

Höhe 0·21 mm, Breite der Mündung 0·045 mm, größte Breite 0·13 mm, Durchmesser der Löcher 0·009 mm.

Genus *Cyrtocalpis*.

*Cyrtocalpis eurystoma* Rüst.

Mündung etwas stärker eingezogen, bei einem Exemplar auch leicht gezähnt. Die ganze Form ist kleiner (23, 24, 26).

Höhe 0·16 mm, größte Breite 0·135 mm, Durchmesser der Löcher 0·007 mm.

*Cyrtocalpis oblongula* Rüst.

Ist nicht sehr gut erhalten, stimmt aber bis auf die Größe ganz gut mit der bei Rüst beschriebenen Form überein, doch stehen die Löcher alternierend und nicht in Längsreihen. Einige Exemplare besitzen eine stärker eingezogene Mündung (23, 26).

Höhe 0·21 mm, größte Breite 0·115 mm.

*Cyrtocalpis* aff. *reticulosa* Rüst Fig. 25.

Die Form ist viel kleiner und schlanker, die Löcher sind größer, die Mündung ist nicht so stark eingezogen (23, 26).

Höhe 0·15 mm, größte Breite 0·115 mm, Durchmesser der Löcher 0·0125 mm.

*Cyrtocalpis hexagonata* spec. n., Fig. 26.

Mützenförmige Cyrtide mit weit offener Mündung, deren Rand leicht gezackt ist. Die Oberfläche ist von hexagonalen Maschen gebildet, die gegen die Spitze zu kleiner werden. Der oberste Teil scheint überhaupt glatt, höchstens von kleinen Poren durchsetzt.

Höhe 0·205 mm, größte Breite 0·13 mm, Durchmesser der Maschen in der Mitte 0·015 mm.

*Cyrtocalpis radiata* spec. n., Fig. 27.

Birnförmige Cyrtide mit eingezogener, aber großer Mündung mit glattem Rande. Der obere Teil geht in eine schlanke Spitze aus. Die Oberfläche zeigt kleine, runde, in dichten Längsreihen stehende Löcher; zwischen den Längsreihen scheinen Rippen zu verlaufen.

Höhe 0·175 mm, größte Breite 0·125 mm, Breite der Mündung 0·075 mm, Durchmesser der Löcher 0·007 mm.

*Cyrtocalpis multicosata* spec. n., Fig. 28 a, b.

Die eiförmige, oben mehr oder weniger zugespitzte Cyrtide besitzt eine schwach eingezogene Mündung mit gezacktem Rande. Die Oberfläche ist mit starken Längsrippen bedeckt (9—11 auf der sichtbaren

Hälfte), zwischen denen dicht nebeneinander kleine, runde Löcher oder ovale Vertiefungen stehen. Die Form variiert besonders in der Breite.

Höhe 0·16—0·175 mm, größte Breite 0·095—0·145 mm.

*Cyrtocalpis micropora* spec. n. Fig. 29.

Die ziemlich große Form zeigt eiförmigen Umriss, der an der Stelle der größten Breite einen mehr oder weniger ausgeprägten Knick zeigt. Die Mündung ist eingezogen und leicht gezähnt. Die Oberfläche wird von sehr kleinen, runden, unregelmäßig stehenden Löchern perforiert.

Höhe 0·24—0·28 mm, größte Breite 0·14—16 mm, Durchmesser der Mündung 0·075—0·09 mm, Durchmesser der Löcher 0·004 mm.

Genus: *Halicapsa*.

Aff. *Halicapsa gutta* Squinabol, Fig. 30.

Die Form ist oben beschädigt, daher nicht sicher zu identifizieren. Das sonstige Aussehen stimmt aber mit *Halicapsa gutta* überein, nur ist das vorliegende Exemplar etwas größer (28).

Höhe 0·2 mm, größte Breite 0·165 mm, Durchmesser der Löcher 0·005—0·006 mm.

Genus: *Archicapsa*.

*Archicapsa ficiformis* Parona, Fig. 31.

Die vorliegenden Formen sind nach den Abbildungen Innocenti bestimmt. Mit Parona stimmen sie nicht ganz überein, da die halsartige Verlängerung nicht ausgeprägt ist. Außerdem finden sich auch Formen von gleichem Umriss, aber mit hexagonalem Maschenwerk (im auffallenden Lichte), wie auch bei Innocenti eine abgebildet ist. Die Größe variiert (19, 14).

Höhe 0·14—0·25 mm, größte Breite 0·12—0·18 mm, Durchmesser der Löcher 0·005—0·009 mm, Durchmesser der hexagonalen Maschen 0·016 mm.

*Archicapsa similis* Parona.

Unterscheidet sich durch die, bei einigen Formen etwas größeren Dimensionen und die, statt der runden Löcher auftretenden hexagonalen Maschen, doch finden sich diese bei Innocenti ebenfalls, und auf der Abbildung Paronas sind die Löcher den Seiten eines Sechseckes entsprechend angeordnet (19, 14).

*Archicapsa elongata* spec. n., Fig. 32.

Die schlanke, nach oben sich verschmälernde Form ist unten schwach kugelförmig erweitert. Die Oberfläche ist von kleinen, runden, alternierend in Querreihen stehenden Löchern perforiert.

Höhe 0·265 mm, größte Breite 0·11 mm, Durchmesser der Löcher 0·007 mm.

*Archicapsa costata* spec. n., Fig. 33.

Eine eiförmige Cyrtide, die oben spitz zuläuft und unten stark ausgebaucht ist. Auf der sichtbaren Hälfte der Oberfläche verlaufen vier

starke Längsrippen. Die dazwischenliegenden Flächen sind von je fünf Längsreihen kleiner, runder, sehr dicht stehender Löcher perforiert.

Eine ähnliche Ausbildung der Oberfläche findet sich nur bei *Cenelipsis costata* bzw. *C. multicosata*.

Höhe 0·19 mm, größte Breite 0·15 mm, Durchmesser der Löcher 0·005 mm.

Section: *Dicyrtida*.

Familia: *Sethocyrtida*.

Genus: *Sethocyrtis*.

*Sethocyrtis* spec. ind., Fig. 34.

Die Form besteht aus einem breitzyylinderförmigen unteren und kegelförmigen oberen Gliede. Dieses hat eine geschwungene Umrißlinie und geht in eine (etwas abgebrochene) Spitze aus. Die Mündung ist schwach eingezogen und leicht gezackt, von der Oberflächenskulptur ist wegen des schlechten Erhaltungszustandes nichts zu sehen.

Gesamtlänge 0·16 mm, Höhe des unteren Gliedes 0·03 mm, Breite des unteren Gliedes 0·125 mm.

Genus: *Dictyocephalus*.

*Dictyocephalus* aff. *ventricosus* Rüst. Fig. 35.

Die ganze Form ist kleiner, mehr faßförmig, das Köpfchen größer und die Mündung weiter (25, 14).

Höhe 0·135 mm, größte Breite 0·115 mm, Durchmesser der Löcher 0·005 mm.

*Dictyocephalus* *pyriformis* spec. n., Fig. 36.

Eine birnförmige Cyrtide mit stark eingezogener, kleiner Mündung mit glattem Rande. Im unteren Teile kugelförmig, verengt sie sich nach oben. Die Zweiggliederung ist nur im optischen Schnitte sichtbar. Die Oberfläche ist von kleinen, runden, dicht stehenden Löchern perforiert.

Höhe 0·19 mm, größte Breite 0·14 mm, Durchmesser der Löcher 0·006 mm, Durchmesser der Mündung 0·04 mm.

Genus: *Sethocapsa*.

*Sethocapsa* *Catharina* Parona.

Die vorliegende Form ist viel kleiner, mit dickerer Schale und kleinen hexagonalen Maschen statt der runden Löcher versehen (19).

Durchmesser der Kugel 0·16 mm, Durchmesser der Maschen 0·005 mm, Dicke der Schale 0·01 mm, Länge des Fortsatzes 0·055 mm.

*Sethocapsa* *cometa* Pantanelli. Fig. 37 a, b, c.

Von dieser Art fanden sich in derselben Probe die drei verschiedenen bei Pantanelli bzw. Hinde, Rüst und Parona beschriebenen Ausbildungsweisen. Die Dimensionen variieren (17, 23, 24, 25, 19, 11, 14).

Länge 0·165—0·24 mm, größte Breite 0·115—0·185 mm, Durchmesser der Löcher 0·005—0·015 mm.

*Sethocapsa dolium* Vinassa.

Die ganze Form ist kleiner, das untere Glied auch im Verhältnis kleiner, die Oberfläche mit großen Löchern (37).

Länge 0·2 mm, Durchmesser des kugeligen Gliedes 0·145 mm, Durchmesser der Löcher 0·015—0·02 mm.

*Sethocapsa* aff. *hirta* Vinassa, Fig. 38.

Die Formen sind stark korrodiert, von der Oberflächenskulptur nichts zu sehen, die Dimensionen sind größer (34).

Länge 0·215 mm, größte Breite 0·105 mm.

*Sethocapsa* spec. (nova?), Fig. 39.

Das untere Glied dieser Form ist ellipsoidisch und seiner Breitseite das obere, zylinderförmige und nach oben zugespitzte aufgesetzt. Die Oberfläche wird von mittelgroßen, nicht sehr dicht stehenden Löchern perforiert. Beim Verstellen des Tubus wird eine hexagonale Maschenstruktur sichtbar. Das Exemplar ist schon stark korrodiert.

In der äußeren Form ist gewisse Ähnlichkeit mit *S. pumilio* vorhanden.

Länge 0·225 mm, große Achse des unteren Gliedes 0·185 mm, kleine Achse des unteren Gliedes 0·155 mm.

Genus: *Dicolocapsa*.*Dicolocapsa* aff. *abbreviata* Neviani, Fig. 40.

Stimmt im Umriß mit der bei Neviani beschriebenen Form überein, unterscheidet sich aber durch die größeren Dimensionen. Außerdem ist eine Oberflächenskulptur in Form hexagonaler Maschen vorhanden, in deren Mitte sich kleine, runde Löcher befinden (16, 14).

Gesamthöhe 0·16 mm, größte Breite 0·15 mm, Durchmesser der Maschen 0·015 mm, Durchmesser der Löcher 0·005 mm.

*Dicolocapsa globosa* Neviani, Fig. 41.

Stimmt mit der bei Neviani beschriebenen Form im Umriß und den Maschen überein, doch ist die Oberfläche nicht glatt, sondern mit hexagonalem Maschenwerk, in dessen Mitte kleine, runde Löcher sichtbar sind, bedeckt. Es handelt sich bei Neviani jedenfalls um eine nicht sehr gut erhaltene Form (16).

Gesamthöhe 0·22 mm, Durchmesser der Kugel 0·18 mm, Durchmesser der Sechsecke 0·018 mm, Durchmesser der Löcher 0·007—0·008 mm.

*Dicolocapsa* aff. *nuda* Vinassa, Fig. 42 a, b.

Die vorliegenden Exemplare sind alle größer als bei Vinassa, bei einigen besitzen auch die Löcher einen größeren Durchmesser, stimmen aber sonst ganz gut überein (35).

Gesamthöhe 0·175—0·19 mm, Höhe des unteren Gliedes 0·135—0·15 mm, Breite des unteren Gliedes 0·145—0·185 mm, Durchmesser der Löcher 0·006—0·01 mm.

*Dicolocapsa microcephala* spec. n., Fig. 43 a, b.

Die große Form besitzt ein kugeliges unteres Glied, dem ein sehr kleines Köpfchen aufgesetzt ist. Die Oberfläche ist von kleinen, in sehr

dichten Schrägreihen angeordneten Löchern durchbohrt, deren Stellung den Eckpunkten eines Sechsecks entspricht. Im auffallenden Lichte sind hexagonale Maschen zu sehen und auf der ganzen Oberfläche kleine Spitzen. Bei einem Exemplar dieser Form ist ein Teil der Gitterschale abgebrochen und darunter ein dichter Kern mit kleinen, halbkugeligen, regelmäßig angeordneten Erhebungen zu sehen. (Siehe Allgemeiner Teil.)

Höhe 0·23 mm, größte Breite 0·215 mm, Durchmesser der Löcher 0·008 bis 0·01 mm.

*Dicolocapsa radiata* spec. n., Fig. 44a, b.

Diese Form hat das Aussehen einer Spitzkugel. Die Oberfläche ist von 10 bis 13 Längsreihen (auf der einen Hälfte) kleiner Löcher durchbohrt, zwischen denen feine Radialrippen erscheinen. Diese sind mehr oder weniger deutlich sichtbar. Der zweigliedrige Charakter ist nur im optischen Querschnitt zu erkennen. Die Größe variiert stark. Die Löcher sind manchmal bei den kleineren Exemplaren größer als bei den großen.

Länge 0·16—0·245 mm, Breite 0·13—0·175 mm, Durchmesser der Löcher 0·005—0·0065 mm.

*Dicolocapsa micropora* spec. n., Fig. 45.

Die mittelgroße Form besteht aus einem kugelförmigen unteren und einem kleinen kegelförmigen oberen Gliede. Die Oberfläche ist von kleinen, runden, sehr dicht stehenden Löchern perforiert, die im auffallenden Lichte oft hexagonalen Umriß zeigen. Das untere Glied ist auch manchmal mehr ellipsoidisch, die Ausbildung der Löcher ähnlich wie bei *D. nuda* Vin. Die Größen variieren nicht stark.

Länge 0·15—0·165 mm, Durchmesser der Kugel 0·125—0·145 mm, Durchmesser der Löcher 0·008—0·005 mm.

*Dicolocapsa Innocenti*, Fig. 46.

Diese Form wird von Innocenti mit *D. abbreviata* identifiziert, unterscheidet sich aber von dieser durch die die Oberfläche hedeckenden, sehr deutlichen kleinen Stacheln. In dem vorliegenden Exemplare ist das untere Glied kugelförmig, das obere stumpfkegelig. Die Oberfläche ist mit zahlreichen, regelmäßig angeordneten kegel- bis zylinderförmigen Stacheln bedeckt. Sie stehen in der Mitte hexagonaler Maschen, die nur an einigen Stellen sichtbar sind (14, 16, 17).

Höhe 0·17 mm, Durchmesser des unteren Gliedes 0·135 mm, Durchmesser der Maschen 0·015 mm, Länge der Stacheln 0·0075 mm.

*Dicolocapsa* spec. ind., Fig. 47.

Die vorliegende Form besitzt ein kugeliges unteres und breitkegelförmiges oberes Glied. Von der Oberflächenskulptur ist nichts erhalten.

Höhe 0·1125—0·14 mm, größte Breite 0·1—0·13 mm.

*Dicolocapsa* spec. ind., Fig. 48.

Das untere Glied dieser Form ist ellipsoidisch mit geringer Achsen-differenz, das obere kegelförmig. Die Oberfläche wird von kleinen, alternierend und sehr dicht stehenden Löchern durchbohrt. Die Einschnürung zwischen den zwei Gliedern ist sehr gering.

Gesamthöhe 0·125 mm, große Achse des unteren Gliedes 0·1 mm, kleine Achse des unteren Gliedes 0·095 mm. Durchmesser der Löcher 0·004 mm.

*Dicolocapsa* spec. ind., Fig. 49.

Die breitellipsoide Form besitzt ein sehr kleines, stumpfkegeliges Köpfchen. Die Oberfläche wird von kleinen, ziemlich dicht stehenden Löchern durchbohrt, die im auffallenden Lichte hexagonalen Umriß annehmen.

Länge 0·165 mm, Breite 0·14 mm, Durchmesser der Löcher 0·007 mm.

Section: *Tricyrtida*.

Familia: *Theocyrtida*.

Genus: *Tricolocampe*.

*Tricolocampe costata* spec. n., Fig. 50.

Die Form zeigt große Ähnlichkeit mit *Cyrtocalpis multicostata*, besonders da die Einschnürungen zwischen den einzelnen Gliedern nur schwach sind. Das oberste Glied ist ein stark abgerundeter Kegel, die beiden anderen sind ringförmig. Die Oberfläche besitzt Längsrippen, die über den Mündungsrand als feine Spitzen herausragen. Zwischen den Rippen sind ovale Vertiefungen, die Mündung ist etwas eingezogen.

Höhe 0·15 mm, größte Breite 0·09 mm.

*Tricolocampe* spec. ind., Fig. 51.

Die vorliegende Form besitzt ein kegelförmiges Köpfchen, ein ringförmiges, nach oben etwas konvergierendes mittleres und breitzylinderförmiges unteres Glied mit weit offener Mündung. Von der Oberflächenskulptur ist nichts zu sehen.

Höhe 0·14 mm, größte Breite 0·11 mm.

Genus: *Theocorys*.

*Theocorys* spec. an. n. aff. *apollinis* Haeckel, Fig. 52.

Das unterste Glied ist gegenüber den übrigen sehr groß mit eingezogener Mündung und glattem Rande. Die beiden oberen bilden einen Kegel mit einem sehr kleinen Apicalstachel. Die Oberfläche ist rauh. Es ist Ähnlichkeit mit *Th. apollinis* Haeckel (♂) vorhanden, doch kann man die Oberflächenskulptur nicht sehen, und vor allem ist der Stachel viel kleiner.

Gesamthöhe 0·145 mm, Höhe des untersten Gliedes 0·055 mm, Breite des untersten Gliedes 0·115 mm, Länge des Stachels 0·01 mm.

Genus: *Tricolocapsa*.

*Tricolocapsa* aff. *Cuvieri* Rüst, Fig. 53 a, b.

Die vorliegenden Formen sind einerseits nach Rüst (Fig. 53 a), andererseits nach Innocenti (Fig. 53 b) bestimmt. Sie unterscheiden sich von der bei Rüst beschriebenen Form besonders dadurch, daß die Einschnürungen bei weitem nicht so tief sind; außerdem zeigt die Ober-

fläche kleine Spitzen. Die Form *b* ist viel kleiner und besitzt hexagonales Maschenwerk (26, 14).

Fig. 53 *a*. Gesamthöhe 0·225—0·23 mm, Durchmesser der Kugel 0·195—0·2 mm, Durchmesser der Löcher 0·01—0·012 mm.

Fig. 53 *b*. Gesamthöhe 0·15—0·16 mm, Durchmesser der Kugel 0·135—0·145 mm, Durchmesser der Maschen 0·007—0·008 mm.

*Tricolocapsa deformis* Wiśniowski, Fig. 54.

Weicht von der bei Wiśniowski beschriebenen Form nur durch die etwas größere Breite der beiden oberen Glieder ab; im auffallenden Licht ist die hexagonale Gitterstruktur deutlich sichtbar (39). Sehr häufig.

Gesamtlänge 0·185—0·195 mm, größte Breite 0·125—0·18 mm, Durchmesser der Maschen 0·015 mm.

*Tricolocapsa elongata* Pantanelli, Fig. 55 *a*, *b*.

Die Bestimmung wurde nach Innocenti vorgenommen; mit den bei Pantanelli und Rüst beschriebenen Formen war die Identifizierung nicht möglich. Die Oberfläche zeigt, wenigstens bei einigen Formen im auffallenden Lichte, hexagonale Maschen. Die Größe variiert. (17, 23, 26, 14).

Gesamtlänge 0·145—0·225 mm, größte Breite 0·12—0·165 mm, Durchmesser der Maschen 0·013 mm.

*Tricolocapsa globosa* Vinassa.

Die Form ist etwas größer und schlanker und zeigt im auffallenden Licht ein Gitterwerk hexagonaler Maschen (35).

Länge 0·15 mm, größte Breite 0·09 mm.

*Tricolocapsa obesa* Rüst, Fig. 56 *a*, *b*.

Diese Form ist bisher nur aus Steinkernen bekannt, daher die Oberflächenskulptur noch nicht beschrieben. Auf Grund der Übereinstimmung der äußeren Umrisse stelle ich meine Formen zu dieser Art, u. zw. können schlankere und breitere Typen unterschieden werden. Die Oberfläche ist bei allen mit einem Netzwerk hexagonaler Maschen bedeckt, das, gewöhnlich nur im auffallenden Lichte sichtbar, oft noch in der Mitte der einzelnen Maschen kleine, runde Löcher zeigt. Meist erscheint die Oberfläche im durchfallenden Lichte von runden Löchern durchbohrt. Die Formen *a* und *b* unterscheiden sich durch die verschieden große Ausbildung des dritten Gliedes, das kugelförmig bis ellipsoidisch ist und durch die Größe der Maschen (23, 24, 25, 14).

Höhe 0·135—0·185 mm, größte Breite 0·1—0·17 mm, Durchmesser der Maschen 0·015—0·0175 mm.

*Tricolocapsa multipora* spec. n., Fig. 57.

Hat die Gestalt einer etwas in die Länge gezogenen Spitzkugel. Einschnürungen zwischen den einzelnen Gliedern sind äußerlich fast gar nicht zu sehen. Das unterste Glied ist kugelig, die beiden obersten bilden einen Kegel. Die Oberfläche wird von kleinen, runden, sehr dicht stehenden Löchern durchbohrt.

Im äußeren Ansehen erinnert sie sehr an *T. paucipora* Vin. (36). Sie unterscheidet sich aber von dieser durch die geringeren Dimensionen und vor allem durch die große Anzahl der dicht stehenden Löcher.



Länge 0·16 mm, größte Breite 0·13 mm, Durchmesser der Löcher 0·005 mm.

*Tricolocapsa* spec. ind., Fig. 58.

Das unterste Glied dieser Form ist ellipsoidisch, die beiden oberen kegelförmig und der Schmalseite aufgesetzt. Die Oberfläche zeigt Spuren kleiner, weißläufig stehender Löcher und hexagonalen Maschenwerkes. Wegen des schlechten Erhaltungszustandes ist eine sichere Bestimmung nicht möglich.

Große Achse des unteren Gliedes 0·15 mm, kleine Achse des unteren Gliedes 0·13 mm, Länge des Köpfchens 0·05 mm.

Section: *Stichocyrtida*.

Familia: *Phormocampida*.

Genus: *Stichiformis*.

*Stichiformis depressa* Rüst.

Ist etwas schlanker als die bei Rüst beschriebene Form und hat auch mehr Längsrippen (23).

Höhe 0·18—0·205 mm, größte Breite 0·11—0·13 mm.

*Stichiformis sklopetaria* Rüst.

Die Form konvergiert leicht gegen die Mündung und besitzt auf der sichtbaren Hälfte der Oberfläche neun Längsrippen (23).

Länge 0·28 mm, größte Breite 0·12 mm.

*Stichiformis* aff. *radiata*, Fig. 59.

Unterscheidet sich von der bei Rüst beschriebenen Form dadurch, daß der Unterrand des oberen Gliedes etwas über den Oberrand des unteren überhängt; im ganzen sind neun Glieder, das letzte schmaler als das vorletzte. Die Rippen sind bei den Querstrukturen unterbrochen und fast überall sind drei Querreihen von ovalen Löchern (Vertiefungen) vorhanden.

Genus: *Lithostrobos*.

*Lithostrobos conulus* Haeckel.

Die vorliegende Form besitzt nur sechs Glieder. Das letzte ist gegenüber dem vorletzten nicht schmaler, vom Stachel ist nur noch ein Rest sichtbar (4).

Länge 0·25 mm, größte Breite 0·14 mm, Durchmesser der Mündung 0·11 mm.

Genus: *Dictyomitra*.

*Dictyomitra Ehrenbergi* Pantanelli. Fig. 60.

Ist etwas kleiner, stimmt aber sonst in der Form mit den bei Pantanelli beschriebenen Steinkernen überein. Da hier die Schale vorhanden ist, so wäre zu ergänzen: Kleine, runde, auf den einzelnen Gliedern in drei bis vier alternierenden Querreihen stehende Löcher, Mündung offen mit glattem Rande (17, 14).

Länge 0·13—0·17 mm, größte Breite 0·075—0·095 mm.

*Dictyomitra Fucinii* Vinassa.

Die Form ist schlanker und variiert in der Größe (38).

Länge 0·13—0·18 mm, größte Breite 0·075—0·11 mm.

*Dictyomitra glandula* Hinde.

Da bei Hinde über die Oberflächenskulptur nichts gesagt ist, die Form aber sonst übereinstimmt, ist noch zu ergänzen: Oberfläche mit runden Vertiefungen (Löchern) bedeckt (11).

*Dictyomitra* aff. spec. Holmes, Fig. 61.

Weicht von der bei Holmes beschriebenen Form durch die größeren Dimensionen, die mehr gewölbten Umrißlinien der Glieder und der spitz zulaufenden Form des obersten Gliedes ab (13).

Länge 0·275 mm, größte Breite 0·165 mm.

*Dictyomitra* aff. *ligustica* Vinassa.

Unterscheidet sich von der bei Vinassa beschriebenen Form durch die größeren Dimensionen; auch stehen die Löcher in alternierenden Querreiben (35).

Länge 0·175—0·18 mm, größte Breite 0·095—0·105 mm.

*Dictyomitra scanilis* Hinde.

Da bei Hinde nichts über die Oberflächenskulptur gesagt ist, wäre noch zu ergänzen, daß je drei Querreiben kleiner, unregelmäßiger Löcher vorhanden sind (11).

*Dictyomitra* aff. *venusta* Hinde. Fig. 62.

Die vorliegende Form ist etwas breiter als bei Hinde. Da dort über die Oberflächenskulptur nichts gesagt ist, so wäre zu bemerken, daß auf jedem Gliede zwei Reihen alternierender, etwas länglicher Vertiefungen (Löcher) vorhanden sind. Die untere Reihe fällt fast mit der Querstriktur zusammen, die die Glieder trennt und ist ganz besonders deutlich.

Die obere Reihe ist schwächer sichtbar (11).

Genus: *Stichocorys*.*Stichocorys* aff. *multipora* Vinassa.

Die Form ist größer und sowohl oben wie unten etwas beschädigt. Es ist aber oben der Ansatz des Stachels noch zu sehen (36).

Länge 0·18 mm, größte Breite 0·115 mm.

Genus: *Lithocampe*.*Lithocampe* aff. *coarctata* Rüst. Fig. 63.

Unterscheidet sich von der bei Rüst beschriebenen Form dadurch, daß die Umrisse der einzelnen Glieder nicht so gewölbt, nur je drei Querreiben alternierender Löcher vorhanden sind und das unterste Glied nicht so stark eingezogen ist (23, 26).

Länge 0·2 mm, größte Breite 0·11 mm.

*Lithocampe elegans* Hinde. Fig. 64 a. b.

Die vorliegenden Formen dieser Art variieren sehr stark in der Größe und Anzahl der Glieder. Die Einschnürungen sind fast noch

stärker als Hinde sie abbildet, die zylinderförmige Verlängerung des letzten Gliedes aber weniger stark ausgeprägt. Die Oberfläche weist kleine, runde, in Querreihen alternierend stehende Löcher auf. Es sind vier bis sieben Glieder vorhanden, die Mündung ist manchmal leicht gezackt (11).

Länge 0·165—0·32 mm, größte Breite 0·1—0·145 mm.

*Lithocampe Haeckeli* Pantanelli.

Weicht von der bei Pantanelli bzw. Rüst beschriebenen Form dadurch ab, daß sie zum Teil schwache Längsrippen aufweist und in der Größe variiert (17, 23, 19, 14).

Länge 0·225—0·35 mm, größte Breite 0·13—0·155 mm.

Bei dieser Form ist das Gattungsmerkmal „Eingezogene Mündung“ nicht berücksichtigt.

*Lithocampe levis* Hinde.

Ist etwas größer als bei Hinde, die einzelnen Glieder besitzen drei Querreihen kleiner, runder, alternierend stehender Löcher und nehmen an Länge nach unten etwas zu (11).

Gesamtlänge 0·2 mm, größte Breite 0·11 mm.

*Lithocampe venusta* spec. n., Fig. 65.

Die achtgliedrige Cyrtide hat fast eiförmigen, durch die Mündung unten gerade begrenzten Umriss. Die fünf ersten Glieder nehmen an Breite, in geringem Maße auch an Länge, nach unten zu, das sechste und siebente ist gleich, das achte ist wieder etwas schmaler mit schwach eingezogener Mündung und leicht gezacktem Rande. Jedes Glied zeigt zwei Reihen länglicher Löcher, deren untere besonders gut sichtbar, fast mit der Trennungsfurche der Glieder zusammenfällt. Das unterste Glied besitzt nur eine Reihe von Löchern. Die Löcher sind wie bei *Dictyomitra venusta* ausgebildet.

Länge 0·21 mm, größte Breite 0·115 mm, Breite des letzten Gliedes 0·085 mm, Durchmesser der Mündung 0·065 mm.

*Lithocampe* spec. ind., Fig. 66.

Die fünfgliedrige Cyrtide hat das Aussehen eines Fasses, dem ein kleiner Kegel aufgesetzt ist. Die drei unteren Glieder bilden den faßförmigen, die beiden oberen den kegelförmigen Teil des Skelettes. Die einzelnen Glieder sind mit Querreihen kleiner, runder Locher bedeckt, deren Anzahl nicht mit Sicherheit festzustellen ist. Die Mündung ist eingezogen, der Rand beschädigt.

Länge des faßförmigen Teiles 0·095 mm. Breite des faßförmigen Teiles 0·08 mm. Breite der Basis des Kegels 0·05 mm. Durchmesser der Mündung 0·005 mm.

*Lithocampe* spec. ind., Fig. 67.

Die Form ist schlank, viergliedrig, die drei untersten Glieder von gleicher Höhe und ringförmig, das oberste halkugelig. Die Mündung ist stark eingezogen mit glattem Rande. Die Glieder besitzen je vier Querreihen kleiner, runder, alternierend stehender Löcher. Ähnlichkeit mit

*L. oblectans* (23), aber kleiner und vor allem schlanker, vier Glieder und ein größeres Köpfchen.

Länge 0·13 mm, größte Breite 0·075 mm, Durchmesser der Mündung 0·045 mm.

*Lithocampe costata* spec. n., Fig. 68.

Die sechsgliedrige Cyrtide besitzt eine stark eingezogene Mündung, das oberste Glied ist kegel-, die vier folgenden ring- und das letzte fast halbkugelförmig. Ihre Höhe nimmt nach unten zu. Die Oberfläche zeigt Radialrippen, etwa zehn auf dem untersten Gliede, zwischen denen manchmal ovale Vertiefungen sichtbar sind. Ähnlichkeit wäre, vom Genus abgesehen, höchstens mit *Dictyomitra multicostata* vorhanden, doch sind hier die Glieder nicht so gleichmäßig, vor allem weicht das unterste mit seiner fast halbkugelförmigen Gestalt und stark eingezogener Mündung ab.

Länge 0·215 mm, größte Breite 0·12 mm, Durchmesser der Mündung 0·07 mm.

Genus: *Stichocapsa*.

*Stichocapsa tenuis* Rüst.

Die Form ist etwas breiter als die bei Rüst beschriebene, die Umrißlinien sind gezackt. Das letztere ist jedenfalls eine Folge des nicht sehr guten Erhaltungszustandes (23).

*Stichocapsa venusta* Rüst.

Die vorliegenden Formen variieren stark in der Größe, und wenigstens das eine Exemplar zeigt im auffallenden Lichte schwach hexagonales Maschenwerk (24).

Länge 0·15 — 0·205 mm, größte Breite 0·09 — 0·14 mm, Durchmesser der Maschen 0·01.

*Stichocapsa* spec. ind., Fig. 69.

Eine vielleicht vier- oder fünfgliedrige Form, deren oberer Teil abgebrochen ist, aber eine raue Oberfläche zeigt. Das unterste, fast kugelförmige Glied hat keine Gitterschale, sondern die Oberfläche ist mit kleinen, halbkugeligen Erhebungen bedeckt, die sehr regelmäßig alternierend angeordnet sind (siehe Fig. 2 und 43).

Höhe des untersten Gliedes 0·13 mm, Breite des untersten Gliedes 0·16 mm.

Eine Anzahl von Formen weichen von den in der Literatur beschriebenen nur durch die Dimensionen ab.

Als größer erwiesen sich folgende Arten: *Cenosphaera minuscula* Parona, *Cenosphaera pachyderma* Rüst, *Cenosphaera fossilis* Parona, *Cenellipsis regularis* Vinassa, *Halicapsa parva* Neviani, *Dicolocapsa conocephala* Rüst, *Dicolocapsa elongata* Vinassa, *Dicolocapsa Wichmanni* Hinde, *Theocampe regularis* Vinassa, *Theocapsa salva* Rüst, *Stichiformis polita* Hinde, *Dictyomitra capulus* Vinassa, *Stichocorys* aff. *multipora* Vinassa, *Lithocampe tschernitschewii* Rüst.

Kleiner als in der Literatur angegehen waren: *Cenosphaera micropora* Rüst, *Dicolocapsa Kalimini* Vinassa, *Dictyomitra* aff. spec.  $\gamma$  Holmes, *Lithocampe cretacea* Rüst.

Spezies	Rezent	Miozán	Eozán	ob. Kreide	unt. Kreide	ob. Jura	Trias	Perm	Karbon	Devon	Silur
<i>Cenosphaera apiaria</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Cenosphaera bakonyana</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Cenosphaera crebripora</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Cenosphaera cretacea</i> .....	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.
<i>Cenosphaera disseminata</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Cenosphaera gregaria</i> .....	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Cenosphaera hirta</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Cenosphaera micropora</i> .....	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.
<i>Cenosphaera minuscula</i> .....	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
<i>Cenosphaera pachyderma</i> .....	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Cenosphaera porosissima</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Cenosphaera hexagonata</i> .....	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Cenosphaera</i> spec. ind., Fig. 2. . . . .	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Cenosphaera</i> spec. ind., Fig. 3. . . . .	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Conosphaera fossiliba</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Conosphaera sphaeroconus</i> .....	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.
<i>Xiphosphaera</i> spec. ind., Fig. 5. . . . .	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Triactoma</i> aff. <i>pachyaantha</i> .....	.	(+)	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Triasphaera</i> aff. <i>aculeata</i> .....	.	(+)	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Cenellipsis</i> aff. <i>cypridina</i> .....	.	.	(+)	.	.	.	.	.	(+)	.	.
<i>Cenellipsis</i> aff. <i>macropora</i> .....	.	.	(+)	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Cenellipsis multiplex</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.
<i>Cenellipsis</i> aff. <i>ovata</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Cenellipsis</i> aff. <i>perspicua</i> .....	.	.	.	.	.	(+)	.	.	.	.	.
<i>Cenellipsis regularis</i> .....	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
<i>Cenellipsis subtypica</i> .....	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
<i>Cenellipsis typica</i> .....	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.
<i>Cenellipsis costata</i> .....	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.
<i>Cenellipsis multicosata</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Cenellipsis</i> spec. aff. <i>Innocenti</i> , Fig. 36. . . . .	.	(+?)	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Cenellipsis</i> spec., Fig. 15 .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Ellipsozixiphus asper</i> .....	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Ellipsozixiphus biconstrictus</i> .....	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
<i>Ellipsozixiphus elongatus</i> .....	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
<i>Lithapium ellipticum</i> .....	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.
<i>Lithapium</i> aff. <i>pruniforme</i> .....	.	.	.	.	.	(+)	.	.	.	.	.
<i>Lithapium</i> spec. Holmes, Fig. 21 .....	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.
<i>Rhopalastrum contractum</i> .....	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
<i>Litobotrys undulata</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Cyrtiformis</i> aff. <i>aerostatica</i> .....	(+)	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Archicorys</i> spec. ind., Fig. 24 .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Cyrtocalpis eurystoma</i> .....	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.
<i>Cyrtocalpis lepida</i> .....	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.
<i>Cyrtocalpis oblongula</i> .....	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
<i>Cyrtocalpis</i> aff. <i>reticulosa</i> .....	.	.	.	.	.	(+)	.	.	.	.	.
<i>Cyrtocalpis hexagonata</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Cyrtocalpis radiata</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Cyrtocalpis multicosata</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Cyrtocalpis micropora</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Halicapsa parva</i> .....	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
aff. <i>Halicapsa gutta</i> .....	.	.	.	(+)	.	.	.	.	.	.	.

Spezies	Rezent	Miozän	Eozän	ob. Kreide	unl. Kreide	ob. Jura	Trias	Perm	Karbon	Devon	Silur
<i>Archicapsa ficiformis</i> .....	.	.	.	+	.	+	.	.	.	.	.
<i>Archicapsa similis</i> .....	.	.	.	+	.	+	.	.	.	.	.
<i>Archicapsa elongata</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Archicapsa costata</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Sethocyrtis</i> spec. ind., Fig. 34 ..	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Dictyocephalus</i> aff. <i>ventricosus</i> ..	.	.	.	(+?)	.	.	.	(+)	.	.	.
<i>Dictyocephalus pyriformis</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Sethocapsa Catharina</i> .....	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
<i>Sethocapsa cometa</i> .....	.	.	.	+	+	+	+	.	.	.	.
<i>Sethocapsa dotium</i> .....	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.
<i>Sethocapsa</i> aff. <i>hirta</i> .....	.	(+)	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Sethocapsa pumilio</i> .....	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.
<i>Sethocapsa pyriformis</i> .....	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Sethocapsa</i> spec. an. n., Fig. 39 ..	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Dicolocapsa</i> aff. <i>abbreviata</i> .....	.	(+?)	.	.	.	(+)	.	.	.	.	.
<i>Dicolocapsa conocephala</i> .....	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
<i>Dicolocapsa elongata</i> .....	.	+	.	+	.	.	.	.	.	.	.
<i>Dicolocapsa globosa</i> .....	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
<i>Dicolocapsa Kalimni</i> .....	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.
<i>Dicolocapsa</i> aff. <i>nuda</i> .....	.	.	.	.	.	(+)	.	.	.	.	.
<i>Dicolocapsa Wichmanni</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.
<i>Dicolocapsa microcephala</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Dicolocapsa radiata</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Dicolocapsa micropora</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Dicolocapsa Innocenti</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Dicolocapsa</i> spec., Fig. 47 .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Dicolocapsa</i> spec., Fig. 48 .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Dicolocapsa</i> spec., Fig. 49 .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Tricolocampe costata</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Tricolocampe</i> spec., Fig. 51 .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Theocorys</i> spec. an. nova aff. <i>apollinis</i> .....	(+)	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Theocampe regularis</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Theocapsa salva</i> .....	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.
<i>Tricolocapsa</i> aff. <i>Cuivieri</i> .....	.	.	.	(+?)	.	(+)	.	.	.	.	.
<i>Tricolocapsa deformis</i> .....	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
<i>Tricolocapsa elongata</i> .....	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.
<i>Tricolocapsa globosa</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Tricolocapsa obesa</i> .....	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.
<i>Tricolocapsa multipora</i> .....	.	.	.	.	+	.	.	.	+	.	.
<i>Tricolocapsa</i> spec., Fig. 58 .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Stichoformis depressa</i> .....	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.
<i>Stichoformis polita</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Stichoformis radiata</i> .....	.	.	.	.	.	(+)	+	.	.	.	.
<i>Stichoformis</i> aff. <i>radiata</i> .....	.	.	.	.	.	(+)	.	.	.	.	.
<i>Stichoformis sklopetarja</i> .....	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
<i>Lithostrobus conulus</i> .....	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Dictyomitra aperta</i> .....	.	+	.	.	+	.	.	.	.	.	.
<i>Dictyomitra Boesii</i> .....	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
<i>Dictyomitra Bombicini</i> .....	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
<i>Dictyomitra capulus</i> .....	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
<i>Dictyomitra Ehrenbergi</i> .....	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.

Spezies	Rezent	Miozän	Eozän	ob. Kreide	unt. Kreide	ob. Jura	Trias	Perm	Karbon	Devon	Silur
<i>Dictyomitra Fucinii</i> .....	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Dictyomitra glandula</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Dictyomitra</i> spec. $\beta$ Holmes...	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Dictyomitra</i> spec. $\gamma$ Holmes...	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Dictyomitra</i> aff. spec. $\varepsilon$ Holmes	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Dictyomitra laevigata</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Dictyomitra</i> aff. <i>ligustica</i> .....	.	.	.	.	.	(+)	.	.	.	.	.
<i>Dictyomitra micropora</i> .....	.	.	+?	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Dictyomitra multicostata</i> .....	.	.	.	+	.	.	.	.	+	.	.
<i>Dictyomitra scanilis</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Dictyomitra varians</i> .....	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.
<i>Dictyomitra ventricosa</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Dictyomitra</i> aff. <i>venusta</i> .....	.	.	.	.	.	.	(+)	.	.	.	.
<i>Stichocorys</i> aff. <i>multipora</i> .....	.	(+)	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Lithocampe apiarium</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Lithocampe</i> aff. <i>coarctata</i> .....	.	.	.	.	.	Jura	.	.	.	.	.
<i>Lithocampe</i> aff. <i>cretacea</i> .....	.	.	.	.	.	(+)	.	.	.	.	.
<i>Lithocampe elegans</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Lithocampe Haekeli</i> .....	.	.	.	+	.	+	.	.	.	.	.
<i>Lithocampe levis</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.
<i>Lithocampe tschernitschewii</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.
<i>Lithocampe venusta</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Lithocampe</i> spec., Fig. 66.....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Lithocampe</i> spec., Fig. 67.....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Lithocampe costata</i> .....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Stichocapsa amazona</i> .....	.	.	.	.	.	++	.	.	.	.	.
<i>Stichocapsa bicucuminata</i> .....	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
<i>Stichocapsa tenuis</i> .....	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
<i>Stichocapsa venusta</i> .....	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.
<i>Stichocapsa</i> spec., Fig. 69.....	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.

Zum Schlusse erlaube ich mir noch, meinen hochverehrten Lehrern, Herrn Professor Dr. Franz Wähler und Herrn Professor Dr. Erich Spengler, insbesondere aber Herrn Professor Dr. Adalbert Liebus, wärmstens zu danken für die Anleitung und wissenschaftliche Unterstützung, die sie mir bei der Ausführung meiner Arbeit in liebenswürdigster Weise stets zuteil werden ließen.

## Literaturverzeichnis.

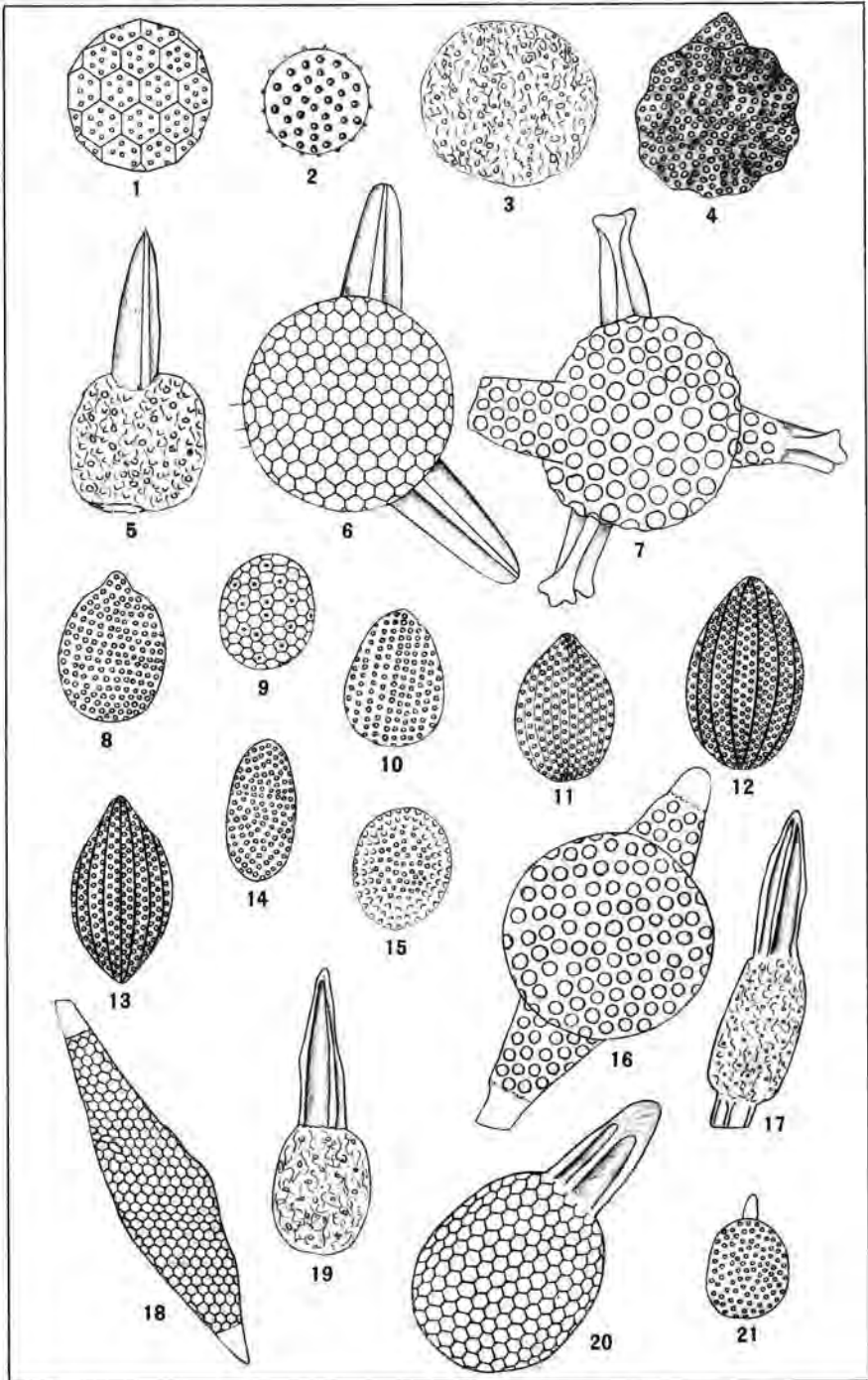
1. Dunikowsky E. Die Spongien, Radiolarien und Foraminiferen der unterliassischen Schichten vom Schafberg bei Salzburg. XLV. Band der Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, 1882.
2. Fischli. Beitrag zur Kenntnis der fossilen Radiolarien in der Riginagelflnh. Mitteilung der naturforschenden Gesellschaft Winterthur, 114 p., 1916.
3. Haeckel E. Die Radiolarien. Berlin 1862.
4. Haeckel E. Report on the scientific results of the H. M. S. Challenger. Zoology, Vol. XVIII.
5. Häcker V. Tiefsee-Radiolarien. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft. Berlin 1905. Monatsbericht.
6. Hill and Inkes-Browne. On the occurrence of Radiolaria in Chalk. Quart. Journ. of. geol. Soc. V. LI. 1895, parte 4.
7. Hinde. Note on the Radiolaria in Mullion-Island chert. Quarterly Journal of the geological Society, V. XLIX. 1893, parte 2.
8. Hinde. Note on a Radiolarian rock from Fanny Bay, Port Darwin, Anstralia. Quart. Journ. of the geol. Soc. V. XLIX. 1893, parte 2.
9. Hinde. On the Radiolaria in devonian rocks of N. S. Wales. Quart. Journ. of the geol. Soc. V. LV. 1899, parte 2.
10. Hinde. On radiolaria in chert from Chypons Farm, Mullon Parish. Quart. Journ. of the geol. Soc. V. LV. 1899, parte 2.
11. Hinde. Radiolaria from the triassic and other rocks of the Dutsch East India archipelago. Jaarb. Mijnwezen, nederl. Oost India. XXXVII. 1908.
12. Hinde and Howard Fox. On a wellmarked horizon of radiolarian rocks in the lower culm measures of Devon Cornwall aud West Somerset. Quart. Journ. of the geol. Soc. V. LI. 1895, parte 4.
13. Holmes N. Munton. On Radiolaria from the npper chalk at Coulsdon (Surrey). Quart. Journ. of the geol. Soc. 1900.
14. Innocenti. Le radiolarie dei diaspri di Rivara Canavese. Bolletino della societa geologica Italiana. Vol. XLVI. 1927. Fasc. 2.
15. Martin G. O. Radiolaria. Maryland geol. snrvey, Miocene: Ballimore 1904.
16. Neviani A. Supplemento alla Fauna a radiolarie delle rocce mesozoiche de Bolongnese. Bol. Soc. geol. It. 1900.
17. Pantanelli D. I diaspri della Toscana e i loro fossili. Atti della R. academia dei Lincei 1879/80.
18. Pantanelli D. Sulle radiolarie mioceniche dell'Appenino. Revista italiana di Palaeontologia. Anno I. No. i. u. 2. 1891.
19. Parona. Radiolarie nei noduli selciosi del calcare giurese di Cittiglio. Boll. soc. geol. It. 1890.
20. Parona e Rovereto. Diaspri permiani e radiolarie di Montenotte. Atti R. academia scienze di Torino. 31. 2.
21. Parona. Sngli scisti silicei a Radiolarie di Cesana presso il Monginevra. Atti della R. accademia dei scienze di Torino. 27.
22. Perner. O radioláriech z českeho útvaru křidového. Sitzungsbericht der böhmischen Gesellschaft der Wissenschaften. 1891.
23. Rüst. Beiträge zur Kenntniss der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura. Palaeontographica Band 31. III. Folge 1885.
24. Rüst. Beiträge zur Kenntniss der fossilen Radiolarien aus Gesteinen der Kreide. Palaeontographica Band 34. 1887/88.
25. Rüst. Beiträge zur Kenntniss der fossilen Radiolariant aus Gesteinen der Trias und der palaeozoischen Schichten. Palaeontographica Band 38. 1891/92.
26. Rüst. Beiträge zur Kenntniss der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura und der Kreide. Palaeontographica 1899. Band 45.



27. Shrubsole W. H. Notes on the radiolaria of the London clay. Quart. Journ. of the geol. Soc. London Vol. 45. 1889.
28. Squinabol S. Le radiolarie dei noduli selciosi uella Scaglia degli Euganei. Contribuzione I. Riv. It. Pal. Perugia, 9. 1903.
29. Squinabol. Radiolarie della strada nazionale al-Monginevre. Bol. R. Com. geol. 1912.
30. Steinmann. Geologische Beobachtungen in den Alpen. Bericht der naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. B. 1905.
31. Steinmann. Über Tiefenabsätze des Oberjura im Apennin. Geologische Rundschau 1913.
32. Steinmann. Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? Geologische Rundschau 1925.
33. Stöhr E. Die Radiolarienfauna der Tripoli von Grotte, Provinz Girgenti in Sizilien. Palaeontographica, Band 26. 1879/1880.
34. Vinassa de Regny. Nnovi generi di radiolari del miocene di Arcevia. Boll. soc. geol. It. 17. 1898.
35. Vinassa de Regny. I radiolari delle faniti titoniane di Carpena. Palaeontographica Italica, 1898. Band IV.
36. Vinassa de Regny. Rocce e fossili dei dintorni dei Grizzana e Lagaro. Boll. soc. geol. It. 1900.
37. Vinassa de Regny. Radiolari cretaci dell Isola di Karpatos. Mem. R. acc. d. sc. di Bologna. 1901/02.
38. Vinassa de Regny. Radiolari miocenici Italiana. Mem. R. acc. d. sc. di Bologna. 1899/1900.
39. Wiśniowski. Beitrag zur Kenntnis der Microfauna aus den oberjurassischen Feuersteinknollen der Umgegend von Krakau. Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt. XXXVIII. Band 1888.
40. Wähner. Das Sonnwendgebirge im Unterinntal. 1903.
41. Wähner. Korallenriffe und Tiefseeablagerungen in den Alpen. Vorträge der Vereinigung zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse in Wien. XXXII. Jahrgang. 1892.
42. Wähner. Aus der Urzeit unserer Kalkalpen. Zeitschrift des deutschen und österreichischen Alpenvereins. 1891.
43. Zeise. Über das Vorkommen von Radiolarien im Tertiär der Provinz Schleswig-Holstein. Jahrbuch der preußischen geologischen Landesanstalt für 1894. Berlin, 1895.
44. Zittel. Über einige fossile Radiolarien aus der norddeutschen Kreide. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft. 1876.
45. Rothpletz. Radiolarien, Diatomeen und Sphaerosomatiden im sibirischen Kieselschiefer von Langenstriegis in Sachsen. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft. 1880.
46. Yehara Shingo. Faunal and Stratigraphical Study of the Sakawa Basin, Shikoku. Japanese Journal of Geology and Geography. Vol. V. N. 1—2. Tokyo 1926/27.

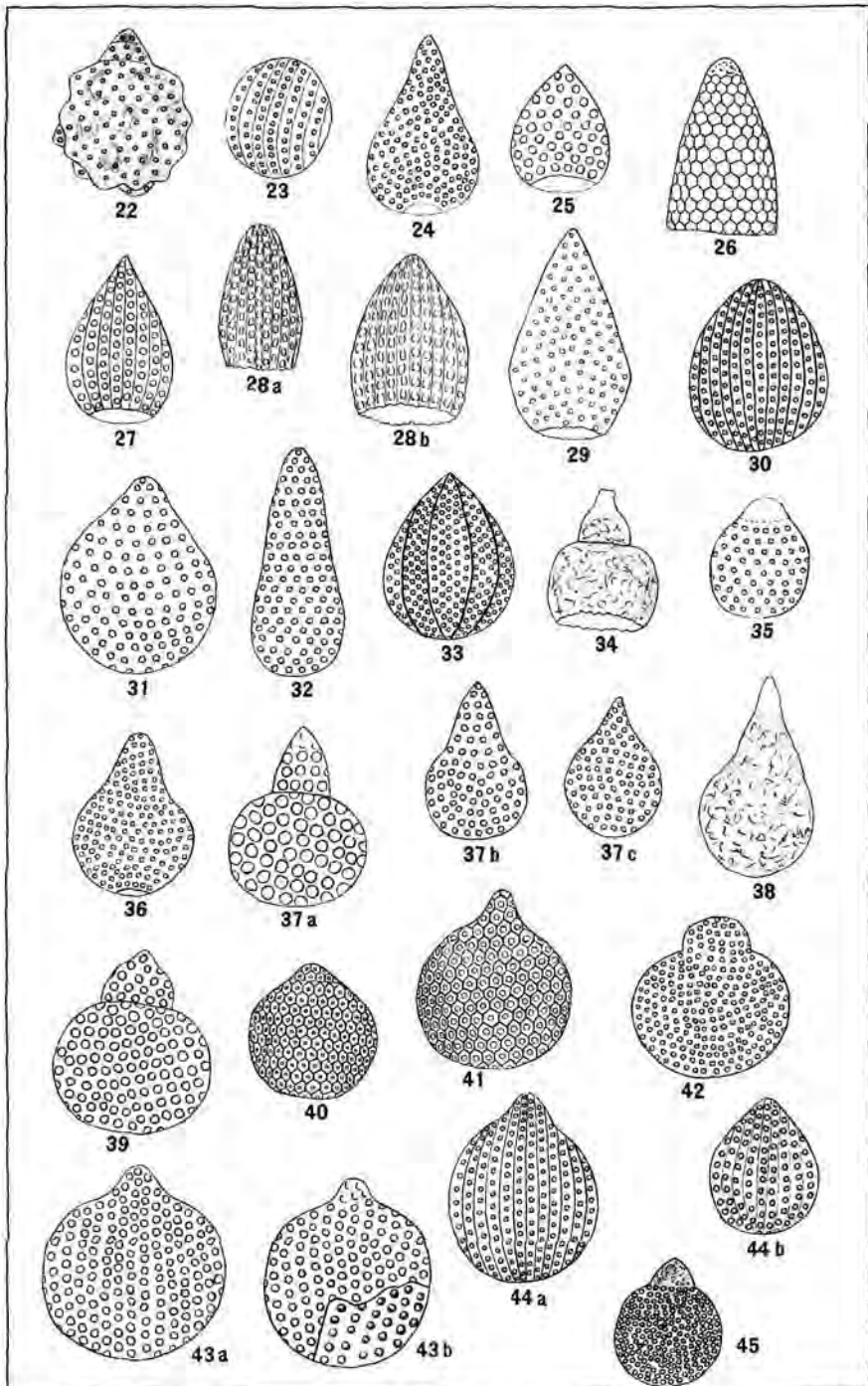
## Tafel XXVII.

1. *Cenosphaera hexagonata* spec. n.
2. *Cenosphaera* spec. *ind.*
3. *Cenosphaera* spec. *ind.*
4. *Conosphaera sphaeroconus*
5. *Xiphosphaera* spec. *ind.*
6. *Triasphaera* aff. *aculeata*
7. *Indeterminatum*
8. *Cenellipsis* aff. *cypridina*
9. *Cenellipsis macropora*
10. *Cenellipsis ovata*
11. *Cenellipsis* aff. *perspicua*
12. *Cenellipsis costata* spec. n.
13. *Cenellipsis multicosata* spec. n.
14. *Cenellipsis* aff. *Innocenti* fig. 36
15. *Cenellipsis ind.*
16. *Ellipsoxiphus asper*
17. *Ellipsoxiphus biconstrictus*
18. *Ellipsoxiphus elongatus*
19. *Lithapium ellipticum*
20. *Lithapium* aff. *pruniforme*
21. *Lithapium* spec. *Holmes*



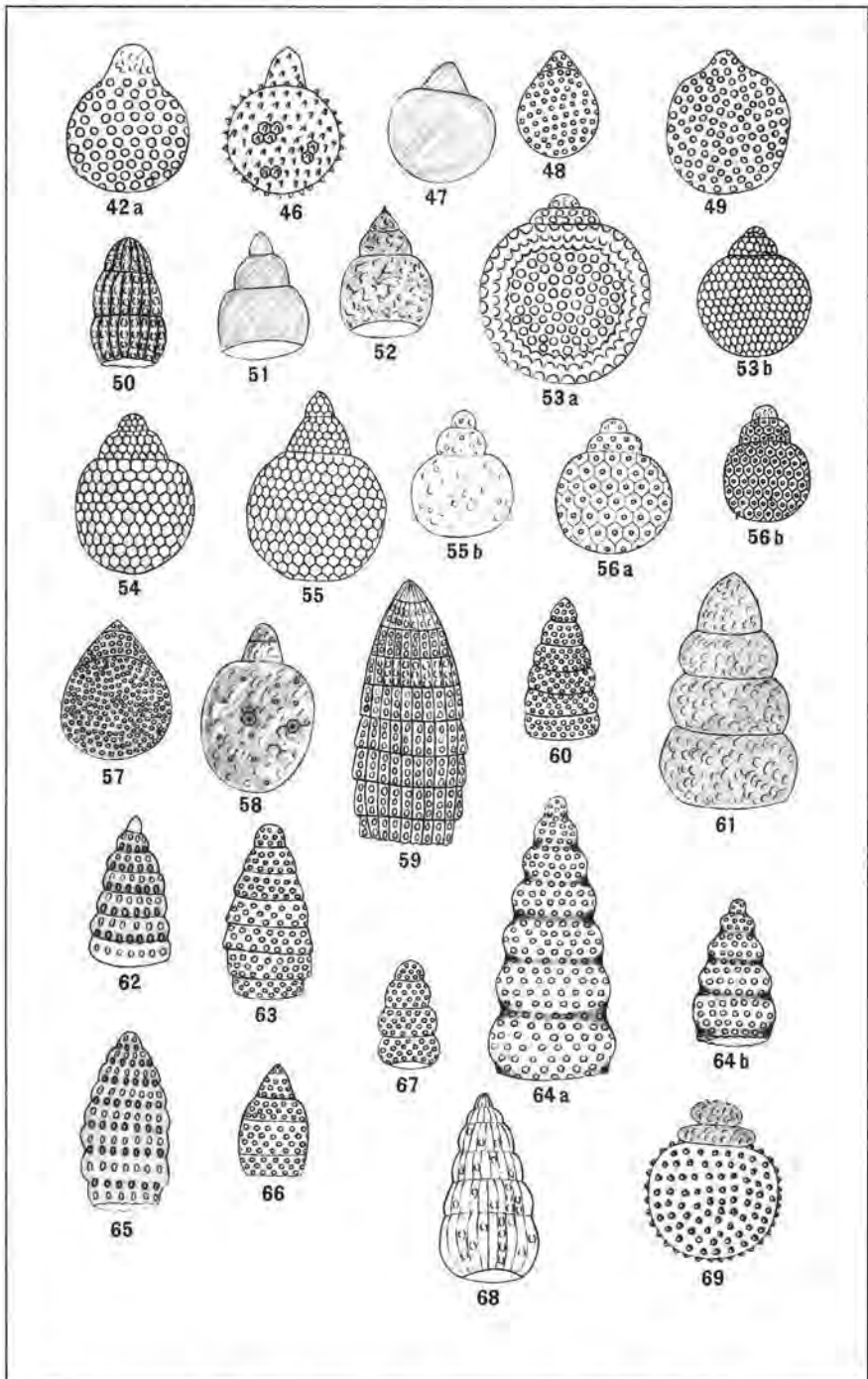
## Tafel XXVIII.

22. *Lithobotrys undulata* spec. n.
23. *Cyrtoformis* aff. *aerostatica*
24. *Archicorys* spec. *ind.*
25. *Cyrtocalpis* aff. *reticulosa*
26. *Cyrtocalpis hexagonata* spec. n.
27. *Cyrtocalpis radiata* spec. n.
- 28 a, b. *Cyrtocalpis multicostrata* spec. n.
29. *Cyrtocalpis micropora* spec. n.
30. aff. *Halicapsa gutta*
31. *Archicapsa ficiformis*
32. *Archicapsa elongata* spec. n.
33. *Archicapsa costata* spec. n.
34. *Sethocyrtis* spec. *ind.*
35. *Dictyocephalus* aff. *ventricosus*
36. *Dictyocephalus pyriformis* spec. n.
- 37 a, b, c. *Sethocapsa cometa*
38. *Sethocapsa* aff. *hirta*
39. *Sethocapsa* spec. (nova?) *ind.*
40. *Dicolocapsa* aff. *abbreviata*
41. *Dicolocapsa globosa*
- 42 b. *Dicolocapsa* aff. *nuda*
- 43 a, b. *Dicolocapsa microcephala* spec. n.
- 44 a, b. *Dicolocapsa radiata* spec. n.
45. *Dicolocapsa micropora* spec. n.



## Tafel XXIX.

- 42 a. *Dicolocapsa* aff. *nuda*
- 46. *Dicolocapsa* *Innocenti*
- 47. *Dicolocapsa* spec. *ind.*
- 48. *Dicolocapsa* spec. *ind.*
- 49. *Dicolocapsa* spec. *ind.*
- 50. *Tricolocampe* *costata* spec. n.
- 51. *Tricolocampe* spec. *ind.*
- 52. *Theocorys* spec. an. n. aff. *apollinis*
- 53 a, b. *Tricolocapsa* aff. *Cuvieri*
- 54. *Tricolocapsa* *deformis*
- 55 a, b. *Tricolocapsa* *elongata*
- 56 a, b. *Tricolocapsa* *obesa*
- 57. *Tricolocapsa* *multipora* spec. n.
- 58. *Tricolocapsa* spec. *ind.*
- 60. *Dictyomitra* *Ehrenbergi*
- 61. *Dictyomitra* aff. spec. *Holmes*
- 62. *Dictyomitra* aff. *venusta*
- 63. *Lithocampe* aff. *coarctata*
- 64 a, b. *Lithocampe* *elegans*
- 65. *Lithocampe* *venusta* spec. n.
- 66. *Lithocampe* spec. *ind.*
- 67. *Lithocampe* spec. *ind.*
- 68. *Lithocampe* *costata* spec. n.
- 69. *Stichocapsa* spec. *ind.*



# Über den Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal.

Von **Otto Ampferer**.

(Mit 35 Zeichnungen.)

Der Südrand der Lechtaler Alpen steht auf der ganzen Strecke zwischen Arlbergpaß und Pitztal mit der großen kristallinen Gebirgsmasse der Ferwall- und Silvrettagruppe in unmittelbarem Kontakt.

Östlich von der Mündung des Pitztals ändert sich aber die regionale Tektonik am Südrand der nördlichen Kalkalpen recht wesentlich, indem hier die Ausläufer der Ferwallgruppe zugleich mit jenen der Lechtaldecke unter dem Vordrang der kristallinen Massen der Ötztaler Alpen verschwinden und diese unmittelbar an die Inntaldecke stoßen. Diese Grundlagen der regionalen Tektonik dieses Gebietes wurden schon vor längerer Zeit bei der Landesaufnahme von mir und Freund W. Hammer in gemeinsamer Arbeit festgestellt.

Das Ziel der folgenden Arbeit ist nun, im Rahmen dieser bereits gegebenen Großtektonik das außerordentlich mannigfaltige und lebhaft tektonische Detail an der Hand zahlreicher Querschnitte vorzulegen, welches bisher weder auf den Karten noch auch in den Arbeiten in ähnlicher Genauigkeit zum Ausdruck gelangte.

Die hier folgenden Profile wurden bei der geologischen Landesaufnahme in dem langen Zeitraum von 1908 bis 1928 gesammelt. Einige weitere Beiträge kamen in dieser langen Zeit auch gelegentlich von praktisch-geologischen Arbeiten zustande. Veröffentlicht wurden von mir aus diesem Gebiete bereits Profile in folgenden Arbeiten:

Geologischer Querschnitt der Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee, Jahrbuch 1911. Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen, Jahrbuch 1914. Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntals, Jahrbuch 1915. Über die Breccien der Eisenspitze bei Flirsch, Jahrbuch 1920.

W. Hammer hat einige Profile aus diesem Gebiete in seiner Arbeit über die „Phyllitzone von Landeck, Jahrbuch 1918“ veröffentlicht.

Von den geologischen Karten kommt in erster Linie das von mir und W. Hammer bearbeitete Blatt „Landeck“ im Maßstabe 1:75000 in Betracht. Das von mir und O. Reithofer bearbeitete Blatt „Stuben“ ist noch nicht ganz fertiggestellt, während das von W. Hammer aufgenommene östliche Anschlußblatt „Ötztal“ im Jahre 1929 erschienen ist.

Von dieser ganzen Strecke ist das Teilstück zwischen Landeck und Ötztal am seltensten von Geologen besucht worden.

Es ist dies jener schmale Streifen von kalkalpinen Gesteinen, welcher sich hier noch an der Südseite des Inns befindet.



Er spielt im Landschaftsbild nur eine recht bescheidene Rolle, und nur der stolze Burgfelsen der Ruine der Kronburg macht weiterhin auf diese Zone aufmerksam. Die ersten Nachrichten über dieses Gebiet stammen wohl von A. v. Pichler, der bereits in einige dieser wilden Schluchten forschend eingedrungen war.

In den Jahren 1909—1910 unternahm Fräulein Marianne Möller im Auftrage ihres Lehrers Prof. V. Uhlig eine genauere Untersuchung dieser Schichtenzone, welche aber nicht vollendet wurde. Bei einer Exkursion in die Schlucht des Kogeltales bei Imsterberg wurde hier auch mein Freund R. Folgner am 30. September 1911 durch Stein-  
schlag schwer verwundet.

Es ist dies auch mit ein Grund gewesen, der mich lange Jahre davon abhielt, über diese Gegend etwas Genaueres zu schreiben.

Die Südgrenze der Lechtaler Alpen verläuft nicht in einer geraden Linie, sondern vom Arlberg bis gegen Landeck in ost-westlicher, dann von dort zum Ötztal in nordöstlicher Richtung.

Wahrscheinlich prägt sich in dieser Umschwenkung der Südgrenze der Lechtaler Alpen schon der mächtige Vordrang der Ötztaler Masse aus.

Ein Vordrang der kristallinen Massen ist ja längs des ganzen Südrandes der Lechtaler Alpen vorhanden. Auch die Gneise der Ferwallgruppe und die Quarzphyllite von Landeck sind ja gegen die Lechtaler Alpen zu überkippt und wahrscheinlich auch vorgeschoben.

Der Vordrang der Ötztaler Masse ist jedoch viel beträchtlicher und hat zu einer starken Verbiegung der ganzen Südgrenze geführt.

Am Ostende unserer Zone finden wir auch das von mir im Jahre 1911 entdeckte Profil in der Schlucht des Walderbaches, wo die etwas überkippten Biotitgranitgneise und Amphibolite der Ötztaler Masse unmittelbar auf die Quarzphyllite von Landeck aufgeschoben liegen. Weiter östlich treten die Gesteine der Ötztaler Masse dann zwar ganz nahe an die Kalkalpen heran, aber überall verhindert der breite Schuttboden des Inntales einen Einblick in den unmittelbaren Kontakt. Wir sind aber nach den Aufschlüssen in der Schlucht des Walderbaches wohl berechtigt, den Vordrang der Ötztaler Masse als den Vormarsch einer großen Schubmasse aufzufassen, welcher erst lange nach der Formulierung der Südgrenze der Lechtaler Alpen erfolgt sein kann.

Walter Schmidt hat diesen Gedanken bereits in seiner Arbeit „Zur Phasenfolge im Ostalpenbau“ in unseren Verhandlungen im Jahre 1922 ausgesprochen und dann in der Arbeit „Gebirgsbau und Oberflächenform der Alpen“ in diesem Jahrbuch 1923 noch weiter ausgeführt und begründet. Nach ihm soll die Scholle der Ötztaler Alpen durch eine Jungüberschiebung an ihren heutigen Platz gebracht worden sein, wobei sie den ganzen Ostalpenbau, Pennin und Ostalpin, unter sich begrub.

Dieser Vorstoß soll wenigstens zum Teil sogar jünger als die Anlage der Längstäler sein. W. Schmidt glaubt, daß die große, ziemlich geradlinige Längstalfucht Oberengadin—Unterinntal durch die vordringende Scholle der Ötztaler Alpen überfahren worden ist. Daher muß sich der Inn hier am Nordwest- und Nordrande der Ötztaler Masse mühsam seinen Weg suchen, was seine wilden, schluchtartigen Einschnitte erklärt.

Die geradlinige Verbindung Unterinntal—Oberengadin zieht zirka 20 km südöstlich des Randes der Ötztalscholle durch. Das würde ein Minimum dieses Vorstoßes bedeuten.

Der Vorstoß der Ötztaler Scholle wird von W. Schmidt als eigene „Ötztaler Phase“ bezeichnet. Er gliedert dieselbe seiner Jungphase des Alpenbaues ein, die also

- a) Insubrische Phase,
- b) Ötztaler Phase

umfaßt.

Die Insubrische Phase wäre zeitlich vor Untermiozän, die Ötztaler Phase aber nach Untermiozän einzuschalten.

Über diese zeitlichen Verhältnisse des Vorschubes der Ötztaler Masse lassen sich an ihrem Nordrand kaum genauere Angaben erreichen, weil alle jüngeren Schichten zwischen Oberjura und Diluvium hier fehlen. Nicht einmal die Kreideschiefer der Lechtaldecke kann man bis an den Nordrand der Ötztaler Masse heran verfolgen.

Nichtsdestoweniger bleibt die Tatsache eines relativ sehr jungen Vorschubes auch dem Detail der Feldaufnahmen gegenüber bestehen. Der Nordscheitel der Ötztaler Masse liegt etwa bei Pfaffenhofen im Oberinntal, genau südlich von der mächtigen Aufwölbung der Hohen Munde (2661 m).

Hier stoßen die Gneise der Ötztaler Masse unmittelbar an den Quarzphyllit, der wohl ein Verbindungstück zwischen dem Quarzphyllit von Landeck und jenem von Innsbruck vorstellt.

Nördlich von diesem Scheitel der Ötztaler Masse beginnt schräg gegenüber die tiefe Einmündung des Seefelder Sattels, welche tektonisch durch eine mächtige Niederbiegung der Schichten zwischen den Gewölben der Hohen Munde im W und des Solsteins im O vorgezeichnet erscheint.

Es ist wahrscheinlich, daß diese breite, auffallende tektonische Depression als Folge des Anschubes der Ötztaler Masse aufzufassen ist.

Die Niederbiegung von Seefeld beschränkt sich aber nur auf den südlichsten Teil der Kalkalpenzone. Der Kamm Gerenspitze—Arnspitze—Karwendelkamm setzt bereits in ungestörter Weise über den tiefen Einschnitt der Porta Claudia bei Scharnitz hinweg, welcher dem Seefelder Sattel im N zugeordnet ist.

Dieser Umstand der streng räumlichen Beschränkung der Seefelder Niederbiegung auf die Nachbarschaft des Nordrandes der Ötztaler Masse spricht wohl für einen engeren Zusammenhang zwischen ihrem Vorschub und der Niederbiegung.

Der Vorschub der Ötztaler Masse ist aber am ganzen Nordrande nicht mit einem Vorsichherschleichen der Kalkalpen verbunden. Es tauchen im Gegenteil sowohl von W wie von O her die betreffenden Gebirgszonen mit wenig verschobenen Streichrichtungen unter die Masse der Ötztaler Alpen hinein. Aus diesem Befund ergeben sich zwei wichtige Folgerungen.

Die erste Folgerung ist, daß die Ötztaler Masse also ihr Vorland nicht zusammengestaut, sondern überdeckt hat. Die zweite Folgerung ist, daß dieses Vorland zur Zeit des Vorschubes der Ötztaler Masse bereits

sehr tief erodiert war und daher die Öztaler Schubmasse über ein Relief vorgedrungen ist.

Wir haben es also auch hier wieder mit einer typischen Reliefüberschiebung zu tun. Diese Angaben eröffnen uns manche neue Einblicke in die Tektonik des Südrandes der nördlichen Kalkalpen.

Wir haben also eine ältere Gruppe von tektonischen Bewegungen, welche vor allem die Südgrenze der Kalkalpen hier gegen die kristallinen Massen der Silvretta-Ferwall-Gruppe einzeichnen. Diese Gruppe von Baubewegungen wird sich bei genauerer Betrachtung dann noch weiter unterteilen lassen.

Dann ist offenbar ein ziemlich langer ruhiger Zeitraum eingeschaltet, während dem die Erosion große zerstörende Wirkungen vollbrachte.

Zur Zeit des Vorstoßes der Öztaler Masse war die Ferwallgruppe und auch der Südrand der Lechtaler Alpen schon tief abgetragen. Nur so ist es möglich, daß die breite und schwere Öztaler Masse sich auf das Osteude der Ferwallgruppe und auf den Südrand der Lechtaler Alpen hinauflegen konnte. Erst die mächtige Vorarbeit einer tiefgreifenden Erosion hat hier die nötige Lücke für den Einmarsch der Öztaler Masse geschaffen. Diese Lücke ist dann durch Niederpressung vergrößert und vertieft worden.

Der Einschub der Öztaler Masse bedeutet somit für den Südrand der Lechtaler Alpen ein schwerwiegendes tektonisches Ereignis.

Wenn wir hier auch nicht in der Lage sind, seine zeitliche Funktion genauer zu bestimmen, so können wir doch versuchen, die zu diesem mächtigen Vorstoß gehörigen Auswirkungen aus der übrigen Tektonik herauszuschälen.

Diese Zugehörigkeit zu dem Vorstoß der Öztaler Scholle gewährt dann immerhin auch eine Altersbewertung und einen Einblick in den Umfang der Störungen, welche am Südrand und innerhalb der Kalkalpen noch als Wirkungen dieses Vorstoßes zu bezeichnen sind.

So kann der große Vorstoß der Öztaler Masse für uns zu einem Hilfsmittel für die Auflösung der verschiedenen tektonischen Baupläne der westlichen Kalkalpen werden.

Nach dieser kurzen Einleitung will ich die Beschreibung der einzelnen Profile am Südrand der Lechtaler Alpen im W beginnen und gegen O zu fortsetzen. Ich wähle diese Richtung, weil die tektonischen Verhältnisse im W wesentlich einfachere sind und gegen O zu dann neue Bauelemente hinzutreten.

Der Arlbergpaß selbst ist, wie ich schon mehrfach hervorgehoben habe, noch ganz in die Gneise der Ferwallgruppe eingeschnitten. Die Südgrenze der Kalkalpen liegt erst nördlich von der Paßhöhe und ist im Terrain nicht besonders deutlich ausgesprochen.

Die Gneise sind durchwegs gegen N überkippt und wahrscheinlich auch etwas auf die kalkalpinen Gesteine aufgeschoben.

Fig. 1 gibt einen Querschnitt durch die Grenzzone im Bereiche der Ulmer Hütte wieder.

Diese prachtvoll gelegene und vielbesuchte Schutzhütte nimmt auch eine geologisch ausgezeichnete Stelle ein. Sie liegt nämlich auf einem

sehr gut ausgebildeten Gewölbekern von dunkelrotem Verrucano, der im O und im W von der Serie der unteren Trias überlagert wird.

Es handelt sich aber bei dieser Aufwölbung von Verrucano nicht etwa um eine ost-westlich streichende Falte, sondern um eine kuppelförmige Aufwölbung von verhältnismäßig geringem Umfang.

Auffallend ist dabei, daß der Verrucano durchaus feingeschichtet und feingeschiefert ist und der Buntsandstein in seinem Hangenden hier fehlt. Der Verrucano wird unmittelbar von gelben Rauhdecken überlagert. Darüber stellen sich dunkle Kalke, dann eine reiche Serie von Hornsteinkalken, Partnachschiefer und Arlbergkalke ein. In Begleitung der Hornsteinkalke treten an den Pfannköpfen, westlich von der Ulmer

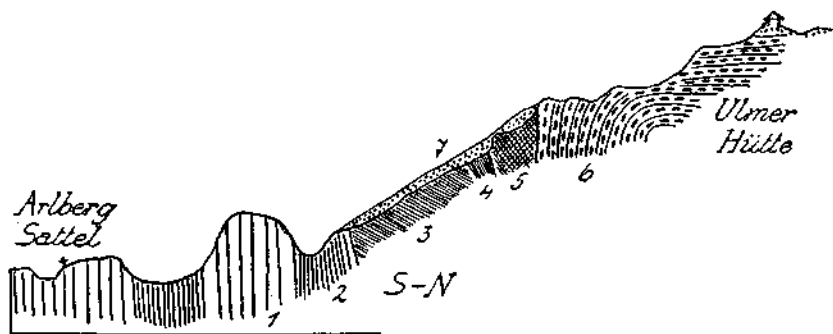


Fig. 1. 1 = Muskovitgranitgneis mit Staurolith. 2 = Glimmerschiefer. 3 = Phyllit mit Granaten — vielfach nur Glimmerteig. 4 = Feiner, verschieferter, grüner Verrucano. 5 = gelbe Rauhdecken. 6 = Roter, geschieferter Verrucano. 7 = Endmoränen.

Hütte, grünlichgraue, dünnstriefrige, porzellanartige Gesteine auf, welche an die Lagen von Pietra verde in der Trias der Südtiroler Dolomiten erinnern. Während sich also um den Verrucanokern der Ulmer Hütte im W und O und wohl auch im N eine reiche Serie von Trias herummantelt, stößt derselbe im S, wie Fig. 1 zeigt, ziemlich schroff und unvermittelt an die kristallinen Schiefer. Wir finden hier zunächst dem Verrucanogewölbe noch eine Zone von gelber Rauhdecke, dann eine schmale Lage von grünem, dünnverschieferem Verrucano.

Dieser letztere stößt dann unmittelbar an nordfallende feinschiefrige Phyllite mit kleinen Granaten. Diese Phyllite bilden vielfach nur mehr eine Art von Glimmerteig. Die eben beschriebene Zone von weichem Phyllit hebt sich durch ihre nordfallende Schichtung deutlich von dem nun südlich folgenden kristallinen Gebiet des Arlbergpasses ab, dessen Schichten hier saiger stehen und breite Zonen von schönem Muskovitgranitgneis enthalten, die reichlich Staurolith führen.

Etwas weiter östlich, aber immer noch in der Nähe der Ulmer Hütte, verläuft das Profil von Fig. 2, das vom Arlensattel zum Gipfel des Galzig leitet.

Der Kontakt zwischen Kristallin und Kalkalpen ist hier in dem kleinen Detailprofil vom Arlensattel am besten zu sehen.

Auch hier ist zwischen dem südfallenden Kristallin der Ferwallgruppe und der nordfallenden Kalkalpentrias eine schmale Zone von

feinschiefrigem Phyllit mit kleinen Granaten und eine schwarze Tonschieferlage eingeschaltet. Neben dem Verrucano treten hier auch feingeschiefterte rote Sandsteine und Schiefer auf.

Die Profile der Südhänge unter der Ulmer Hütte lassen also bezüglich des Kontaktes von Kristallin und Lechtaler Alpen folgende Eigenheiten erkennen:

Wir erkennen zunächst an der Aufwölbung des Verrucanos die Auswirkung einer Quersfaltung.

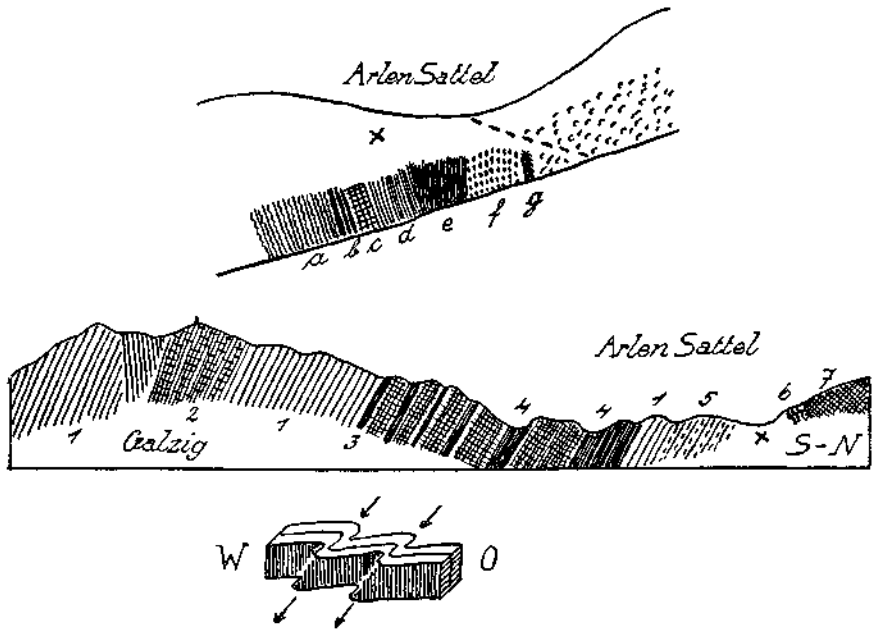


Fig. 2. 1 = Muskovitgranitgneis. 2 = Glimmerschiefer und Glimmerquarzit. 3 = Quarzphyllit. 4 = Breitere Zonen von Quarzphyllit. 5 = Verrucano. 6 = Muschelkalk. 7 = Rauhewacken. *a* = Feine Granatphyllite, dicht mit kleinen Granaten besetzt. *b* = Schmale schwarze Tonschieferlage. *c* = Quarzphyllit. *d* = Rote Schiefer und Sandsteine. *e* = Fein geschieferter roter Sandstein. *f* = Verrucano. *g* = Fetzen von gelber Rauhewacke.

Weiter sehen wir zwischen dem Kristallin und der unteren Trias der Lechtaler Alpen eine schmale Zone eingeschaltet, welche sowohl durch ihre Schichtenstellung als auch durch ihren Schichteninhalt eine tektonische Selbständigkeit beweist.

In dieser Zone treten Phyllite in Verbindung mit geschiefertem Verrucano, mit Buntsandstein und mit Rauhewacken auf.

Die Phyllite, welche wir hier antreffen, sind nicht mit dem Quarzphyllit von Landeck zu verwechseln. Sie sind viel feinschiefriger, weniger kristallin und weniger reich an Quarzlinsen.

Außerdem zeigen sie oft eine wilde, wirre Faltung und Verknäuelung.

Im Gegensatz zu dem einfarbigen Quarzphyllit besitzen sie auch häufig buntere Färbungen: silbergrau, schwarz, rosa, violett, dunkelrot . . .

Ihre Mächtigkeit entzieht sich jeder Schätzung infolge der Verfaltung und Verschuppung. Groß kann dieselbe indessen nicht sein, jedenfalls weit geringer als etwa jene des Quarzphyllits.

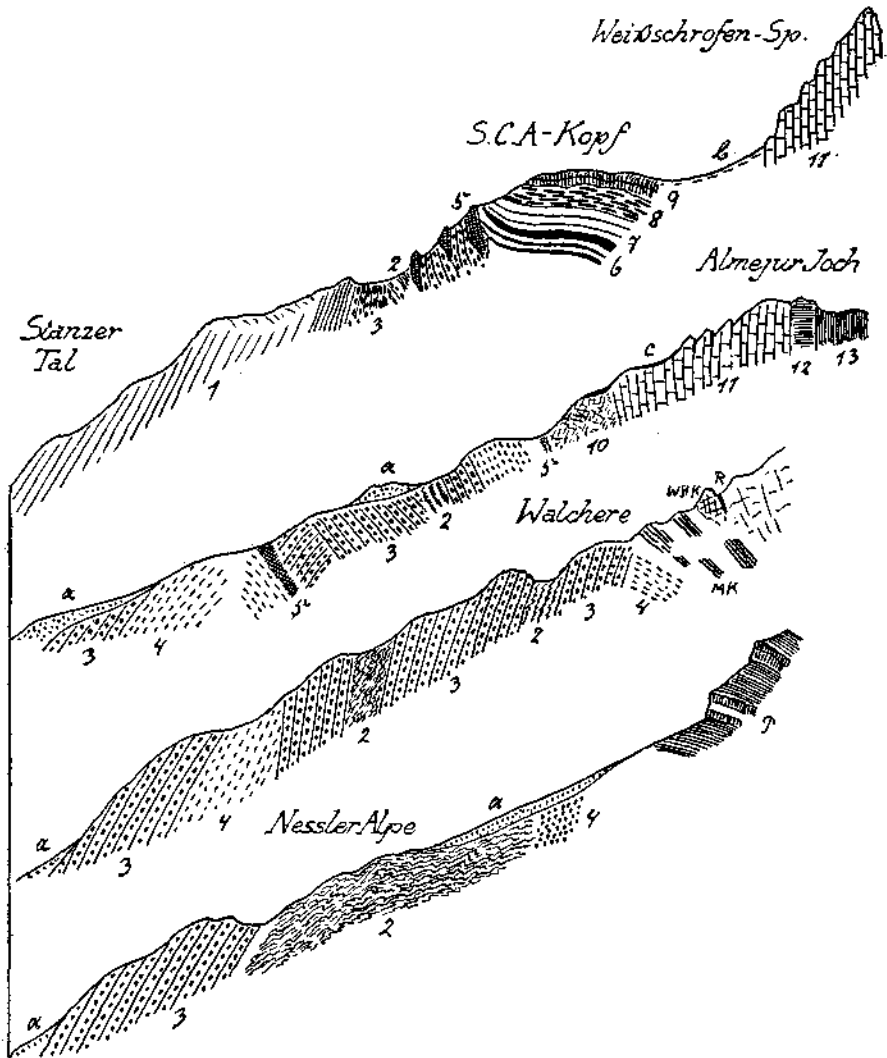


Fig. 3. 1 = Gneise. 2 = Bunte Phyllite. 3 = Geschichteter Verrucano. 4 = Buntsandstein. 5 = Gelbe Rauhwacken. 6 = Partnachschichten und Muschelkalk. 7 = Arlbergkalk. 8 = Raibler Sandsteine und Tonschiefer. 9 = Dolomitbreccien. 10 = Hauptdolomit, Mylonit. 11 = Hauptdolomit, gut geschichtet. 12 = Oberrätalkalke. 13 = Kreideschiefer. MK = Muschelkalk. P = Partnachschichten, in den unteren Schieferlagen Baktrilien. WVK = Wettersteinkalk. R = Raibler Schichten.  $\alpha$  = Grundmoränen.  $b$  = Hangschiitt.  $c$  = Verschleppter Kreideschieferschiitt.

Auffallend ist indessen im Verhältnis zu ihrer geringen Mächtigkeit ihre Beständigkeit im Streichen. Sie lassen sich aus dem Bereich des Rätikons bis zu der großen Überschiebung der Ötztaler Masse verfolgen.

Wir werden dieser charakteristischen Zone noch in manchen Profilen der Südseite der Lechtaler Alpen begegnen.

Die Auswirkung der Querfaltung ist in dieser Gegend des Arlbergpases nicht bloß auf die Auffaltung von Verrucano und Trias in den Pfannköpfen bei der Ulmer Hütte beschränkt, sie heerrscht auch die Feinstruktur der kristallinen Schiefer.

Hin und hin bemerken wir eine sehr intensive Kleinfältelung, deren Achsen unter steilen Winkeln gegen W zu einfallen.

Auf Fig. 2 ist das Schema einer solchen Fältelung abgebildet, das nach einem Gletscherschliff am Gipfel des Galziz gezeichnet ist.

Wir finden also nicht nur am Südrand der Lechtaler Alpen, sondern auch am Nordrand der Ferwallgruppe Anzeichen für Verschiebungen der Gesteinsmassen in der Richtung des Streichens.

Das nächste Profil — Fig. 3 — bringt die geologischen Verhältnisse an dem Kamm des S. C. A. Kopfes oberhalb von St. Anton. Hier ist von der Aufwölbung des Verrucanos bei der Ulmer Hütte nur die obere flache Kuppel zu sehen, welche hier von Muschelkalk, Partnachschichten, Arlbergkalken und Raibler Schichten gebildet wird. Unter diesen Schichten steckt der im Profil nicht mehr sichtbare Kern von Verrucano und Buntsandstein.

Zwischen dem Kristallin der Ferwallgruppe und dieser Aufwölbung ist wieder eine Verschuppungszone eingebaut, die hier sehr auffällig wird durch die Einschaltung von drei Keilen von gelber Rauhwaacke in die geschieferten Verrucanomassen.

Die Zone der bunten Phyllite ist hier nur ziemlich schmal entwickelt. Sie erscheint aber in dem östlich benachbarten Profil zum Almejurjoch gleich wieder viel deutlicher.

Hier ist das Kristallin der Ferwallgruppe schon auf die Südseite des Stanzer Tales zurückgetreten. Verrucano und Buntsandstein sind mehrfach zusammengefaltet und enthalten Einschaltungen von Rauhwaacken und von silbergrauem Phyllit. Über dem Buntsandstein folgen Spuren von Raibler Schichten, Dolomitmylonit, Hauptdolomit und jenseits des Almejurjoches Oberrätikalke und Kreideschiefer.

Der Hauptdolomit unterhalb des Almejurjoches zeigt mächtige Zerrungsspalten und ist an den flacheren Stellen mit reichlichem Schutt von Kreideschiefern bedeckt, der wahrscheinlich von den Gletschern der Schlußeiszeit von N hergetragen wurde. Heute bildet er auf dem Dolomit die Unterlage für schöne Bergmähder.

Das Nachbarprofil durch die Walchere Schulter zeigt ein Übermaß von Verrucano, der hier offenbar auch tektonisch angestaut wurde. Wir haben hier das mächtigste Verrucanoprofil des ganzen Oberinntales vor uns. Im untersten Teil dieser großen Verrucanomasse ist auch eine bescheidene Erzführung vorhanden, die bei dem Weiler Obergand zu Bergbauversuchen auf Quecksilberfahlerz Veranlassung gab. Auch hier wird die große Verrucanomasse wieder durch zwei Einschaltungen von buntem Phyllit tief zerteilt.

Das östlich anschließende Profil durch das Gehänge der Neßleralpe oberhalb von Vadiesen enthält die größte Anstauung der bunten Phyllite unserer ganzen Südgrenze der Lechtaler Alpen.

Sie liegen hier zwischen dem Verrucano und Buntsandstein in heftiger Kleinverfaltung, aber doch flacherem Einfallen als ihre Begleitgesteine.

Über dem Buntsandstein folgt eine Schichtenlücke — weiter östlich schieben sich hier Rauhdecken und Gips ein — und dann in flachem Nordfallen mächtige Partnachschiefer mit Baktrillien.

Sie bilden die Unterlage einer Schichtenreihe, die sich zur Kammhöhe des Kaiserjochs hinauf bis zu den Kreideschiefern vervollständigt.

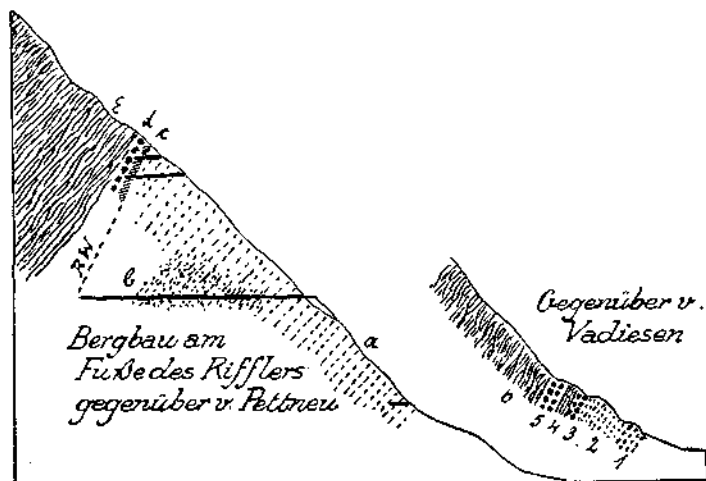


Fig. 4. 1 = Grober, rötlicher, sehr fest zementierter Verrucano. 2 = Rote, grüne, feinere Quarzsandsteine und Quarzite. 3 = Grobes Quarzkonglomerat. 4 = bunte, rote, gelbe, violette Phyllite. 5 = Grober, fester Verrucano. 6 = Quarzphyllit. a = Weißlicher Quarzsandstein mit rötlichen Lagen und Verrucano. b = Weißer Reibsand (Quarzarkose mit verwittertem Feldspat). c = 1–1½ m gelbe Rauhdecken mit Schiefereneinschlüssen. d = 1–2 m weißer Quarzit mit Malachit und Azuritadern. e = Stark verschuppter Quarzphyllit.

Um den Umfang dieser zwei letzten Profile gegen das Kristallin der Ferwallgruppe hin zu ergänzen, füge ich hier noch die Profile von Fig. 4 hinzu, welche auf der Südseite des Stanzer Tales gegenüber von Vadiesen und Pettneu liegen.

Das Profil gegenüber von Vadiesen ist die südliche Fortsetzung des Profils durch die Neßleralpe und nur durch einen großen Schuttkegel von diesem abgetrennt.

Hier sehen wir den steil südfallenden Verrucano unmittelbar vom Quarzphyllit überlagert.

Die Grenze ist eine tektonische, wie man etwas weiter östlich deutlich erkennt, wo die Verrucanozone nicht nur von Quarzphyllit überlagert, sondern auch davon unterlagert wird.

Der Verrucanozug ist also unmittelbar mit dem Quarzphyllit verschuppt oder verfaltet.

Die Verrucanozone südlich von Vadiesen ist ziemlich bunt zusammengesetzt. Grobe und feinere Verrucanolagen wechseln mit Quarzsandsteinen und festem Quarzit. Dazwischen ist eine schmale Zone von roten, violetten, gelben Phylliten eingeschaltet.



Das zweite Verrucanovorkommen auf der Südseite des Stanzer Tales liegt südlich von Pettneu, etwa 1 *km* östlich von dem obenbeschriebenen. Es stellt seine unmittelbare Fortsetzung vor, die übertags durch einen Schuttkegel unterbrochen wird.

Die Lagerung ist im wesentlichen dieselbe, nur nimmt hier ein weißlicher Quarzsandstein mit grünlichen Schichtenflächen einen großen Raum ein. Er ist teilweise zu einem weißlichen Quarzreißsand zermalmt und von Eisenkarbonat durchzogen.

Im Hangenden dieses Quarzsandsteins tritt eine schmale Zone von gelber Rauhwaacke auf, die Stücke von Phyllit umschließt.

Zwischen dieser Rauhwaacke und dem hangenden Quarzphyllit erscheint dann auch ein etwa 2 *m* mächtiges Quarzitlager eingeschaltet, welches von Malachit- und Azuritadern durchzogen ist. Auf diese Spuren von Kupfererzen ist hier auch ein Bergbau in mehreren Stollen umgegangen. Derselbe war aber zur Zeit meines Besuches im Jahre 1916 bereits wieder eingestellt. Es handelt sich hier jedenfalls um dieselbe erzführende Verrucanozone, welche in der Nachbarschaft auch bei Gand und bei Flirsch abgebaut wurde und über welche W. Hammer in seiner Arbeit „Die Erzführung des Verrucano in Westtirol“ in den Verhandlungen vom Jahre 1920 berichtet hat.

Die zwei nächsten Profile durch den Südrand der Lechtaler Alpen — Fig. 5 — geben die Aufschlüsse zu beiden Seiten der tiefeingeschnittenen Schnanner Klamm wieder.

Die Zeichnung des Gehänges der Kridlonspitze ist eine Profilansicht von O her, die Gegenseite ist von W her gezeichnet. Der Eingang der Schnanner Klamm ist in eine steil südfallende Schichtenfolge von Partnachschiechten und Wettersteinkalk als schmaler Schlitz eingeschnitten.

Dahinter stellen sich stark gestörte Raibler Schichten und dann Hauptdolomit ein.

Damit ist hier die regelmäßige Schichtenfolge bereits beendet.

Diese Schichtfolge, zu der im S, unter dem großen Schuttkegel von Schnann begraben, wohl auch Rauhwaacken, Buntsandstein, Verrucano gehören, ist kräftig gegen N zu überkippt und stößt dabei unvermittelt an ziemlich mächtige, ebenfalls südfallende Kreideschiefer.

Wenn man diese Profile verstehen will, so muß man sich die Überkippung zurückgebogen denken.

Denkt man sich also die Überkippung unseres Südrandes wieder aufgehoben, so lagern die Kreideschiefer in der Schnanner Klamm unmittelbar auf dem Hauptdolomit. Es fehlen also Kössener Schichten, Oberrätkalke, Lias, Fleckenmergel, Hornsteinkalke und Aptychenkalke. Diese ganze Schichtenfolge ist am Kaiserjoch (nicht einmal 3 *km* weiter westlich) noch vollständig im Liegenden der Kreideschiefer erhalten und zieht sich in gleicher Vollständigkeit weit gegen W hin.

Es hat also hier zwischen Kaiserjoch und Schnanner Klamm eine mächtige Abschrägung der oberen Schichten stattgefunden. Diese Abschrägung findet jedoch in der Schnanner Klamm durchaus noch nicht ihren Abschluß. Sie erreicht im Gegenteil erst nördlich von Flirsch das größte Ausmaß, wo die Kreideschiefer sogar an die Rauhwaacken der

oberen Werfener Schichten stoßen. Fig. 6 bringt diesen Aufschluß des Zusammenstoßes von Rauhwacken der Untertrias mit den Kreideschiefern zur Anschauung.

Es ist aber zwischen den Rauhwacken und den Kreideschiefern auch eine schmale Zone eingeschaltet, welche unbedingt beweist, daß die Kreideschiefer hier nicht unmittelbar einem Erosionsrelief aufgelagert sind.

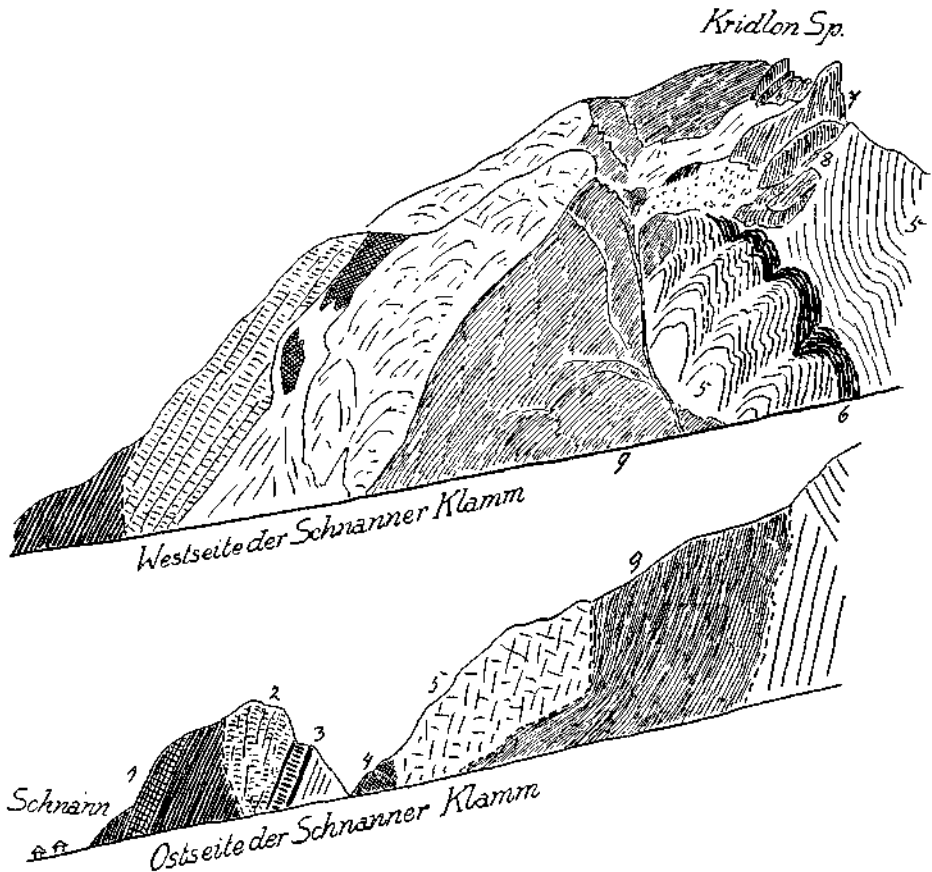


Fig. 5. 1 = Partnachschichten. 2 = Wettersteinkalk. 3 = Raibler Schichten. 4 = Rauhwacken. 5 = Hauptdolomit. 6 = Kössener Schichten. 7 = Oberrät- und Liaskalk. 8 = Fleckenmergel. 9 = Kreideschiefer.

Wir finden hier nämlich als Zwischenschaltung ein etwa 1 bis 2 m mächtiges Band der rotmaschigen Eisenspitzbreccie (Gosau?) und einen schmalen Streifen von stark gestreckten Aptychenkalken. Die merkwürdige Beschaffenheit und Lagerung der Eisenspitzbreccie habe ich bereits in diesem Jahrbuch im Jahre 1920 mit einer farbigen Ansicht der Eisenspitze zur Darstellung gebracht. In dieser Arbeit ist auch unsere eben erwähnte Kontaktstelle in der Profilserie durch den Westgrat der Eisenspitze in Fig. 1 schon abgebildet, doch ohne den Anschluß mit der südlich benachbarten Verrucano-Phyllit-Zone.

Weiter östlich von Flirsch vervollständigt sich dann die Schichtenfolge unter den Kreideschiefern wieder sehr rasch.

Am Gipfelgrat der Eisenspitze haben wir bereits wieder die volle Serie bis zu den Aptychenkalken. Dabei darf man allerdings nicht übersehen, daß die vollständigen Serien sowohl am Kaiserjoch als auch an der Eisenspitze in der Gipfelregion liegen, während die schärfsten Abschrägungen in den tiefen Klammern nördlich von Schnann und Flirsch zu sehen sind.

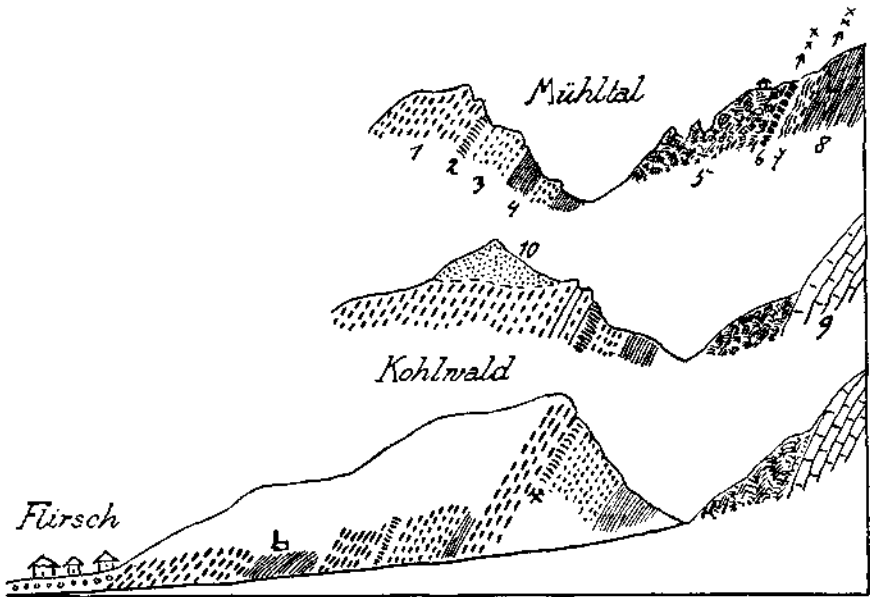


Fig. 6. 1 = Grober, rötlicher Verrucano. 2 = Feiner, weißer Quarzsandstein, wird als Reibsand abgebaut. 3 = Grober Verrucano mit Erzführung. 4 = Bunte Phyllite. 5 = Gelbe Rawwacken. 6 = 1 bis 2 m mächtige, rotmaschige Eisenspitze. 7 = Stark gestreckte Aptychenkalk. 8 = Kreideschiefer. 9 = Oberrätalkalke. 10 = Grundmoräne.

Es erhebt sich also hier die Frage, ob diese mächtigen Abschrägungen als Wirkungen der Erosion oder der Tektonik zu verstehen sind.

Durch die Einschaltung von einzelnen abgetrennten Teilen, Linsen oder Schuppen von verschiedenen Schichten zwischen die Liegendserie und die Kreideschiefer wird die Grenze als reine Erosionswirkung nimmöglich gemacht.

Für eine Abscherung von so großen Gesteinsmassen fehlt aber andererseits wieder die tektonische Begründung. Außerdem wäre die weiche Schichtenmasse der Kreideschiefer wohl auch technisch ungeeignet, die viel härteren Jura- und Triasgesteine in derartig großem Maßstab abzuscheren.

So bleibt wohl nur die Annahme übrig, daß tatsächlich tiefe Erosionslücken hier vorliegen, diese sedimentäre Auflagerungsgrenze aber durch spätere Tektonik noch umgestaltet worden ist.

Wir haben also den Fall vor uns, daß eine ursprüngliche, rein sedimentäre Auflagerungsfläche bei späteren tektonischen Bewegungen

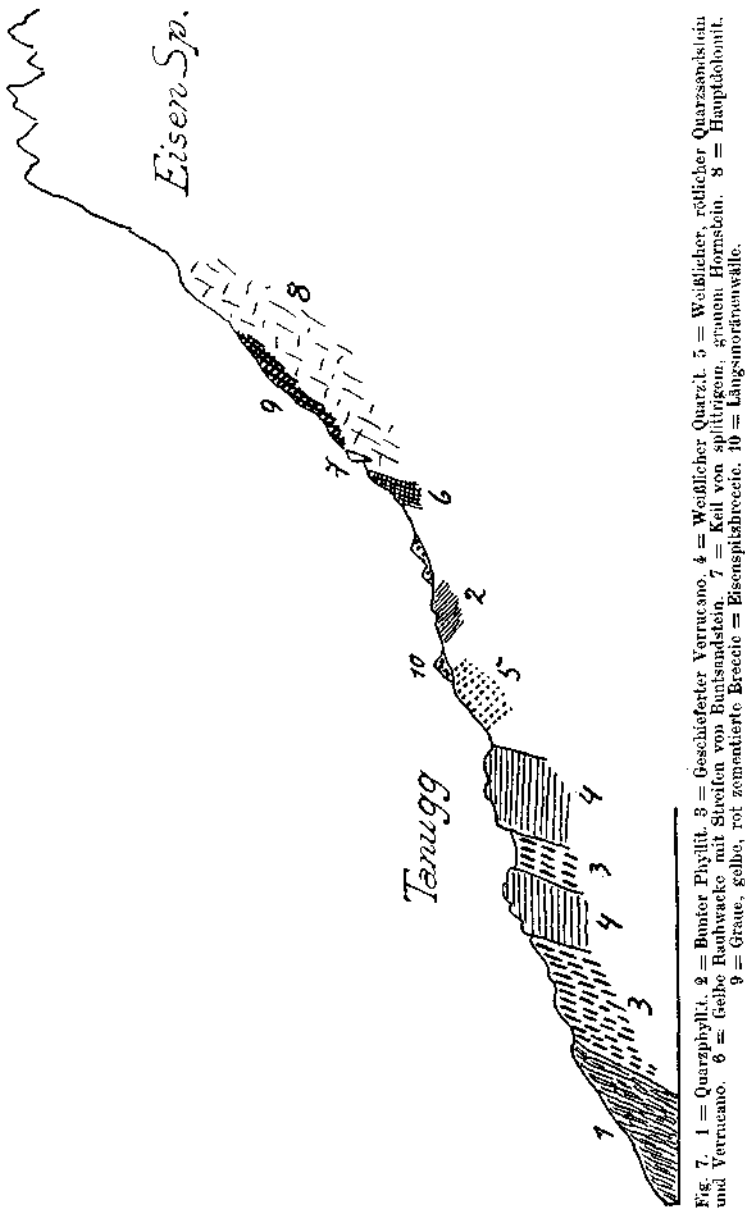


Fig. 7. 1 = Quarzphyllit. 2 = Bunter Phyllit. 3 = Geschieferter Verrucano. 4 = Weißlicher Quarz. 5 = Weißlicher, rötlicher Quarzsandstein und Verrucano. 6 = Gelbe Rauhwacke mit Streifen von Buntsandstein. 7 = Keil von splittigem, grauem Hornstein. 8 = Hauptdolomit. 9 = Graue, gelbe, rot zementierte Breccie = Eisenspitzebreccie. 10 = Längsmoränenwälle.

wenigstens teilweise in eine Schubfläche mit tektonischen Schubebenen umgewandelt worden ist.

Vielleicht hängt diese Umwandlung einer Abtragungsfläche in eine Schubfläche doch mit der großen Überkipfung zusammen.

In dieser Frage haben nun die schon erwähnten bunten Breccien der Eisenspitze ein wichtiges Wort mitzureden.

Wie ich schon in meiner Arbeit über die Breccien der Eisenspitze im Jahrbuch 1920 näher begründet habe, haben wir an diesem geologisch hochinteressanten Berge zwei Transgressionsbildungen vor uns.

Es sind dies einerseits die Transgression der Kreideschiefer über ihren tief erodierten Untergrund und andererseits die wesentlich jüngere Transgression der Eisenspitzbreccien, ebenfalls über ein tief eingeschnittenes Relief — Fig. 7. Das Merkwürdige ist dabei aber die gegenseitige Lagebeziehung der beiden Transgressionen.

Die ältere Transgression steht auf dem Kopf. Sie liegt heute als mächtige Überkippung vor.

Die jüngere Transgression greift über die hochaufergerichteten überkippten Trias- und Juraschichten der Eisenspitze hinweg.

Versuchen wir, die ältere Transgression, welche heute auf dem Kopf steht, in ihre richtige Lage zurückzudrehen, so ist das Ergebnis, daß nun die jüngere Transgression auf den Kopf zu stehen kommt. Die jüngere Transgression nimmt heute im Bereich der Eisenspitze eine steil südfallende Lagerung ein.

Will man diese tektonisch aufgestellte Lagerung in ihre ursprüngliche Lage zurückversetzen, so muß man die Schichten der Eisenspitze dazu noch viel stärker überkippen als sie es heute sind.

Aus diesen merkwürdigen Befunden ergeben sich also folgende Folgerungen. Die Überkippung des Südrandes der Lechtaler Alpen muß im Bereiche des Stanzer Tales zur Zeit der Ablagerung der Eisenspitzbreccien offenbar noch wesentlich stärker als heute gewesen sein. Nach Ablagerung dieser Breccien ist die Überkippung bis zu einem gewissen noch heute bestehenden Betrag rückgängig gemacht worden.

Dieser letztere Vorgang verdient schon wegen seiner Seltenheit in dem Bauinventar der Alpen unsere besondere Aufmerksamkeit.

Nach diesen Ergebnissen aus dem Bau der Eisenspitze wird man die Überkippung des Südrandes der Lechtaler Alpen wohl kaum mehr auf den Anschub des Kristallins der Ferwallgruppe zurückführen dürfen. Eher könnte man die teilweise Aufhebung der Überkippung als ein Werk der starken Anpressung zu verstehen suchen.

Insbesondere wäre dies verständlich, wenn der Anschub des Kristallins nicht in einem hohen, sondern in einem tieferen Niveau, also als eine Unterpressung erfolgt ist.

Kehren wir nun wieder zu unserer Beschreibung des Südrandes der Lechtaler Alpen in der Gegend von Flirsch zurück. Hier sind die wichtigsten Profile in Fig. 6 vereinigt.

Der Quarzphyllit von Landeck erscheint auf der Nordseite des Stanzer Tales erst östlich von Flirsch.

Im Bereiche von Fig. 6 spielt er noch keine Rolle. Dafür ist der Verrucano reichlich und in verschiedenen Ausbildungen vertreten. Er wechselt wieder mehrfach mit unseren bunten Phylliten und auch mit Buntsandstein und Rauhacken.

Auch eine stärkere Erzführung ist in dem Verrucano nördlich von Flirsch zu verzeichnen. Die Quarzsandsteine sind größtenteils zu Reib-  
sanden verdrückt, die hier auch zu lokalem Bedarf abgebaut werden.

Östlich von Flirsch ist der tiefe Graben des Schneggenbaches eingeschnitten. Sein unterer Teil liegt schon ganz im Bereich der Quarz-  
phyllite. Der obere Teil enthält die in Fig. 8 verzeichneten Aufschlüsse.

Hier fällt vor allem ein mächtiger reinweißer Quarzitzug auf, welcher  
an der Ostseite des Grabens hohe Wände bildet.

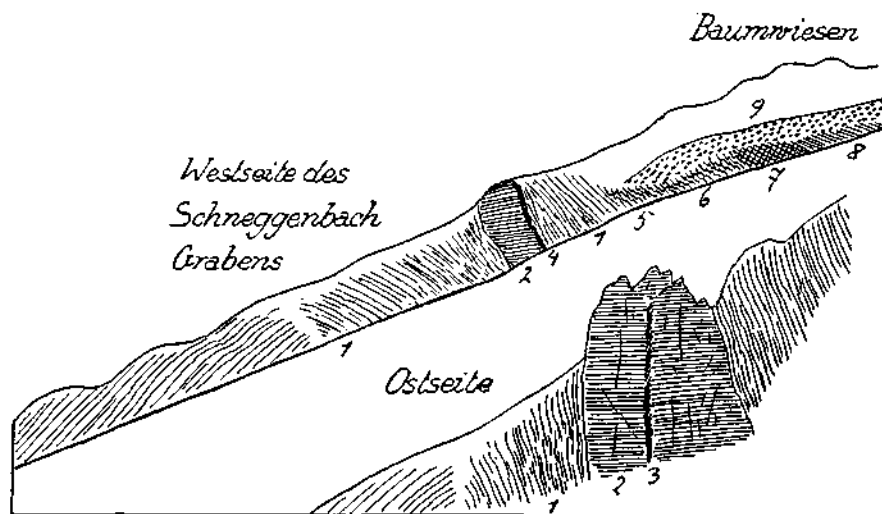


Fig. 8. 1 = Quarzphyllit. 2 = Weißer Quarzitzug. 3 = Kluft mit Malachitüberzügen. 4 = Roter Schiefer. 5 = Grauer Phyllit. 6 = Violette, gelblichrote Phyllite. 7 = Quarzkonglomerat. 8 = Rötliche Phyllite. 9 = Moränen.

Eine Kluft durchzieht hier den Quarzitzug, die mit schön grünem  
Malachit überzogen ist. Auf der Westseite des Grabens wird dieser  
Quarzitzug von einem schmalen Band von rotem Phyllit überlagert.

Die nun oberhalb des Quarzits folgende Serie von bunten Phylliten  
zeigt wieder das charakteristische Gegenfallen zu der tieferen Serie des  
Quarzphyllits. Dieses Gegenfallen beginnt aber schon mit der Einschaltung  
des großen Quarzitzuges.

Es ist also auch hier wieder auf die Zone zwischen dem südfallenden  
Quarzphyllit und der ebenfalls südfallenden Trias der Eisenspitze be-  
schränkt.

Der große Quarzitzug läßt sich vom Schneggenbachgraben noch  
zirka 2 km geschlossen gegen O zu verfolgen. Wir finden ihn noch auf  
dem schönen Sattel des Tanugg am Südfuß der Eisenspitze.

Hier ist, wie Fig. 7 lehrt, wieder eine intensive Verschuppung von  
Quarzit, Verrucano, Buntsandstein mit dem bunten Phyllit zu sehen.  
Auch das Gegenfallen ist wieder entwickelt. Auf den untersten Fels-  
absätzen des Südgrates der Eisenspitze treffen wir auch bereits auf Reste  
der schon mehrfach erwähnten Eisenspitzbreccie.

Auf dem Sattel des Tanugg haben wir auch wieder Anzeichen von  
ausgesprochener Querstruktur.

Es stößt nämlich an das Ostende des großen Quarzitzfelszuges eine Scholle von Quarzphyllit, welche bei saigerer Stellung nord-südlich streicht und stark quergefaltet ist.

Diese Scholle hat zwar keine große Ausdehnung, aber deutet doch zwischen den anderen ost-westlich angeordneten Schichten auf Verschiebungen im Streichen hin, welche zu dieser Querstellung führten.

Nun folgt in der breiten Mulde der Dawinalpe eine Unterbrechung der Aufschlüsse. Hier breiten sich mächtige Moränenwälle und Schuttfelder über den Kontakt von Kristallin und Kalkalpen.

Erst am Südabbruch der Stertaspitze gegen den wilden Lattenbachgraben stellen sich wieder tiefgreifende Aufschlüsse ein, welche von Fig. 9 zur Darstellung gebracht werden. Wir finden hier an die steile Wand von Wettersteinkalk angepreßt eine bunte zusammengewürfelte Gesteinsfolge.

Keile von dem weißen Quarzitzfels stecken hier zwischen Wettersteinkalk im N und Partnachschiechten, Muschelkalk, Buntsandstein und Rauhwacken im S.

Der bunte Phyllit erreicht hier eine ziemliche Mächtigkeit und zeigt teilweise auch wieder das Gegenfallen.

Der tiefe Lattenbachgraben enthält aber nicht nur an seinem oberen Ende, sondern auch in seinem mittleren Abschnitt Kontaktaufschlüsse zwischen Kalkalpen und Kristallin. Es liegt dies in seinem

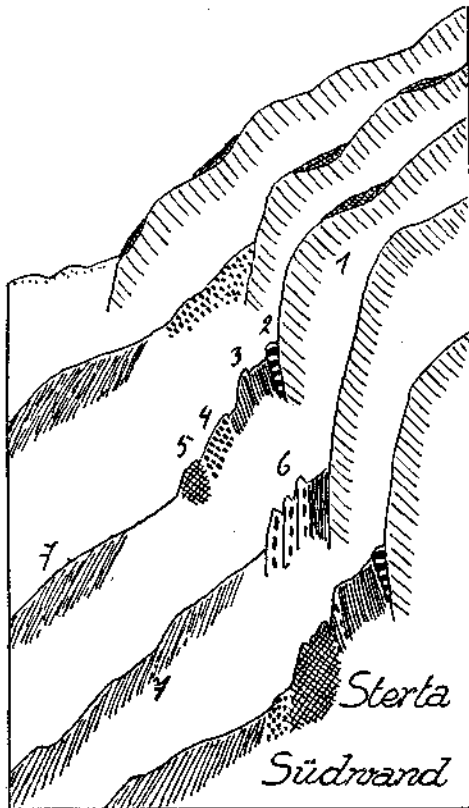


Fig. 9. 1 = Wand von Wettersteindolomit mit aufgeschobenen Rauhwacken. 2 = Keil von weißem Quarzit. 3 = Partnachschiechten. 4 = Roter Buntsandstein. 5 = Rauhwacken. 6 = Muschelkalk. 7 = Bunter Phyllit.

von NW gegen SO gerichteten Lauf begründet.

Fig. 10 gibt das Detail dieser Aufschlüsse wieder, welche sich westlich von dem Wildbadkopf (1251 m) oberhalb von Grins befinden.

Das Auffallendste ist hier ein wildes Blockwerk von großen Gipsblöcken, die zwischen dem südfallenden Quarzphyllit und Verrucano im S und dem nordfallenden Buntsandstein im N eingeschaltet sind.

Neben Gips kommen hier auch noch Schollen von Rauhwacke und von buntem Phyllit vor, der wieder ein sogar ganz flaches Gegenfallen gegen N enthält.

Noch tiefere Aufschlüsse bietet der östlich eng benachbarte Graben des Gasillbaches.

Fig. 11 legt einen Schnitt durch den mittleren Teil der Gasillschlucht vor und Fig. 12 eine Profilserie in der Gegend der Bitterquelle.

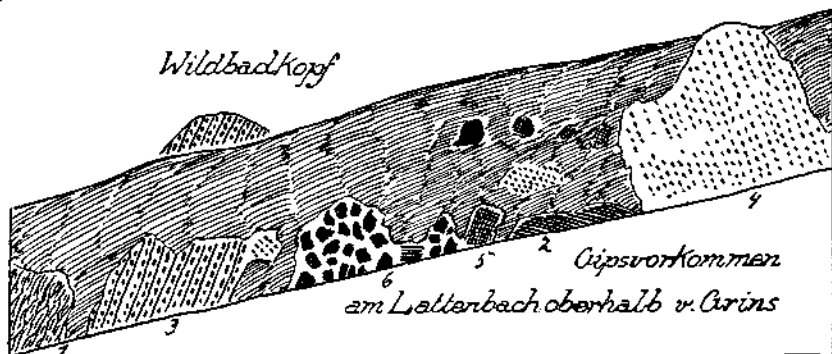


Fig. 10. 1 = Quarzphyllit. 2 = Bunte Phyllite. 3 = Verrucano. 4 = Buntsandstein. 5 = Rauhacken  
6 = Gips.

Der Austritt der Bitterquelle dürfte wohl dem hier übertags nicht sichtbaren Durchstreichen eines Salz-Gips-Lagers in den Werfener Schichten entsprechen.

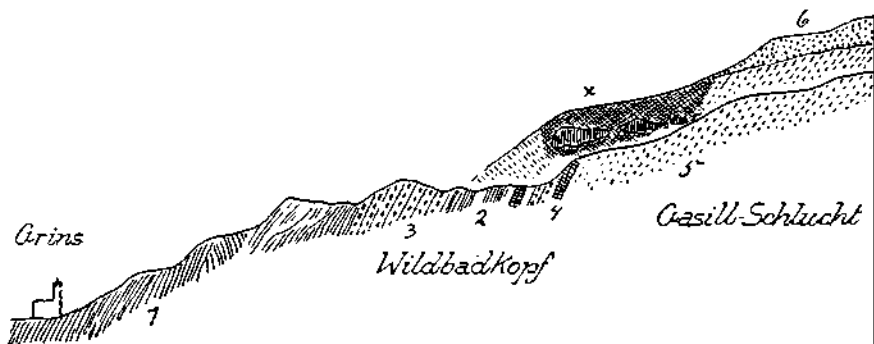


Fig. 11. 1 = Quarzphyllit. 2 = Bunter Phyllit. 3 = Verrucano. 4 = Rauhacken. 5 = Buntsandstein.  
6 = Moränen. x = Verfaltung von großen Felsen von splittigem, heller und dunkler grauem Dolomit mit Rauhacken.

Nach Angabe von Bamberger und Krüse (Jahrbuch 1914) besitzt diese Quelle eine Temperatur von  $18.3^{\circ}\text{C}$  und eine Emanation von 3.8—4.4 Mache-Einheiten.

Sie ist in früherer Zeit zu Badezwecken verwendet worden, worauf noch der Name „Wildbadkopf“ hinweist.

Sie tritt in einem kurzen Stollen aus dem Buntsandstein zutage.

Auch die Aufschlüsse der Gasillschlucht lassen wieder eine Verschuppung des bunten Phyllits mit Verrucano, Rauhacken und Buntsandstein erkennen.

Wie Fig. 11 vorführt, kommen hier auch große Schollen von splittigem Dolomit vor, die gleich über gutgeschichtetem Buntsandstein in gelber Rauhacke stecken.



Wahrscheinlich handelt es sich um Dolomit der tieferen Trias und nicht um Hauptdolomit.

Die Rauhacke mit diesen Dolomitschollen liegt in einer Mulde von Buntsandstein.

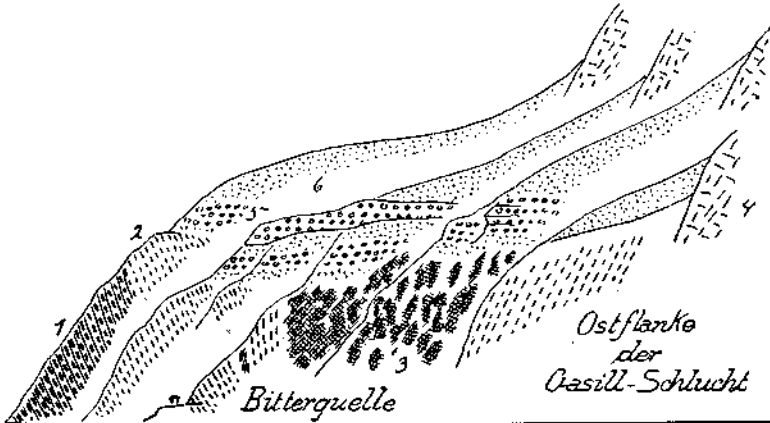


Fig. 12. 1 = Verrucano. 2 = Buntsandstein. 3 = Gelbe Rauhacken. 4 = Dolomit. 5 = Verkittete Schotter. 6 = Grundmoränen.

Die Terrasse von Grins am Fuß der Parseierspitze wird im wesentlichen von südfallendem Quarzphyllit aufgebaut.

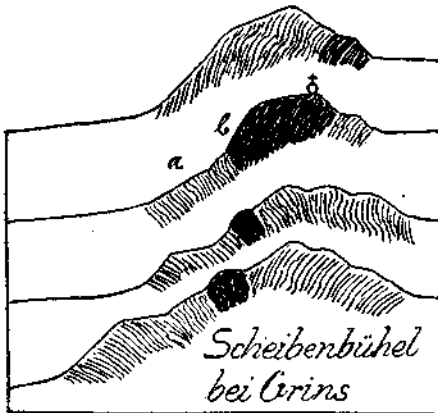


Fig. 13. a = Quarzphyllit. b = Ungeschichteter Diabas.

In diesem Quarzphyllit stecken nun Gänge eines dichten grünen Diabases, deren Auftreten am Scheibenbühel bei Grins die Fig. 13 veranschaulicht. Sowohl im Streichen als auch im Fallen stößt dieser Diabasgang quer an die regelmäßig geschichteten Quarzphyllite. Eine petrographische Beschreibung dieser Diabase hat W. Hammer in diesem Jahrbuch 1928 in der Arbeit über die Phyllitzone von Landeck veröffentlicht.

Der Diabasgang des Scheibenbühels bei Grins kommt der Südgrenze der Kalkalpen bereits auf zirka 300 m nahe.

Die Südgrenze der Kalkalpen gerade nördlich von diesem Diabasgang entwirft hier Fig. 14, die zwei Schnitte durch das Eibental abbildet.

Hier tritt ein dunkler, blaugrauer Dolomit mit schwarzen Tonschieferlagen nahe an den Quarzphyllit heran.

Immerhin ist aber auch hier noch eine Zone mit Schollen von Quarzit, hellem Kalk, schwarzen Tonschiefern und Sandsteinen eingeschaltet. Die schwarzen Tonschiefer und Sandsteine gehören wohl zu den Raibler Schichten.

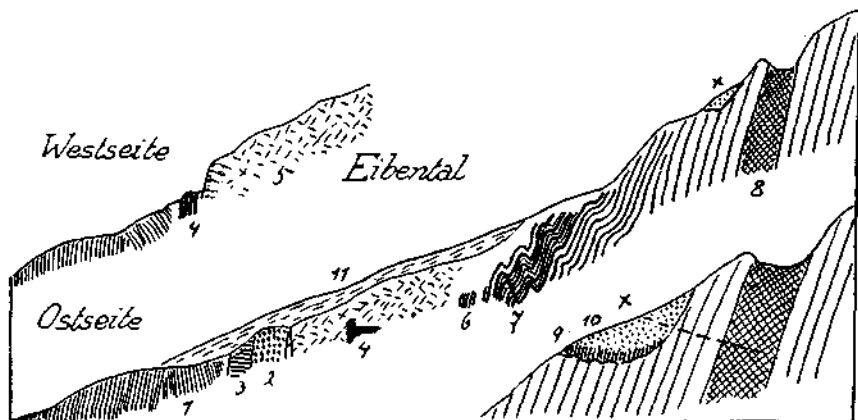


Fig. 14. 1 = Quarzphyllit. 2 = Gelblicher, weißlicher Quarzit. 3 = Hellgrauer Kalk. 4 = Schwarze Tonschiefer und Sandsteine der Raibler Schichten. 5 = Dunkler Dolomit. 6 = Schwarze Tonschiefer und Dolomitlagen. 7 = Dunkler, blaugrauer Dolomit. 8 = Dolomit-Mylonitzone. 9 = Untere Zone der Grundmoräne aus Buntsandstein. 10 = Obere Zone der Grundmoräne aus Dolomit. 11 = Hangschutt.

Zwischen dem Eibental und dem weiter östlich gelegenen Stanzer Tobel finden wir nun einen Gehängeabschnitt, der in Fig. 15 geologisch dargestellt erscheint.

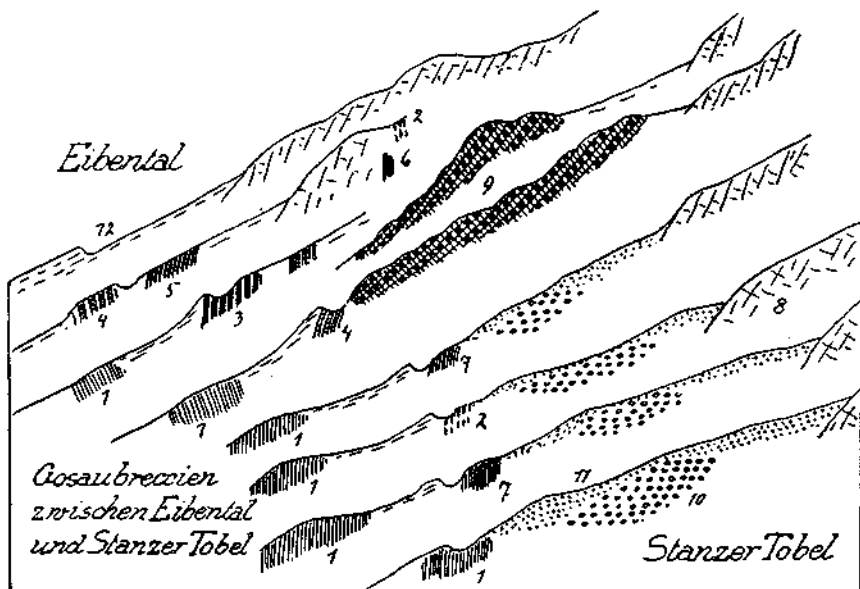


Fig. 15. 1 = Quarzphyllit. 2 = Rote und grüne, wohlgeschichtete, glimmerige Mergel und Sandsteine. 3 = Knollenkalke. 4 = Dunkle Kalke. 5 = Parinachschieben. 6 = Raibler Sandsteine. 7 = Heller, lichter Kalk. 8 = Dolomit. 9 = Eisenspitzbreccie. 10 = Innschotter. 11 = Grundmoräne des Innalgtletschers. 12 = Hangschutt.

Die Grenzzone zwischen dem Quarzphyllit von Landeck und dem Triasdolomit der Kalkalpen ist hier teils mit Schutt teils mit einem Rest der uns schon bekannten Eisenspitzbreccie überdeckt.

Diese Breccie besteht aus grauen, weißlichen, rötlichen Kalk- und Dolomitbrocken, welche mit einem roten, mergeligen oder kalkigen Zement verkittet sind.

Östlich von dieser Eisenspitzbreccie liegt reichlich Glazialschutt, und zwar unten gelbliche bunte Innschotter und darüber weißlichgraue, stark bearbeitete Grundmoräne.

Diese Glazialablagerungen sind in dem benachbarten oberen Stanzer Tobel — Fig. 16 — besonders gut aufgeschlossen.

Hier liegen zu beiden Seiten des oberen Stanzer Tobels zwischen 1100 bis 1200 *m* Höhe große Massen von horizontal geschichteten, stark abgerollten, bunten Innschottern. Sie zeichnen sich durch eine sehr bunte Mischung der Gesteinsarten und durch eine gelbliche Verwitterungsfarbe aus. Sie enthalten reichlich kopfgroße, schön gerundete kristalline Gerölle.

Die darauf liegende Grundmoräne ist weißlich gefärbt und vorherrschend kalkalpin. Im untersten Teil erscheint sie ebenfalls durch die Aufnahme von Geröll des liegenden Schotters gelblich gefärbt.

Diese Aufschlüsse von Innschottern im Liegenden einer mächtigen Grundmoräne des Inntalgletschers reichen zirka 400 *m* über die heutige Inntalsole bei Landeck empor.

Sie stellen höchstwahrscheinlich einen Rest der Inntalterrassen vor, der sich hier in diesem geschützten Winkel noch erhalten hat.

Sie beweisen jedenfalls eine ganz gewaltige Talverschüttung, welche in ihrem Ausmaß nur wenig hinter der Talverschüttung bei Innsbruck (nach der Rumer Tiefbohrung zirka 500 *m*) zurückbleibt.

Die Grundmoräne gehört sicher noch zur Würmeiszeit und nicht zur Schlußeiszeit. Die Gletscher der Schlußeiszeit reichten von der Parseiserspitze bis gegen die Terrasse von Grins herab, sie haben aber nirgends gut durchgearbeitetes Grundmoränenmaterial geliefert.

Außerdem gibt es hier im oberen Eibental (vergleiche Fig. 14) einen Aufschluß von Grundmoräne, welcher seine Zugehörigkeit zu einer großen Talvergletscherung direkt beweist.

Im oberen Eibental liegt auf seiner Ostseite in etwa 1350 *m* Höhe ganz auf Dolomit ein größerer Rest von Grundmoräne. Diese Grundmoräne ist weiß gefärbt und besteht hauptsächlich aus zerriebenem Dolomitmaterial.

Sie besitzt aber eine zirka 1—2 *m* mächtige Basisschichte, die ganz aus Brocken von Buntsandstein besteht und daher rot gefärbt erscheint. Dieser Buntsandstein kann in diese Lage nur durch eine Eisbewegung aus der oberen Gasillschlucht hergebracht worden sein, wo der Buntsandstein noch ungefähr in derselben Höhe ansteht. Diese Verfrachtung kann aber nur ein großer Talgletscher und niemals ein steil herabhängender Hängegletscher vollbringen. Wir sind also vollaufberechtigt, diese Grundmoränenreste der Würmeiszeit zuzusprechen.

Die Aufschlüsse im oberen Stanzer Tobel lassen aber auch wieder die tiefgreifende tektonische Scheidung zwischen dem mächtigen Quarzphyllit von Landeck und der schmalen Zone unseres bunten Phyllits gut erkennen. Bei der Beschreibung des Alpenquerschnittes im Jahrbuch 1911 ist weder mir und noch auch W. Hammer die Eigenart dieser

Phyllitzone aufgefallen. Wir haben nirgends den bunten Phyllit von dem typischen Quarzphyllit abgetrennt.

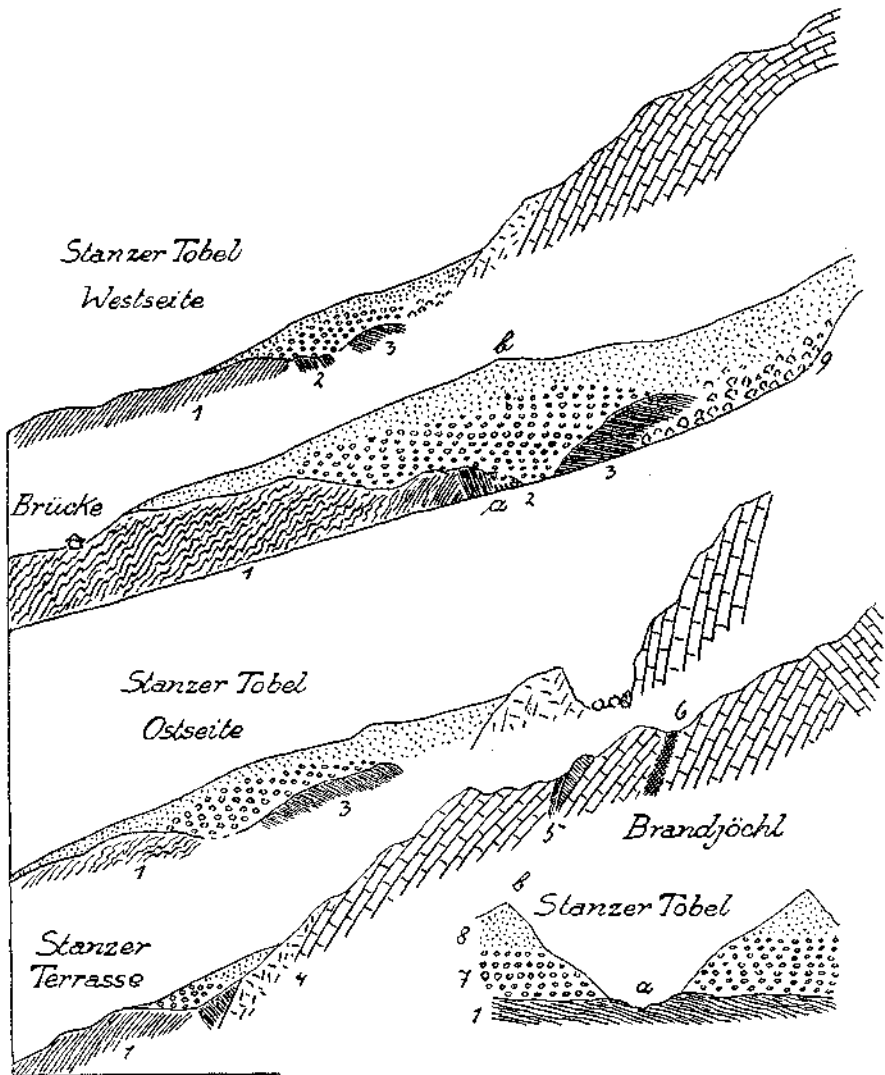


Fig. 16. 1 = Quarzphyllit. 2 = Geschieferter Verrucano. 3 = Bunter Phyllit. 4 = Hellerer und dunklerer Dolomit. 5 = Keil von gelbgrauen Kalkmergeln mit schwärzlichen und rötlichen Lagen (Fleckenmergel) und lichtgrauem, gelblich-rötlichem Kalk (Oberrätalkalk und Lias). 6 = Dolomitmylonit. 7 = gelblich verwitterte Innaschotter. 8 = Hellweißliche Grundmoräne des Inntalgletschers. 9 = Blockwerk.

Die Selbständigkeit der bunten Phyllitzone ist aber im oberen Stanzer Tobel recht gut ausgesprochen, sowohl durch die Einschaltung von Verrucano als auch durch Gegenfallen und andere petrographische Beschaffenheit.

Mit der Terrasse von Grins—Stanz endet das Auftreten des Quarzphyllits an der Nordseite des Inntales. Die Grenze der Kalkalpen tritt

schon unterhalb von Landeck bei Zams auf die Südseite des Inntales über, um dort bis gegen die Mündung des Ötztales zu verbleiben.

Die Grenze der Kalkalpen wendet sich nun, wie schon erwähnt, von Landeck bis zur Mündung des Ötztales gegen NO zu.

Da aber die Faltenzüge der Lechtaler Alpen trotzdem auch hier noch ihre ungefähr ost-westliche Streichrichtung bewahren, so werden sie von der schräggestellten Grenze des Kristallins allmählich abgesehnt. Diese Abschrägung erfolgt nun in einer ganz eigenartigen Weise.

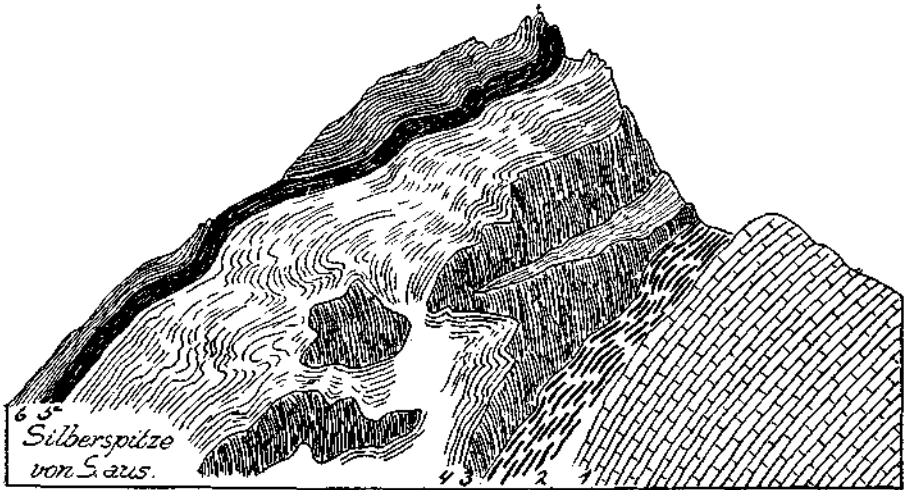


Fig. 17. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberrätkalke und bunte Liaskalke. 4 = Fleckenmergel. 5 = Hornsteinkalke. 6 = Aptychenkalke.

Es bleibt dabei die südlichste Zone der Kalkalpen mit der Kristallingrenze im allgemeinen parallel, und erst die weiter nördlich folgende kalkalpine Zone muß den ganzen Betrag der Abschrägung auf sich nehmen.

Diese Zone ist die östliche Fortsetzung der Parseierspitzgruppe.

Der Kamm der Parseiergruppe wird im O von dem tiefen und wilden Einschnitt des Zamer Lochs begrenzt. Die Schichten streichen aber ungebrochen über diesen tiefen Erosionseinschnitt weiter und bilden hier als Fortsetzung den schönen Gipfel der Silber Spitze, von der Fig. 17 eine schematische Ansicht bringt.

In der Silber Spitze treffen wir nördlich von Landeck auf die ganze Schichtenfolge von dem mächtigen Hauptdolomit bis zu den Aptychenkalke, welche den kühnen Gipfel der Silber Spitze aufbauen. Wie man aus Fig. 17 leicht erkennt, ist insbesondere die Gesteinsgruppe Oberrätkalke—Liaskalke—Fleckenmergel recht heftig miteinander verfaultet.

Diese Verfaultung zeigt auch starke Einwirkungen von Bewegungen in der Richtung von O—W. Diese an der Silber Spitze noch sehr mächtige und steil nordfallende Schichtenserie erleidet nun bei ihrer östlichen Fortsetzung sehr starke tektonische Abschrägungen.

Dabei wird die Schichtenstellung eine angenähert saigere, und die Abschrägungen setzen hier sowohl an der Südseite als auch an der Nordseite ein.

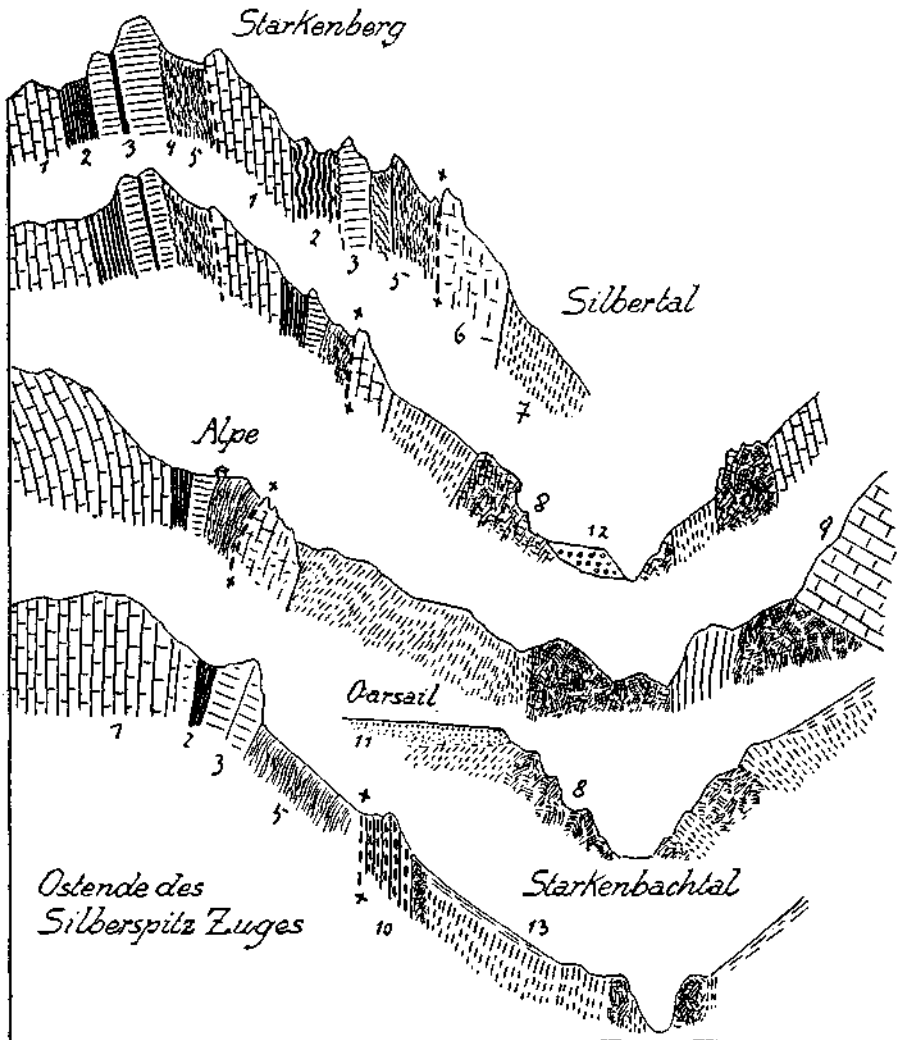


Fig. 16. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberrätkalke. 4 = Bunte Liaskalke. 5 = Fleckemergel. 6 = Wettersteindolomit. 7 = Sandsteine und Tonschiefer der Raibler Schichten. 8 = Rauhwacken und Dolomitbreccien der Raibler Schichten. 9 = Hauptdolomit. 10 = Hornsteinknauerkalke-Muschelkalk. 11 = Grundmoräne. 12 = Schotter des Baches. 13 = Gehängeschutt.

An der Südseite äußert sich die Abschrägung in einer fortwährenden Verschmälerung des großen Hauptdolomitzuges, welcher endlich, kaum mehr 200 m mächtig, bei der alten Innbrücke von Starkenbach in saigerer Stellung noch den Inn überschreitet. Der Inn fließt hier auf den saigeren Schichtenköpfen des Hauptdolomits.

Die Abschrägung auf der Nordseite des Zuges der Silberspitze vollzieht sich ebenso energisch, aber in einer viel komplizierteren Weise. Fig. 18 bringt ein Bild dieser Verhältnisse. Verhältnismäßig sehr rasch gehen die Aptychenkalke und Hornsteinkalke des Gipfels der Silberspitze verloren. Wesentlich länger halten dann die Fleckenmergel und die Oberrätkalke aus.

Wir werden erkennen, daß sich Reste der jungen Schichten auch noch weiter östlich an der Südseite des Inntales befinden.

Interessant ist nun, daß sich an der Nordseite des Zuges der Silberspitze neben den Anzeichen der Abscherungen auch Anzeichen von Anschoppungen in der Form von Schichtenwiederholungen einstellen.

Im obersten Profil von Fig. 18 reicht die Hauptschichtenzone bis zu den Fleckenmergeln, welche aber tektonisch bereits stark zugestuzt sind. Mit einer Schubfläche folgt Hauptdolomit samt Kössener Schichten.

Nun treffen wir einen Keil von Oberrät- und Liaskalk, welcher beiderseitig von Schubflächen eingefast erscheint. Dann folgt eine teilweise quergeschichtete Zone von Fleckenmergel, die im N neuerdings von einer großen, glatten, etwas gewölbten Schubfläche begrenzt wird. Diese Schubfläche ist einem hellgrauen Dolomit angeschliffen, der wahrscheinlich nicht mehr Hauptdolomit, sondern Wettersteindolomit sein dürfte. Er wird im N von Tonschiefern und Sandsteinen der typischen Raibler Schichten unterlagert. Zu diesen gesellen sich dann noch mächtige Rauhwacken.

Dieser Schichtenkomplex von Wettersteindolomit und Raibler Schichten gehört nicht mehr zu dem Zug der Silberspitze.

Während der Zug der Silberspitze die unmittelbare Fortsetzung des Parseierkammes vorstellt und also zur Lechtaldecke gehört, haben wir es hier bereits mit Gesteinen der Innaldecke zu tun.

Die Schubfläche zwischen den Fleckenmergeln und dem Wettersteindolomit hat also mehr als lokale Bedeutung. Sie ist als der Ausstrich einer großen Deckengrenze zu betrachten.

Wahrscheinlich hängen auch die auffallenden Schichtenwiederholungen mit dem Durchziehen dieser wichtigen Deckengrenze zusammen. Die Verschuppungen verschwinden gegen O zu nach und nach.

Am Ausgang des Starkenbachtals stößt die einfache Hauptserie unmittelbar an Muschelkalk und Raibler Schichten.

Muschelkalk und Partnachsichten sind hier an Stelle des Wettersteindolomits getreten, der selbst wieder verschwunden ist.

Man erkennt daraus, daß die tektonischen Abscherungen und Verschuppungen nicht bloß auf die liegende Lechtaldecke beschränkt sind, sondern auch die Basis der Innaldecke ergriffen haben.

Die Grenze zwischen Lechtaldecke und Innaldecke streicht also an der Nordseite des Silberspitzzuges beim Dorfe Starkenbach in das Innal aus. Sie zieht an der Nordseite der Parseierspitze durch das Zamer Loch und über den Silbersattel ins Starkenbach- und Innal. Mit ihrem Weiterstreichen und Verschwinden an der Südseite des Innaltales werden wir uns dann noch genauer beschäftigen. Wir kehren vorerst wieder in die Gegend von Landeck zurück, um die Grenzzone gegen das Kristallin von Zams an weiter ostwärts zu verfolgen.

Fig. 19 legt die Verhältnisse der Grenzzone zwischen Kalkalpen und Quarzphyllit unmittelbar beim Kloster Zams vor. Die Kalke sind hier durch einen Steinbruchbetrieb sehr gut aufgeschlossen. Merkwürdig ist hier das Auftreten eines milden, blendend weißen Kalkes, der sich auch noch eine Strecke weiter gegen O verfolgen läßt.

Wahrscheinlich entspricht er dem Wettersteinkalk, wenn sich dies auch nicht sicher beweisen läßt.

Zwischen diesem weißen Kalk und dem südlich folgenden blaugrauen Dolomit sind schwärzliche Tonschiefer und dunkle Kalke eingeschaltet.

Es ist wahrscheinlich, daß es sich hier um Partnachschieften handelt. An den blaugrauen Dolomit stoßen dann unmittelbar die Quarzphyllite.

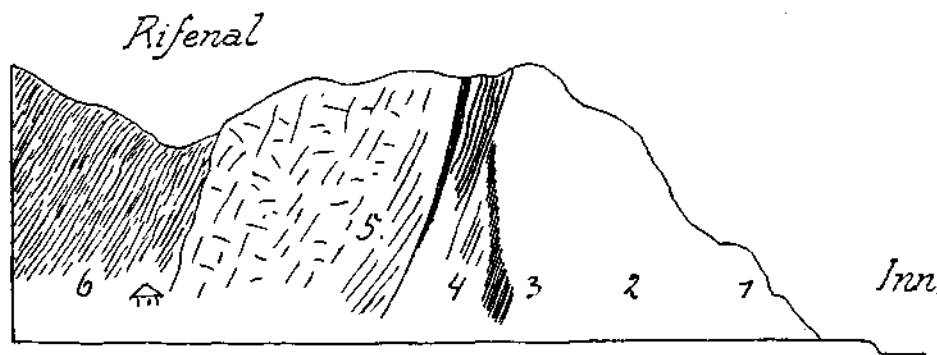


Fig. 19. 1 = Dunkelgrauer Dolomit. 2 = Blendend weißer, milder Kalk. 3 = Bräunliche, schwärzliche Tonschiefer, steilstehend gefaltet. 4 = Dunkle, wohlgeschichtete Kalke. 5 = Blaugrauer Dolomit. 6 = Quarzphyllit.

Etwas weiter östlich schalten sich hier aber wieder weißliche, gelbliche, rötliche Quarzite und Quarzsandsteine ein.

Die eben beschriebene Triasscholle von Rifenal hat nur eine geringe Ausdehnung. Ihre Mächtigkeit beträgt nur zwischen 300 und 400 m, ihre Länge nur etwas über  $\frac{5}{4}$  km.

Unterhalb von Schweighof treffen wir die in Fig. 20 abgebildeten Verhältnisse. Der untere Teil des Hanges besteht hier aus festen schwarzen Tonschiefern, die wahrscheinlich den Partnachschieften zugehören. Dann folgt eine tektonische Einschaltung von Blöcken von blaugrauem Dolomit.

Gleich darüber setzen dann schon die südfallenden Quarzphyllite ein.

Im nächsten östlichen Graben treffen wir von oben bis unten nur mehr auf Quarzphyllit.

Es ist dies aber nur eine schmale Zone, wo der Zug der kalkalpinen Gesteine hier vollständig unterbrochen erscheint.

Wenig weiter östlich begegnen wir dann schönen Aufschlüssen in der Schlucht des Meranzbaches, welche Fig. 21 wiedergibt.

Die Schlucht des Meranzbaches führt an der Westseite des stolzen Felsriffes der Kronburg vorbei.

Dieses weithin auffallende Felsriff wird von saiger aufgerichteten Schichten des Hauptdolomits gebildet.



Es ist dies ein Teil der großen Hauptdolomitmasse der Silber Spitze, welcher in ost-westlichem Streichen den Inn überschritten hat.

In der tiefen Einsattelung im S der Kronburg streichen Rauhwacken, gelbe, schwarze Mergel, dünn-schichtige schwarze Dolomitlegen, schwarze Tonschiefer und Sandsteine aus. Die ganze Schichtengruppe dürfte den Raibler Schichten angehören.

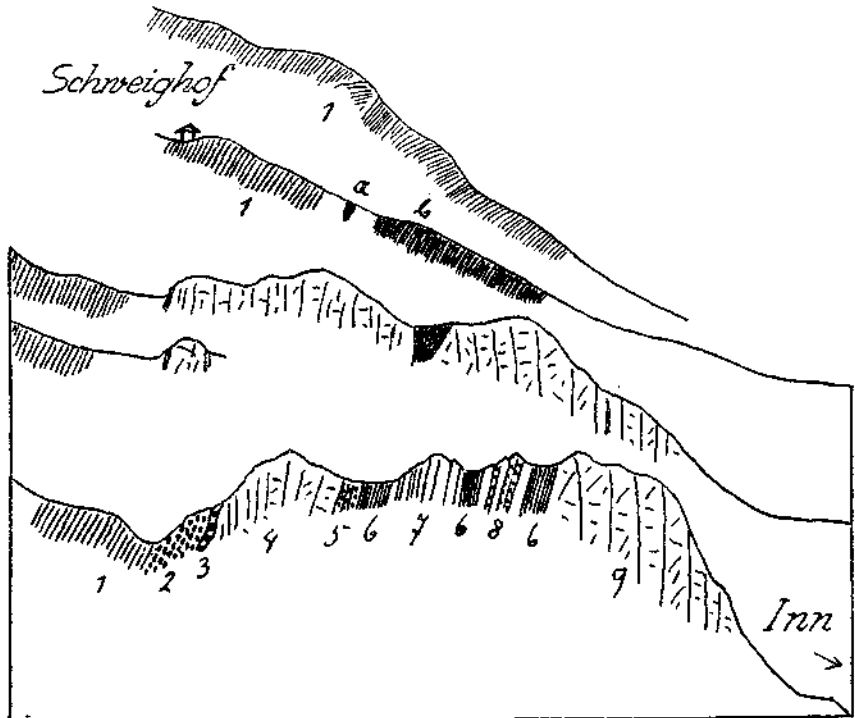


Fig. 20. 1 = Quarzphyllit. 2 = Weißlich-gelblicher Quarzit. 3 = 1–2 m dünn-schichtete, weiß gestreifte Kalke. 4 = Dunkelgrauer, sandiger Dolomit. 5 = Dunkelgraue Hornsteinknauerkalke. 6 = Schwarze, splittrige Tonschiefer. 7 = Hellgrauer, dünn-schichtiger Kielkalk. 8 = Schwarze, wohlgeschichtete Hornsteinknauerkalke. 9 = Lichter, weißlichgrauer Weitersteinkalk. a = Blöcke von blaugrauem Dolomit. b = Feste, schwarze Tonschiefer.

Darüber erhebt sich steiles Gehänge, das aus hellgrauem, oolithischem Kalk besteht. Der Kalk wird nach oben ganz licht und weiß (Wettersteinkalk).

An diesen lichten Kalk stößt südlich eine schmale Lage von schwarzen Tonschiefern und schwarzer Kalk mit Hornsteinknauern — wahrscheinlich Partnachschiefern und Mnschelkalk. Ganz unvermittelt treffen wir dann auf eine saigere Scholle von weißlich-gelblich-rötlichem Quarzit.

Es ist derselbe Quarzit, welchen wir besonders mächtig am Südfuß der Eisenspitze angetroffen haben.

An seiner Südseite stellen sich blaugrauer Dolomit, dünn-schichtige schwarze Tonschiefer und endlich dunkle und hellgrau bis blaugraue Bänderkalke mit Schieferlagen ein.

Diese Bänderkalke sind auffallend stark gestreckt und erinnern in ihrer Ausbildung sofort an die bekannten Klammkalke vom Nordrand der Hohen Tauern.

Die sind stark gefaltet und gestreckt. Die Faltungsachsen sind gegen W gerichtet. Im S stoßen diese eigenartigen Kalke unmittelbar an den südfallenden Quarzphyllit, da hier gerade kein Verrucano eingeschaltet ist.

Diese auffallend gefalteten und gestreckten Kalke sind hier am Südrand der Kalkalpen zwischen den Weilern Lahnbach und Grist auf die Länge von zirka 1 km zu verfolgen.

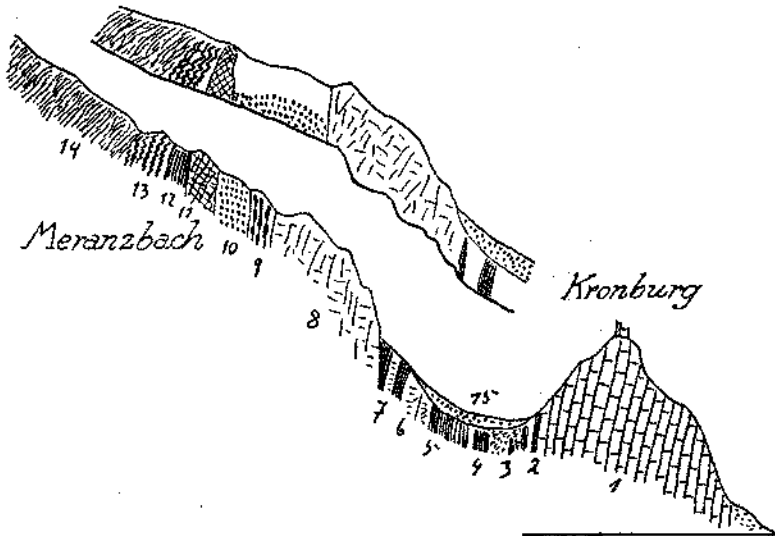


Fig. 21. 1 = Hauptdolomit. 2 = Zerdrückte, dünn gewalzte, schwarze, gelblichgraue Mergel. 3 = Gelbe Rauhwecke mit großen Brocken von dünn-schichtigem Kalk und Dolomit. 4 = Blaugrauer Dolomit. 5 = Schwarze Dolomit- und Schieferlagen. 6 = Blaugrauer Dolomit. 7 = Schwarze Tonschiefer und Sandsteine. 8 = Hellgrauer, oolithischer, oben ganz leichter Kalk. 9 = Schwarze Kalke und Hornsteinknauckalke, schwarze Tonschiefer 10 = Weißlich-gelblich-rötlicher Quarzit. 11 = Blaugrauer Dolomit. 12 = Dünn-schichtige, schwarze Tonschiefer. 13 = Dunkle, hellgraue, blaugraue Bänderkalke, stark gestreckt (Klammkalke?). 14 = Quarzphyllit. 15 = Hangschutt und Schotter.

Während in dem obenbeschriebenen Profil des Meranzbaches der Verrucano fehlt, tritt derselbe weiter östlich in dem tiefen Einschnitt des Kronburgbaches wieder in großen Massen auf.

Fig. 22 gibt ein Ansichtsprofil der Westseite der Kronburger Schlucht mit der Kirche von Grist (1236 m) wieder.

Hier tritt der mächtige Dolomitzug der Kronburg in saigerer Stellung bis ganz an den Südrand der Kalkalpen vor.

Interessant ist dabei, daß dem Dolomit hier unterhalb von Falterschein eine Breccie angelagert ist, welche ihrer ganzen Ausbildung nach als eine sedimentäre Bildung aufzufassen ist.

Diese Breccie besteht völlig aus eckigen Stücken. Die eingeschlossenen Dolomitstücke bestehen aus einem dunkleren, feingeschichteten Dolomit und werden von einer helleren ungeschichteten Dolomitmasse lückenlos umschlossen.

Es handelt sich offenbar um eine jüngere transgressive Auflagerung auf dem Dolomit, welche natürlich bei der heutigen Lagerung nicht entstehen könnte.

Möglicherweise gehört diese Breccie in eine Reihe mit der hier schon mehrfach erwähnten Eisenspitzbreccie.

Wenn dies der Fall ist, so haben wir bei Falterschein das östlichste bisher bekannte Vorkommen der Eisenspitzbreccie zu verzeichnen.

Es ist von Interesse, in diesem Zusammenhang auf das westlichste bisher bekannte Vorkommen solcher Breccien am Südrand der Lechtaler Alpen hinzuweisen. Ich habe dasselbe im Jahre 1923 am Gipfel des

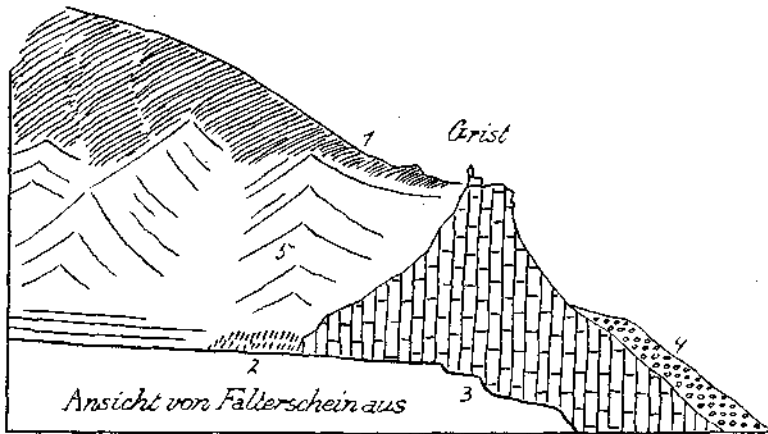


Fig. 22. 1 = Quarzphyllit. 2 = geschieferter Verrucano. 3 = Heller bis bläulichgrauer Dolomit. 4 = Linsenschotter. 5 = Grundmoränen.

Brazer Steins an der Südseite des Kloostertales bei Dalaas entdeckt und in Fig. 1 in der Arbeit über das Spullerseewerk in diesem Jahrbuch 1925 abgebildet.

Auch am Brazer Stein besteht die Breccie aus eckigen Stücken eines feingeschichteten, bänderigen Dolomits in einem ungeschichteten dolomitischen Zement.

Diese Breccie sitzt auf den Schichtenköpfen des ebenfalls saiger aufgerichteten Hauptdolomits ganz nahe dem Südrand der Lechtaler Alpen.

Die Ähnlichkeit dieser zwei Breccienreste ist trotz einer Entfernung von zirka 52 km eine überraschende.

Wir kommen somit zu dem Ergebnis, daß anscheinend am ganzen Südrand der Lechtaler Alpen Breccien zur Ablagerung kamen, welche wahrscheinlich alle zeitlich der Eisenspitzbreccie entsprechen.

Die bisherigen Fundstellen dieser von mir im Laufe der Landesaufnahmen nach und nach aufgefundenen Breccien sind also Brazer Stein bei Dalaas, Arlbergstraße zwischen Langen und Stuben, Gipfel der Valluga, Gipfel der Eisenspitze, Gehänge östlich von Grins und Felskopf bei Falterschein. Das weitaus ausgedehnteste Vorkommen ist jenes von der Eisenspitze, nach dem ich auch diese Breccien benennen will.

In dem Profilschnitt entlang der tiefen und schmalen Klamm des Kronburgbaches treffen wir südlich von der großen Hauptdolomitmasse gleich anschließend auf Verrucano mit eingeschalteten bunten Phylliten.

Der Felskopf, auf dem das Kirchlein von Grist steht — Fig. 22 — ist deutlich vom Eise abgeschliffen. Dahinter liegen große Massen von Grundmoränen, während am Nordabfall unter Grist und Falterschein noch Reste von hoch emporreichenden Innschottern erhalten sind.

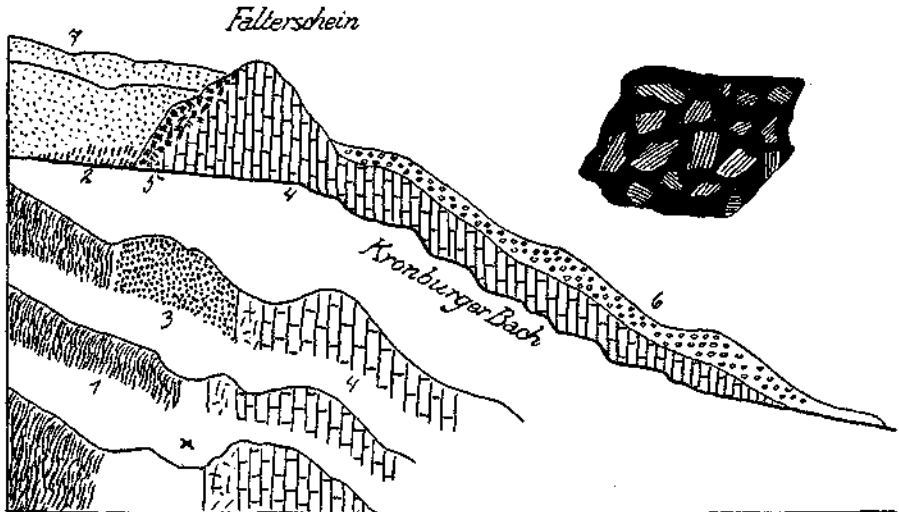


Fig. 23. 1 = Quarzphyllit. 2 = Geschieferter Verrucano und bunter Phyllit. 3 = Blaßrötlicher, fester, feiner Quarzsandstein. 4 = Heller bis bläulichgrauer Dolomit. 5 = Dolomithrecce (Eisenspitzbrecce). 6 = Innschotter. 7 = Grundmoränen des Inntalgletschers.

Diese Schotter sind nicht von Moränen überlagert.

Östlich von Falterschein (Fig. 23) verschwindet dann wieder der Verrucano und es stellt sich eine ziemlich mächtige Scholle von festem, feinem, blaßrötlichem Buntsandstein ein. Noch weiter östlich treten an der Grenze von Kristallin und Kalkalpen große Mulden und Trichter auf.

Vielleicht handelt es sich um Auslaugungen von hier vorhandenen Gipsmassen.

Der Hauptdolomit, welcher noch bei Kronburg und Grist eine sehr deutliche saigere Schichtung zeigt, verliert dieselbe gegen O zu. Außerdem schwindet seine Mächtigkeit sehr zusammen, wie Fig. 24 lehrt, die zwei Profile östlich von Falterschein verbindet.

Zu dem Hauptdolomit treten hier aber im Hangenden Kössener Schichten sowie Oberrätkalke und Liaskalke.

Wir haben bereits die ganze, aber stark zugestutzte Serie des Silberspitzzuges vor uns.

Im Liegenden des Hauptdolomits erkennen wir wieder einen Streifen von stark gestreckten dunklen Kalken und Tonschiefeln samt rotem und weißlichem Buntsandstein. Im Hangenden der Liaskalke aber stellt sich die Serie Partnachschiechten und Muschelkalk ein.

Diese Serie gehört aber nicht mehr zu der Lechtaldecke, sondern bereits zu der Inntaldecke.

Wir stehen also hier schon im Bereiche der Fortsetzung der Aufschlüsse des Starkenbachtals von Fig. 18.

Das gleich anschließende östliche Nachbarprofil von Fig. 24 zeigt leider gerade an den entscheidenden Stellen ausgedehnte Schutt-  
ablagerungen, die im unteren Teil aus Innschottern, im oberen aus Grundmoränen bestehen.

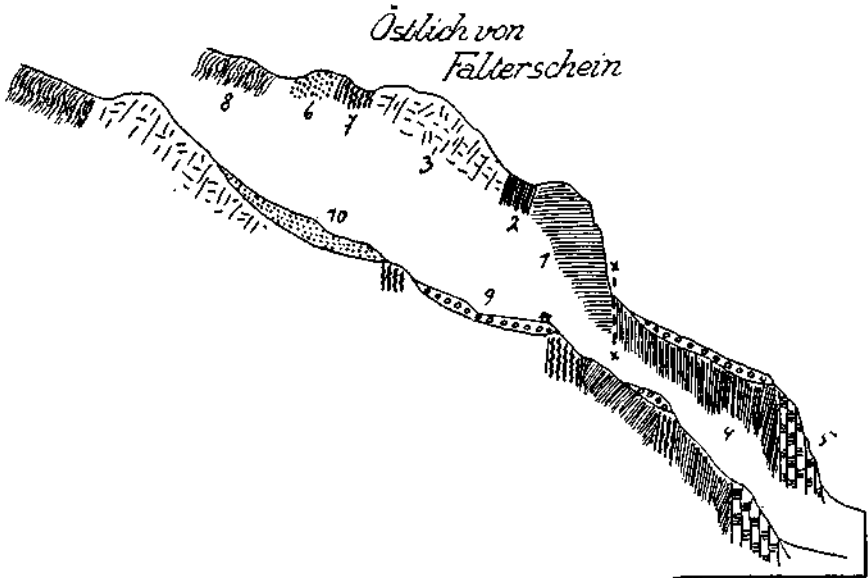


Fig. 24. 1 = Oberät- und Liaskalke. 2 = Kössener Schichten. 3 = Blaugrauer Dolomit. 4 = Partnachschiefer und Kalklagen. 5 = Blaugraue, dunkle Kalke, Hornsteinknauerkalke. 6 = Roter und weißlicher Huntsandstein. 7 = Schwarze Kalke und Tonschiefer, stark gestreckt. 8 = Quarzphyllit. 8 = Innschotter. 10 = Grundmoränen. x-x = Grenze zwischen Inntal- und Lechtaldecke.

Viel bessere Aufschlüsse bietet dann die benachbarte tiefe Schlucht, welche bei Sauers ins Inntal mündet.

Fig. 25 ist hier nach den Aufschlüssen an der Ostseite dieser Schlucht gezeichnet.

Im untersten Teil der Schlucht finden wir Raibler Schichten in sehr gestörter Lagerung mit einer Scholle von grauem Dolomitmylonit, der wahrscheinlich als Wettersteindolomit zu bezeichnen ist.

Mit einer steilen Störung stoßen daran mächtige und zusammengestauchte Partnachschiefer und Muschelkalk.

Die schwarzen Tonschiefermassen weisen hier deutliche Druckschieferung auf.

Darüber folgt eine mächtige Störungszone, welche wahrscheinlich mit dem Durchstreichen der Grenze zwischen Inntal- und Lechtaldecke identisch ist.

An diese Störung stößt dann Dolomit (wahrscheinlich Hauptdolomit), eine schmale Rauhwackenzone (Raibler Schichten) und endlich hellgrauer

Kalk und Dolomit (Wettersteinkalk) sowie ein Streifen von schwarzen festen Tonschiefern (Partnachschieften).

Diese ungefähr saiger stehende Schichtenfolge grenzt im S an weißlichen, gelblichen, rötlichen Quarzit und dieser an stark verschieferten Verrucano.

Der Verrucano wird von dem typischen südfallenden Quarzphyllit überlagert.

Zu beiden Seiten der Saurer Schlucht haben sich reichliche Schutt-  
ablagerungen erhalten.

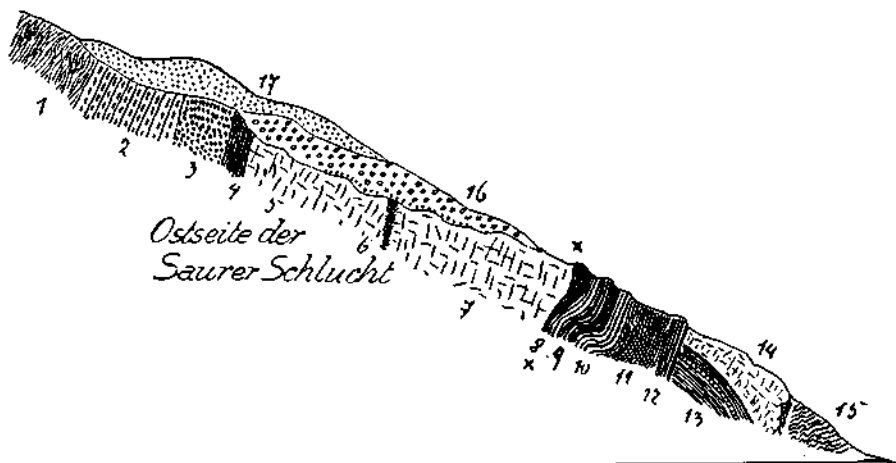


Fig. 25. 1 = Quarzphyllit. 2 = Stark geschieferter Verrucano. 3 = Roter, weißlicher, gelblicher Quarzit. 4 = Feste, schwarze Tonschiefer. 5 = Hellgrauer Kalk und Dolomit. 6 = Rauhwacke. 7 = Grauer Dolomit. 8 = Partnachschieften. 9 = Graue, dünngeschichtete Kalklagen. 10 = Kalke mit Tonschiefern wechselnd. 11 = Partnachschiefer mit Druckschieferung. 12 = Dunkle, dickgeschichtete Knollenkalke. 13 = graue, schwarzgefleckte Raibler Sandsteine mit Pflanzenresten. 14 = Grauer Dolomitmylonit. 15 = Schwarze Tonschiefer. 16 = Innschotter mit Resten von Liegendmoräne. 17 = Grundmoräne des Inntalglätschers.  
x-x = Grenze zwischen Inntal- und Lechtaldecke.

Es sind dies einerseits alte, hochgelegene Innschotter, welche von typischer, stark bearbeiteter Grundmoräne sowohl unter- als auch überlagert werden.

Die Unterlagerung ist am besten an der Ostseite der Schlucht zu sehen, aber ziemlich schlecht zugänglich.

Die unterlagernde Grundmoräne ist nur geringmächtig, die überlagernde dagegen weit umfangreicher.

Nach der Geschiebeführung handelt es sich bei den Grundmoränen um solche des Inntalglätschers.

Sehr guten Aufschlüssen begegnen wir dann in der Umgebung des hochgelegenen Weilers von Spadegg.

Hier ist die Trennung der Schichtenserien in die südliche Lechtaldecke und die nördliche Inntaldecke recht deutlich zu erkennen. Fig. 26 bringt eine Abbildung der hier in der Natur vorliegenden geologischen Verhältnisse.

Die Serie der Lechtaldecke erscheint in der Umgebung von Spadegg ungemein reichhaltig entwickelt. Es stellen sich hier nämlich über den

Oberrät-Liaskalken ziemlich mächtige Fleckenmergel und sogar noch Oberjura-Hornsteinkalke ein.

Diese bunten Oberjura-Hornsteinkalke von Spadegg sind noch von besonderer Bedeutung, weil in ihnen von Fräulein Marianne Möller seinerzeit ein Stück mit kleinen Eruptivgängen aufgefunden wurde.

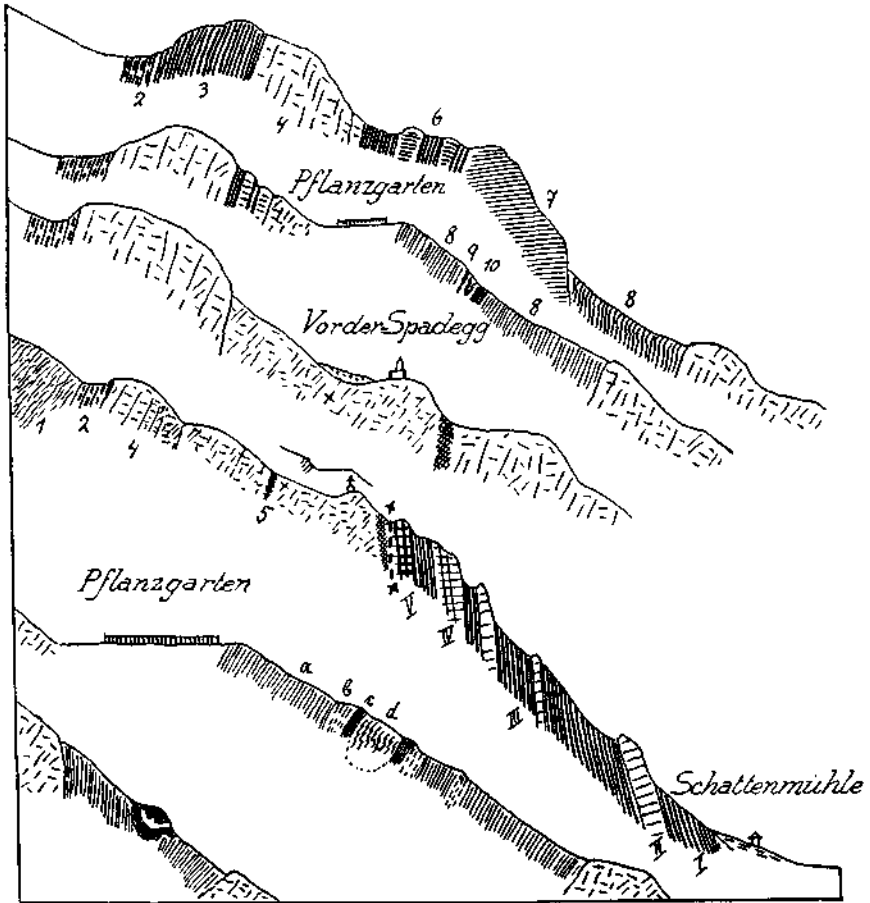


Fig. 26. Lechtaldecke: 1 = Quarzphyllit. 2 = Verrucano. 3 = Partnachschichten. 4 = Weißer Kalk und Dolomit. 5 = Gelblichgraue, dolomitische Rauhwacke. 6 = Kössener Schichten. 7 = Oberrät- und Liaskalk. 8 = Fleckenmergel. 9 = Grüne, 10 = rote Hornsteinkalke. *a* = Weißgelbliche bis schwärzliche Mergel mit kalkigen Lagen. *b* = weiche rote, dünnblättrige Mergel. *c* = Grüne, *d* = rote Hornsteinkalke. Intaldecke: I = Schwarze Tonschiefer. II = Dunkle, schwarze Kalke. III = Graue milde, dünnblättrige Tonschiefer. IV = Hellgraue Kalke und Mergel. V = Graue Hornsteinkauerkalke. *x-x* = Grenze zwischen Lechtal- und Intaldecke.

Die petrographische Untersuchung hat Dr. A. Spitz ausgeführt.

Möglicherweise haben wir hier am Südrand der Lechtaldecke eine Spur von denselben vulkanischen Durchbrüchen, die weiter nördlich bei Ehrwald am West- und Südrand des Wettersteingebirges ebenfalls in den Oberjura-Hornsteinkalken stecken.

Diese Hornsteinkalke sind deutlich muldenförmig zusammengebogen und heben nach kurzem Streichen sowohl im O wie auch im W in die Luft aus.

Auch die Zone der Fleckenmergel besitzt nur eine bescheidene Erstreckung.

Am schönsten aufgeschlossen ist diese Zone von jungen Schichten im Gehänge unterhalb des Pflanzgartens bei Spadegg.

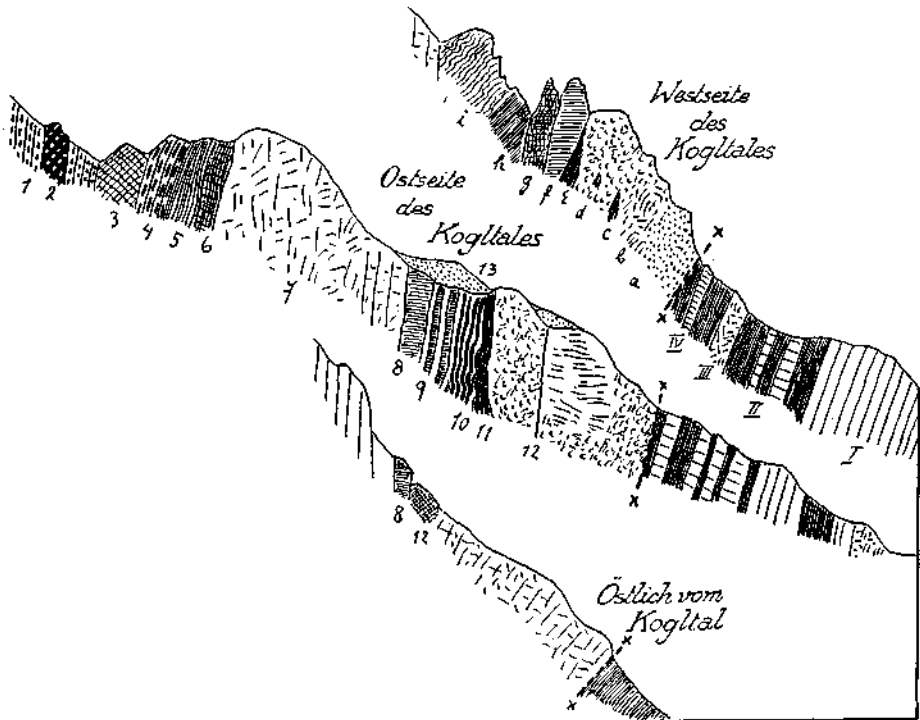


Fig. 27. Lechtaldecke: 1 = Geschieferter Verrucano. 2 = Weißlicher Quarzit mit ostwestlichen Schubstreifen. 3 = Mylonit von splittrigem, hellblaugrauem Dolomit. 4 = Hornsteinkauerkalke. 5 = Partnachschieben. 6 = Dünnschichtige Kalke und Mergel. 7 = Sandiger Dolomit. 8 = Roter Marmor (Lias). 9 = Rote, geschichtete Kalke (Lias). 10 = Kössener Schichten. 11 = Schwarze Schiefer. 12 = Dolomitbreccien-Rauhacken. 13 = Grundmoränen. Inntaldecke: I = Blaugraue dolomitische, dickschichtige Kalke und Dolomit. II = Feste schwarze Mergel mit Kalklagen. Partnachschieben. III = Grauer Dolomit. IV = Schwarze Mergel. a = Gelbliche Rauhacken. b = Zertrümmerter, hellgrauer Dolomit, in Breccien und Rauhacken aufgelöst. c = Keil von schwarzen Mergeln. d = Reibungsbreccien von Schiefer- und Dolomitbrocken, oft rauh geränderte Stücke. e = Schwarze Schiefer. f = Heller Dolomit. g = Oben dünnfaserig und feingewalzt. h = Rote Mergel und Kalke mit Belemniten. i = Fleckenmergel. x-x = Grenze zwischen Lechtal- und Inntaldecke.

Die Juraschichten werden von Dolomit unterlagert. Dieser gehört offenbar noch zur Lechtaldecke, und die Grenze gegen die Inntaldecke streicht erst unterhalb derselben durch.

Entlang dieser Grenze ist der Dolomit mechanisch zu einer Breccie verarbeitet.

Nördlich von dieser Grenze folgen Bänke von Hornsteinkauerkalken des Muschelkalks und eine reiche Serie von Partnachschieben. Mehrfach wechseln hier schwarze Tonschiefer mit dunklen und helleren Kalklagen.



Östlich von Spadegg ist dann die wilde Schlucht des Kogeltales eingeschnitten, in welcher im Jahre 1311 mein Freund R. Folgner am Fuß der schon von A. v. Pichler entdeckten Liasschichten durch Stein-schlag eine schwere Kopfverletzung erlitt.

Auch hier ist das Durchstreichen der Deckengrenze recht klar erschlossen.

Im Liegenden von dieser Grenzfläche haben wir wieder mächtige Partnachschiehten. Entlang der Grenzfläche erscheint ein außerordentlich heftig zertrümmerter Dolomit, welcher vielfach in eine mechanische Rauhwanne übergeht.

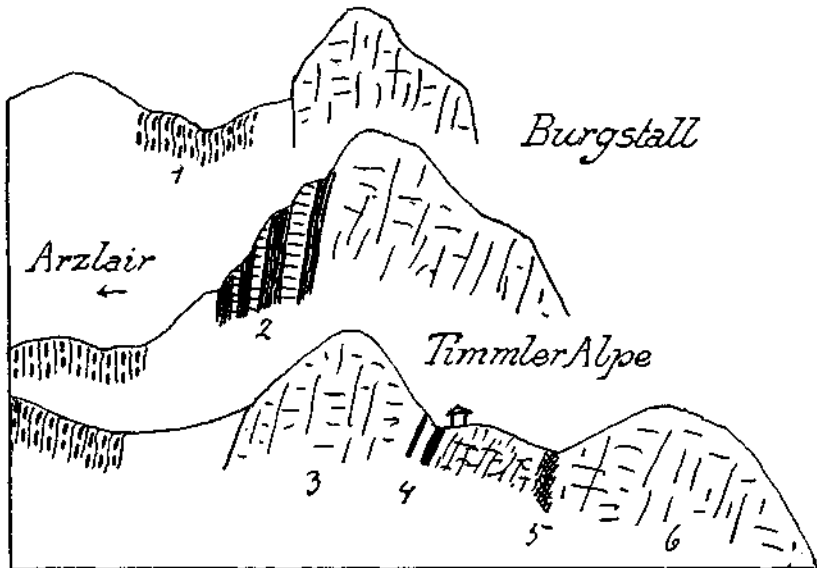


Fig. 28. 1 = Geschieferter Verrucano mit vielen ostwestlichen Schubstreifen. 2 = Partnachschiehten. 3 = Heller Kalk und Dolomit (Wettersteinkalk). 4 = Feste, dunkle Sandsteine der Raibler Schichten. 5 = Spur von Rauhwanne. 6 = Sandiger Dolomit (Hauptdolomit).

Oberhalb von diesem Dolomit streichen Kössener Schichten, rote geschichtete Kalke und roter Marmor durch. Im roten Marmor erscheinen viele flache ost-westliche Rutschstreifen. Der rote Kalk geht im Streichen mehrfach in grauen und weißen Kalk über. Dieses interessante Vorkommen von Liassgesteinen ist schon vor langer Zeit von Adolf v. Pichler entdeckt worden.

Über den Liassgesteinen erhebt sich dann eine mächtige Wand von dunkelgrauem, gegen oben sandigem Dolomit.

Dieser Dolomit stößt gegen S an eine Dolomitreccie und diese dann an Partnachschiehten und Muschelkalk. Zwischen Muschelkalk und Verrucano springt dann noch ein Mylonit aus hellem, splitterigem, blaugrauem Dolomit ein.

Die Verrucanozone ist hier ziemlich mächtig und enthält eine Mauer von hellem Quarzit mit ost-westlichen Rutschstreifen.

Über dem Verrucano folgt dann wieder die mächtige Masse des Quarzphyllits. Die etwas östlicher auftretenden Schichtkombinationen führt Fig. 28 vor. Bei der Timmleralpe sind hier feste dunkle Sandsteine der Raibler Schichten entwickelt.

Dies zeigt uns eine Gliederung der großen Dolomitzone in Wetterstein- und Hauptdolomit an.

Die Partnachschichten sind hier streifenweise auch noch entwickelt.

Die Kontaktverhältnisse mit der ziemlich mächtigen Verrucanozone entziehen sich aber durch Schuttbedeckung einer Prüfung.

Mit dem Felskopf des Burgstalls befinden wir uns schon nahe an dem Ostende der Kalkalpenzone auf der Südseite des Inns.

Der Felskopf des Burgstalls bricht bereits steil gegen die Ortschaft Arzl (885 m) nieder, welche größtenteils schon auf den Sanden und Schottern der Inntalerrasse liegt.

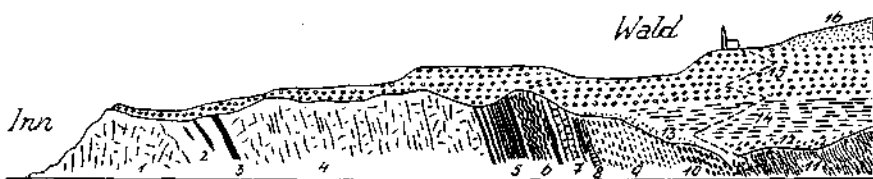


Fig. 29. 1 = Grauer Dolomit. 2 = Zone der Raibler Schichten. 3 = Graue, gelbe, geschichtete Raubwacke. 4 = Dunkelgrauer Dolomit. 5 = Partnachschichten. 6 = Knottenplattenkalke mit Mergellagen. 7 = Dunkle Kalke und Dolomit. 8 = Weißer Dolomit. 9 = Grünliche, rötliche, weißliche, schön geschichtete Quarzsandsteine. 10 = Rötlicher Verrucano mit buntem Phyllit wechselnd. 11 = Quarzphyllit. 12 = Grober, schlammiger Schutt. 13 = Grundmoräne. 14 = Mehlsande. 15 = Schotter. 16 = Grundmoräne.

Die Kirche von Arzl steht aber noch auf einem abgerundeten Sockel von dem lichtgrauen Wettersteindolomit des Burgstalls. Den nächsten, tiefgreifenden und zusammenhängenden Aufschluß bringt dann die große Pitztalschlucht.

Die Aufschlüsse an der Ostseite dieser Schlucht legt Fig. 29 vor.

Der Anschnitt der vordersten Pitztalschlucht verläuft nicht senkrecht, sondern schräg zum Schichtenstreichen. Darum erscheinen die Schichten im nördlichen Abschnitt des Profils von Fig. 29 relativ mächtiger als in seinem südlichen Abschnitt.

Die ganze Schichtenfolge reicht vom Verrucano bis zum Hauptdolomit, hat keine tektonischen Lücken und ist durchaus mäßig gegen N zu überkippt.

Bei einer Musterung dieser Aufschlüsse begegnen wir von S gegen N zuerst dem Quarzphyllit, dann Verrucano mit buntem Phyllit, schön geschichteten festen Lagen von Buntsandstein, weißem Dolomit, dunklem Kalk und Dolomit, Muschelkalk, Partnachschichten, Wettersteindolomit, Raibler Schichten und Hauptdolomit.

Auf den Schichtenköpfen dieser Serie lagert sehr viel Schutt, u. zw. in Form von spärlichen Resten einer Liegendmoräne, mächtigen Sand- und Schottermassen und einer Hangendmoräne. Letztere ist erst südlich von der Ortschaft Wald entwickelt.

Westlich von Wald reicht die Schutteinfüllung fast bis zur heutigen Sohle der Pitztalschlucht hinab.

Wir haben hier eine verschüttete alte Talfurche vor uns, die von der Pitztalschlucht unter den Schotterterrassen gegen O zum Inn zieht.

Sie ist hier auf eine Strecke von über 2 km tief verschüttet und ist auch noch auf den Profilen von Fig. 30 recht gut zu erkennen.

Die Profile von Fig. 30 stellen die östlichsten Aufschlüsse der Kalkpengrenze zwischen Pitztal und Ötztal vor.

Das Profil durch den unteren Teil der Schlucht des Walderbaches enthält auch den einzigen Aufschluß, wo man sieht, wie die etwas überkippten Biotitgranitgneise und Amphibolite der Ötztaler Masse über die Quarzphyllite von Landeck vorgeschoben sind.

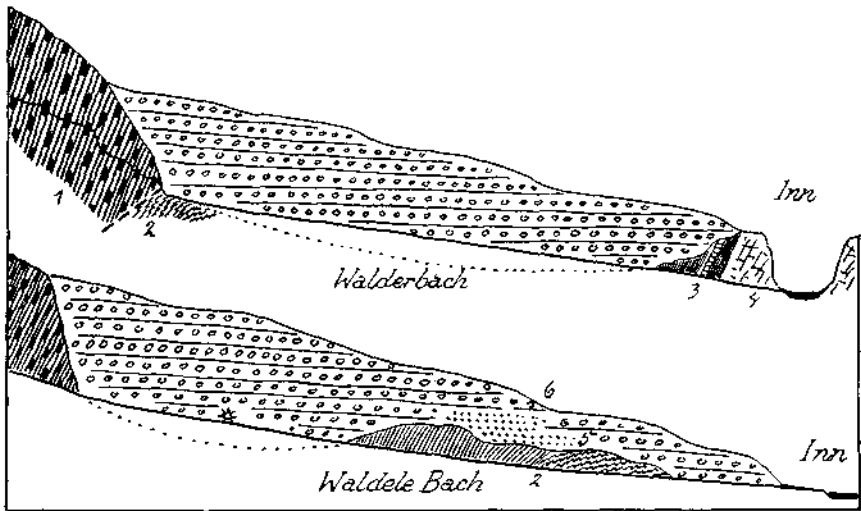


Fig. 30. 1 = Biotitgranitgneis, Amphibolit. 2 = Reitend gefalteter Quarzphyllit. 3 = Partnachschieben. 4 = Hellgrauer Dolomit. 5 = Sand. 6 = Grober Schotter mit Blöcken.

Im Graben des Waldelebaches liegen zwar die tektonischen Verhältnisse ganz gleichartig, aber der Bacheinschnitt reicht nicht tief genug, um die Überschiebung selbst noch bloßzulegen.

Im Graben des Waldelebaches sind aber die Quarzphyllite recht gut erschlossen. Sie zeigen hier teilweise eine lebhaft gegen N zu reitende Fältelung.

Etwa 1 km unterhalb von der Mündung des Waldelebaches endet das Auftreten des Quarzphyllits unmittelbar am Südufer des Inns.

Weiter abwärts überdeckt dann der riesige Bergsturz des Tschirgants alle weiteren Aufschlüsse.

Nördlich von der Mündung des Waldelebaches streichen am Nordufer des Inns Partnachschieben und bei Roppen Dolomittuppen aus.

Damit sind wir am Ostende unseres Gebietes, beim Ausgang des Ötztales, angekommen.

Weiter ostwärts liegt der Kontakt von Kalkalpen mit Kristallin und Grauwacken auf eine lange Strecke unter der Schuttsohle des Inn-

tales begraben. Erst im Unterinntal taucht unsere Grenzzone unterhalb von Schwaz an der Südseite des Inntales wieder auf. Wir kehren nochmals an die Mündung des Pitztales zurück.

Das Profil von Fig. 29 ergänzt sich im N des Inns mit dem Profil von Fig. 31.

Dieses Profil ist etwas unterhalb von der Mündung des Pitztales angesetzt.

Es zeigt einen relativ einfachen Felsbau, der von den Eismassen stark gefurcht und abgeschliffen wurde. Darüber liegt streckenweise stark bearbeitete Grundmoräne, die östlich von Karres einen schön geglätteten Drumlin bildet. Am oberen Rand der breiten Falsterrasse hat sich dann ein Endmoränenwall erhalten, der reichlich zentralalpinen

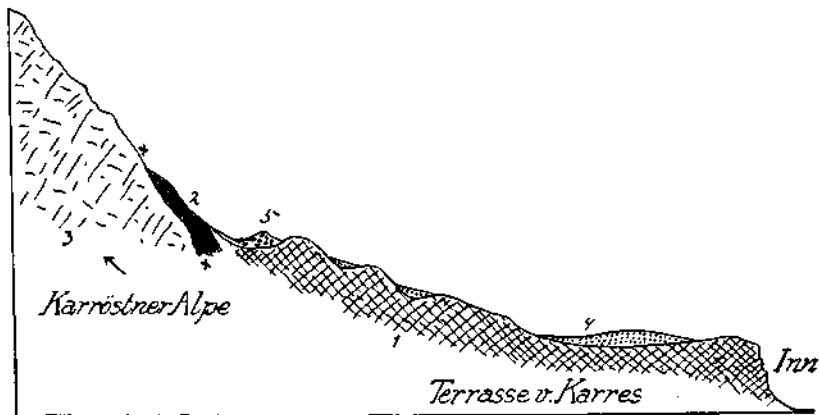


Fig. 31. 1 = Blaugrauer Dolomit. 2 = Schwarze, arg zerschuppte Tonschiefer und Sandsteine. 3 = Bräunlicher, sandiger, feinstreifiger, schwach bituminöser Dolomit. 4 = Grundmoräne des Inntalgletschers. 5 = Blockmoränenwall.

Schutt und Gneisblöcke führt. Es ist kein Grundmoräneumaterial, sondern grober, meist kristalliner Schutt. Wahrscheinlich stammt dieser Moränenwall am Südfuß des Tschirgant doch vom Rückzug der Würmvergletscherung.

Der Wall ist mehr als  $\frac{1}{2}$  km lang und steigt von zirka 900 m bis über 1000 m Höhe empor.

Das Grundgebirge von Fig. 31 besteht im unteren Teil aus einem blaugrauen Dolomit, dann schalten sich sehr stark verschieferte, metallisch glänzende schwarze Tonschiefer und Sandsteine der Raibler Schichten ein.

Der obere Teil des Profils liegt dann in einem bräunlichen, schwach bituminösen Dolomit.

Übersteigt man diese Dolomitstufe, so gelangt man auf der Terrasse der Karröstner Alpe in eine reiche Serie von Raibler Schichten und darüber in den Wettersteinkalk, welcher den schönen, feingeschwungenen Gipfel des Tschirgants bildet.

Es erhebt sich nun die Frage, wo wir in diesem Profil zwischen dem Gipfel des Tschirgant und dem Ausgang des Pitztales (Fig. 29 und 31) die Grenze zwischen Lechtaldecke und Inntaldecke hineinlegen können.

Die Entscheidung ist hier nicht leicht zu treffen, da eine klare Trennungsfuge offenbar fehlt.

Wir haben die Deckengrenze bis über das Kogeltal (Fig. 27) hinaus sehr deutlich verfolgen können.

Hier versagen dann die Aufschlüsse im Bereich des Arzler Waldes. Die Streichrichtung der Schichten leitet uns aber durch diesen Wald- und Schuttbereich unmittelbar zu den Aufschlüssen am Beginn der Innschlucht bei der Eisenbahnstation Imst.

Fig. 32 gibt hier eine Ansicht der geologischen Verhältnisse am Nordufer des Inns wieder. Wir begegnen einem mächtigen System von Raibler Schichten mit vielen Lagen von schwarzen und grauen Ton-schiefern und Sandsteinen. Das auffallendste Glied dieser Serie sind

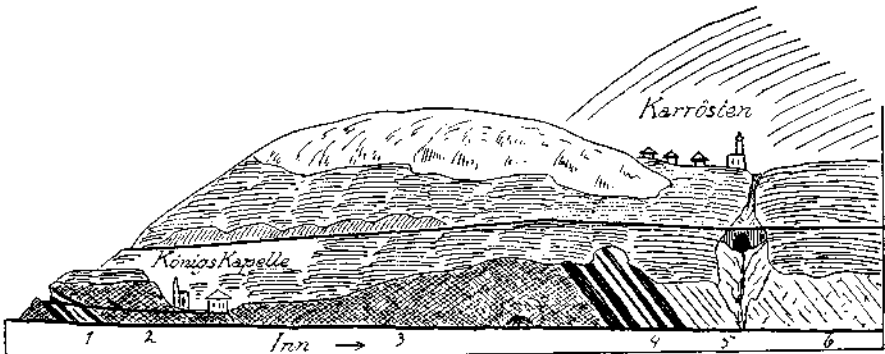


Fig. 32. 1 = Mergel-, Tonschiefer-, Dolomitalagen, 2 = Dolomithbreccie, die teilweise in geschichteten Dolomit übergeht. 3 = Dolomithbreccie, graue bis gelblichgraue Rauhwacke mit Höhlenbildung. 4 = Reiche Folge von schwarzen Schiefen und Sandsteinen mit Dolomitzwischenlagen. 5 = Fester, grauer, geschichteter Dolomit. 6 = Strukturloser, hellgrauer, nicht bituminöser Dolomit.

aber tektonische Rauhwacken ganz von jener Art, wie wir sie bereits im Kogeltal und auch im Starkenbachtal angetroffen haben.

Diese Rauhwacken stellen größtenteils dolomitische Breccien vor, die oft noch geschichtete Gesteinslagen enthalten und hin und hin von verbogenen Rutschflächen durchzogen sind.

Diese stark mylonitisierten Schichten streichen bei der Imster Innbrücke fast nord-südlich und fallen, wie Fig. 32 lehrt, ziemlich steil gegen O zu ein.

Durch diese quergestellte Streichrichtung beweisen diese Schichten, daß sie nicht zum Südrand der Lechtaldecke gehören können. Dieser Südrand streicht ja etwa 1 km südlich davon ungestört ost-westlich durch. Sie dürften also doch zu der Inntaldecke gehören.

Die aus Muschelkalk und mächtigen Partnachschiefern bestehenden Basalschichten der Inntaldecke streichen auf der Strecke zwischen Imsterberg und Imster Erlau in der Richtung von SW gegen NO zu an der Talsohle des Inntales aus. Ihre Fortsetzung weist also unmittelbar unter das Massiv des Tschirgant's hinein.

Diese Schichten finden aber am Westabfall des Tschirgant's keinerlei Fortsetzung mehr. Sie müssen also hier entweder abgeschnitten sein oder untertauchen.

In dieser Strecke zwischen Imsterberg und Imster Erlau treten aber auch noch merkwürdige und unerwartete Schichteneinschaltungen auf. Es sind dies eine kleine Scholle von Liaskalk und ein größerer Streifen von typischem Buntsandstein, welche ich hier im Jahre 1911 entdeckt habe.

Fig. 33 bildet die Einschaltung der Buntstandsteinscholle in den Partnachschichten ab. Der Quarzsandstein erscheint in gelbliche Rauhwacken eingewickelt, welche Bruchstücke von Buntsandstein, Partnach-

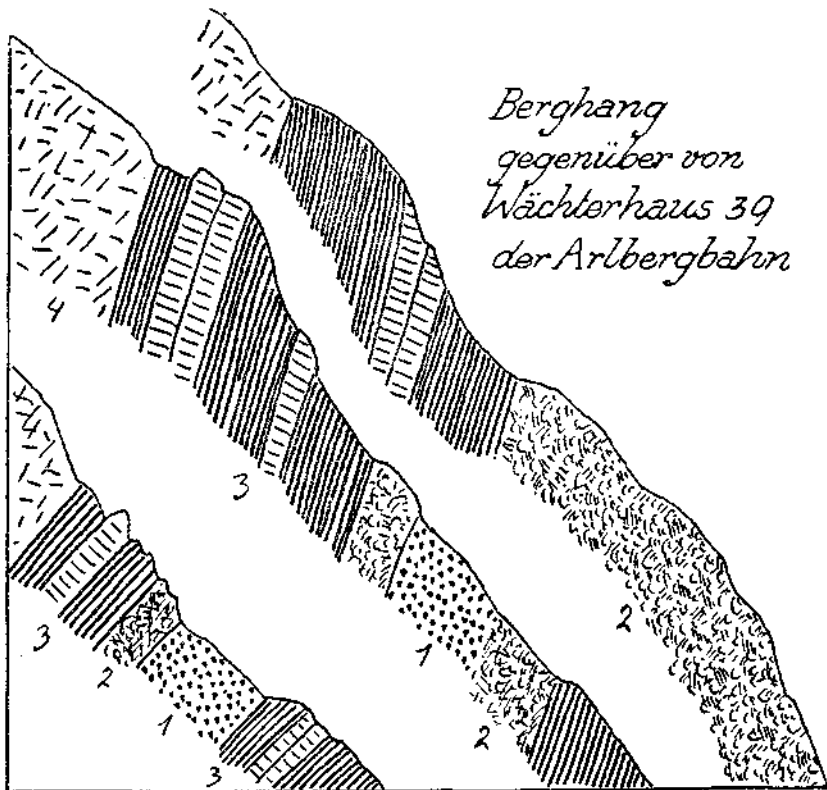


Fig. 33. 1 = Zerdrückter, weißlicher, grünlicher, gelblicher, glimmeriger Quarzsandstein. 2 = Gelbliche Rauhwacken mit eingeschlossenen Brocken von Buntsandstein, Partnachschichten, Kalk und Dolomit. 3 = Tonschiefer und Kalklagen der Partnachschichten. 4 = Dolomit.

schichten und Triaskalk und Dolomit umschließen. Die Buntsandsteinscholle ist etwa 200 m lang und zirka 25 m mächtig.

Auch ihre Streichrichtung weist gegen NO bei steil südlichem Einfallen.

Wir kommen also zu dem Ergebnis, daß die Schichten der Inntaldecke zwischen Imsterberg und Imster Erlau stärker schräg gegen NO zu streichen als die Südgrenze der Kalkalpen und dabei tektonische Einschaltungen enthalten. Sie streichen scheinbar unmittelbar unter das Gewölbe des Tschirgants hinein.

Das Gewölbe des Tschirgants zeigt aber an seinem Westabfall gegen Imst selbst recht auffällige Störungen, mit denen wir uns noch genauer

beschäftigen müssen. Die ersten Zweifel an dem regelmäßigen Gewölbebau des Tschirgants wurde in mir schon im Jahre 1916 beim Studium seiner Erzlagerstätten wachgerufen.

Die Lagerstätten des Tschirgants wurden schon seit alter Zeit auf Blei- und Zinkerze abgebaut.

Vor und noch während des Weltkrieges trat eine neue Belegung des Bergbaues hier ein, welche auf die Gewinnung von Gelbbleierzen gerichtet war.

Während die alten Stollen größtenteils in den mittleren und oberen Berggebängen des Tschirgants liegen, wurden die neuen Stollen ganz oder nahe an der Talsoble angeschlagen.

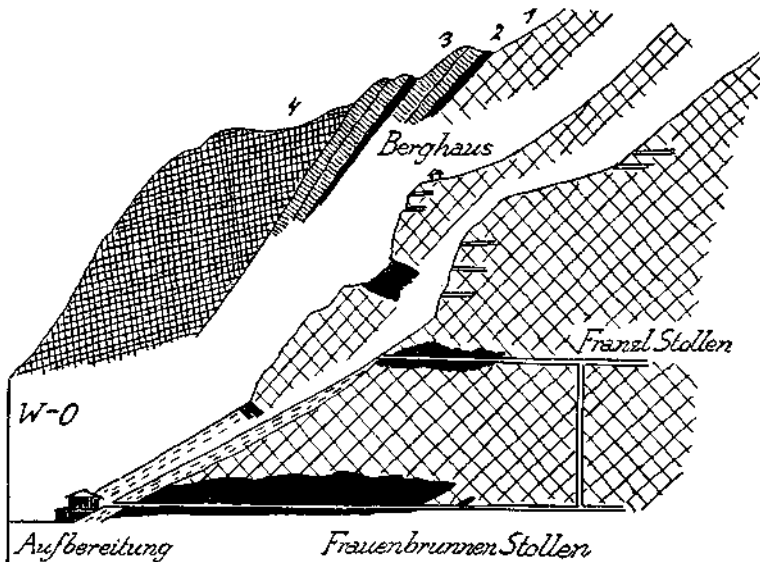


Fig. 34. 1 = Wettersteinkalk. 2 = Raibler Sandsteine und Tonschiefer. 3 = Kalk- und Dolomilagen. 4 = Hauptdolomit.

Sie befinden sich an der Westseite des Tschirgants, gerade gegenüber von der kleinen Stadt Imst. Ich habe diese Stollen in Begleitung von Herrn Bergdirektor Bewersdorf und Obersteiger Nothdurfter kennen gelernt.

Das tektonisch überraschende Ergebnis dieser Stollenaufschlüsse ist die mächtige Einschaltung von Tonschiefern und Sandsteinen der Raibler Schichten ins Liegende des Wettersteinkalks.

Fig. 34 gibt die wichtigsten hierher gehörigen Aufschlüsse am Westfuß des Tschirgants wieder. Der tiefste Stollen — Frauenbrunnenstollen — hat hier die schwarzen Tonschiefer der Raibler Schichten auf eine Strecke von zirka 200 m aufgefahren und dabei reiche Quellen erschlossen.

Der Stollen verläuft in ost-westlicher Richtung. Auch der höhere — Franzlstollen — hat noch eine starke Einschaltung von Raibler Schichten angetroffen.

Unterhalb des Niveaus des Frauenbrunnenstollens befinden sich sicherlich ebenfalls noch Raibler Schichten.

Das ist mit einem regelrechten Gewölbebau des Tschirgants nicht zu vereinigen.

Aber auch die ganze Gruppierung der Schichten am Westabfall des Tschirgants sieht, wie Fig. 35 lehrt, nicht sehr gewölbernäßig aus. Zumindest hat hier der alte Gewölbebau eine kräftige Umformung erlitten.

Die Umformung ist am ehesten als eine Überfaltung des Gewölbes gegen NW zu verstehen.

Diese Überfaltung des Tschirgantgewölbes kann man wohl auch wieder mit dem großen Vorstoß der eng benachbarten Öztaler Masse in Verbindung bringen.

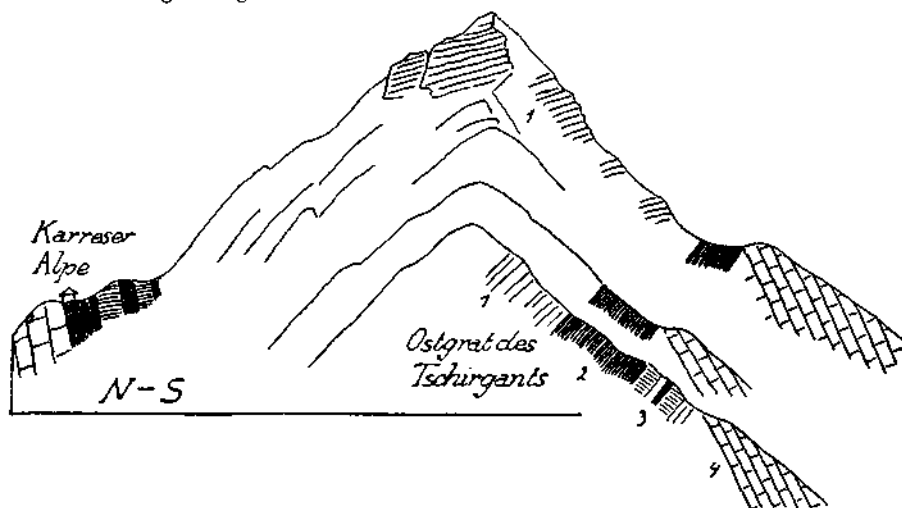


Fig. 35. 1 = Wettersteinkalk und Dolomit. 2 = Raibler Schichten, Sandsteine und Tonschiefer. 3 = Raibler Schichten, Kalk und Dolomite. 4 = Hauptdolomit.

Jedenfalls streichen also die Muschelkalk- und Partnachschiefer von Imsterberg von der Südgrenze der Kalkalpen stärker gegen NO zu ab und verschwinden unter dem Vorstoß der Tschirgantmasse.

Die Grenze zwischen Lechtaldecke und Inntaldecke muß daher irgendwo in dem Gebiete des Inndurchbruchs an der Südseite des Tschirgants durchziehen.

Wahrscheinlich haben wir am Südabfall des Tschirgants die Grenze zwischen der Lechtaldecke und der Inntaldecke in der Zone jener arg zerschuppten Raibler Schichten zu suchen, welche hier auf Fig. 31 zwischen dem Dolomit der Terrasse von Karres und jenem der Karöstner Alpe eingeschaltet sind.

Dieses eben genannte Profil an der Südseite des Tschirgants ist das östlichste, welches noch eine Trennung zwischen Lechtaldecke und Inntaldecke erkennen läßt.

Weiter östlich verhüllen Moränen, Bergstürze, Schuttkegel und Schotterterrassen die Grenzzone zwischen dem Tschirgantgewölbe und der Stirne der Öztaler Masse.



Am Ausgange des Ötztales kommt bereits der Granit des Ambergs auf  $1\frac{1}{2}$  km an die Trias des Tschirgant's heran.

Die Trias des Tschirgant's wird dann bis gegen Telfs hin immer tiefer abgescrägt. Bei Telfs beträgt die Entfernung zwischen dem Quarzphyllit des Hocheders und dem Hauptdolomit des Achberges nur mehr 800 m.

Wir sind nun mit unserer Detailbeschreibung der Südgrenze der Lechtaler Alpen zum Ende gekommen.

Es bleibt uns nur mehr übrig, eine Zusammenfassung der in dieser Arbeit vorgelegten Beobachtungen und Ergebnisse auszuführen.

### Zusammenfassung.

Die Südgrenze der nördlichen Kalkalpen gegen das Kristallin der Ferwallgruppe und die Phyllitzone von Landeck ist zwischen Arlberg und Öztal durchaus eine mehr minder starke Überkippung. Diese Überkippung erscheint am kräftigsten im Arlberggebiet, klingt aber jenseits des Arlbergs im Bereiche des Klostertales aus, wie die Profile in der Spullersee-Arbeit im Jahrbuch 1925 beweisen.

Immerhin bleibt die Grenze auch hier noch vertikal gestellt.

Nach dem geschlossenen und weithin streichenden Auftreten dieser Überkippung muß man dieselbe wohl als einen einheitlichen tektonischen Vorgang großen Stils bezeichnen.

Die kristallinen Gesteine sind dabei zumindest streckenweise über den überkippten Rand der Kalkalpen vorgeschoben worden.

Denkt man sich diese Überkippung wieder rückgängig gemacht, so lagern die Gesteine der Lechtaldecke in aufrechter Folge auf dem kristallinen Untergrund.

Zwischen den kalkalpinen und den kristallinen Gesteinen hat hier nirgends die Einschaltung von jüngeren Gesteinen stattgefunden.

Dagegen ist hier längs der beschriebenen Südgrenze der Kalkalpen eine Zone von hunten Phylliten, Verrucano, Buntsandstein und Rauhwacken vorhanden, welche untereinander vielfach intensiv verschuppt erscheinen. Diese Verschuppungen bleiben stets auf diese relativ schmale Grenzzone beschränkt und greifen nur selten ins Liegende oder ins Hangende über.

Es ist unmöglich, durch eine einfache Überkippung die intensive Verschuppung dieser Zone zu erklären.

Viel wahrscheinlicher ist es, daß es sich hier um eine Gleitfluge der Kalkalpen über dem kristallinen Grundgebirge handelt.

Als Unterstützung für diese Ansicht kommen noch folgende Beobachtungen und Überlegungen in Betracht.

Der Verrucano und auch der Buntsandstein, welche am Südrand der Lechtaler Alpen mit dem Quarzphyllit von Landeck in Kontakt treten, bestehen nirgends aus einem Abtragungsmaterial von Quarzphyllit oder von Gneis, Granit oder Amphibolit.

Verrucano und Buntsandstein enthalten dagegen massenhaft rötliches Quarzmaterial sowie Stücke von roten und violetten Tonschiefern und

Phylliten. Das ist ein sehr auffälliger Befund, welcher mit einer Bildung des Verrucanos und Buntsandsteins auf dem Kristallin der Landecker Phyllitzone wohl kaum zu vereinen ist.

Wenn aber Verrucano und Buntsandstein der Lechtaldecke mit dem Kristallin nicht in einem engeren Sedimentationsverbande stehen, so gewinnt die Annahme, daß sie mit den Kalkalpen über das Kristallin hergeschoben wurden, unbedingt an Wahrscheinlichkeit. Der tektonische Bau der Verrucanozone mit ihren scharfen Anschoppungen und Abscherungen spricht unbedingt für eine Gleitfuge. Damit wäre auch die Mitverschuppung der bunten Phyllite und die Einschaltung der gestreckten Kalke südlich der Kronburg wohl zu vereinen. Wir kommen also zu dem Ergebnis, daß die Lechtaldecke auch vor der Überkipfung nicht mit dem Kristallin in ungestörtem Sedimentverbande stand, sondern daß zwischen Kristallin und Kalkalpen hier eine tektonische Gleitfuge eingeschaltet liegt.

Es ist in dieser Arbeit die Phyllitzone von Landeck nicht von dem Kristallin der Ferwallgruppe getrennt behandelt worden. Immerhin sprechen aber die Befunde von W. Hammer für eine tektonische Selbstständigkeit dieser Zone.

Die Phyllitzone verschwindet im W am Arlberg, im O taucht sie unter die Ötztaler Masse hinein, erscheint dann wieder bei Pfaffenhofen an der Stirne der Ötztaler Masse und steht von dort ab mit dem Innsbrucker Quarzphyllit in Verbindung. Die nähere Abgrenzung der Landecker Phyllitzone gegen das Kristallin der Ferwallgruppe gehört nicht mehr zu den Aufgaben dieser Arbeit.

Die von W. Hammer entdeckten Einschaltungen von Verrucano und Triasfetzen bei Landeck sind im Bereiche des Stanzer Tales nicht mehr vorhanden. Hier lagern die Gneismassen der Ferwallgruppe gleichsinnig auf den Quarzphylliten. Dasselbe ist auch am Nordrande der Ötztaler Masse der Fall.

Wir haben dann weitere tektonische Schlüsse aus dem Studium der Eisenspitzebreccien ableiten können.

Diese Breccien, die wahrscheinlich als Gosanbreccien aufzufassen sind, treten am ganzen Südrand der Lechtaler Alpen auf und zeigen Lagerungsverhältnisse, welche zu dem Schlusse führen, daß die Überkipfung des Südrandes der Kalkalpen hier zur Zeit ihrer Ablagerung noch wesentlich stärker als heute war.

Wir haben diesen merkwürdigen Befund der Verminderung einer Überkipfung mit der starken Anpressung des Kristallins an die Kalkalpen in Verbindung gebracht.

Diese Anpressung darf man wohl als gleichzeitig mit dem jungen Vorschub der Ötztaler Masse betrachten, welche nicht nur das Engadiner Fenster, sondern auch noch das Ostende der Ferwallgruppe überschritten und die Kalkalpen teilweise niedergedrückt hat.

Das Engadiner Fenster und das Ostende der Ferwallgruppe muß zur Zeit dieses Vorstoßes der Ötztaler Masse bereits tief von der Erosion angeschnitten gewesen sein.

Der Vormarsch der Ötztaler Masse erfolgte also über ein Relief und ist daher als Reliefüberschiebung zu bezeichnen.

Nachdem wahrscheinlich auch die Überschiebung der Lechtaldecke über das Kristallin der Ferwallgruppe eine Reliefüberschiebung vorstellt, haben wir es hier mit zwei altersverschiedenen Reliefüberschiebungen zu tun.

Übrigens dürfte dasselbe auch für die Überschiebung der Inntaldecke gelten, welche wir hier nur auf der Strecke zwischen Silbersattel und Ötztal kennengelernt haben. In diesem Bereiche steht die Schubbahn der Inntaldecke vertikal oder überkippt.

Die Steilstellung der Inntaldecke ist sicherlich gleichzeitig mit der Überkipfung der Lechtaldecke entstanden.

Während wir aber am Nordwest- und Westrand der Inntaldecke überall in ihrem Liegenden noch ziemlich mächtigen Ablagerungen der Kreidesschiefer begegnen, fehlen diese an ihrem Südrande.

Hier sind Aptychenkalke, Oberjura, Hornsteinkalke und Fleckenmergel die jüngsten Schichten im Liegenden der Inntaldecke.

Es ist ziemlich wahrscheinlich, daß diese Schichtenlücken im Liegenden der Inntaldecke ebenfalls von der Erosion ausgefressen wurden. Indessen ist aber die Möglichkeit einer mechanischen Abschürfung dieser leicht verschiebbaren Schichten beim Vormarsch der Inntaldecke auch nicht ausgeschlossen.

Die Krabachjochdecke kommt mit dem Südrand der Kalkalpen nicht mehr in Berührung. Westlich von Imst tritt dieselbe aber am Laagers und Larsenngrat ziemlich nahe daran heran.

Was die Frage nach dem Alter des Vorstoßes der Ötztaler Masse betrifft, so haben wir keine geologischen Tatsachen für eine genauere Datierung finden können. Man kann also nur mit morphologischen Mitteln genauer rechnen.

Es liegt nicht im Rahmen dieser Arbeit, eine solche morphologische Untersuchung auszuführen.

Ich möchte nur zum Schlusse noch erwähnen, daß die Altflächen auf dem Plateau der Simmeringalpe mit jenen auf dem Plateau von Silzerberg-Ochsengarten sich in guter Übereinstimmung sowohl der Höhenlage als auch der Ausbildung befinden. Das Plateau der Simmeringalpe liegt auf dem Tschirgantzug am Südrand der Kalkalpen, während das Plateau von Silzerberg-Ochsengarten zum Nordrand der Ötztaler Masse gehört.

Beide Plateaulandschaften befinden sich etwas unterhalb der Mündung der Ötztaler Ache und liegen nur durch die Furche des Imtales getrennt, einander schräg gegenüber.

Das Plateau der Simmeringalpe ist heute noch zwischen Simmering — 2098 *m* — im S und auf dem Horn — 1868 *m* — im N über 2 *km* breit und etwa 1 *km* lang. Es ist eine wellige, stark buckelige Hochfläche quer in die Schichtenköpfe des steil stehenden Hauptdolomits eingeschnitten.

Diese schöne Altfläche erhebt sich durchschnittlich zirka 1200 *m* über die Sohle des Inntales und zirka 1000 *m* über die Sohle des Gurgltales. Das schräg gegenüber befindliche Plateau am Silzerberg-Ochsengarten ist ganz in steil überkippte Gneise eingeschnitten.

Es zieht sich in ostwestlicher Richtung vom Narrenkogel — 1830 *m* — bis gegen die Feldringer Alpe — 2029 *m* — hin und wird ebenfalls von Furchen und Kuppen reich gegliedert.

Diese zwei Altflächenreste sind heute zirka 6 *km* voneinander durch den tiefen Einschnitt des Inntales getrennt. Sie entsprechen sich aber in ihrer Höhenlage so gut, daß man dieselben wohl unbedenklich als Teile einer und derselben Altfläche ansprechen darf.

Wenn dies aber gestattet ist, so muß die gegenseitige Lage von Kalkalpen und Ötztaler Masse hier mindestens schon seit der Einebnung dieser Altfläche fixiert gewesen sein.

Nachdem inzwischen der Inn und die Ötztaler Ache hier zirka 1200 *m* tiefe Furchen in diese Altfläche eingegraben haben, wird man den Anshub der Ötztaler Masse doch nicht als ganz jugendliches Ereignis betrachten dürfen.

Die Ausbildung der Altflächen von Simunering und Ochsengarten reicht bestimmt ziemlich weit ins Tertiär zurück.

Jünger kann dann aber auch der Zusammenstoß der Ötztaler Masse und der Kalkalpen nicht gewesen sein.



# Ursache und Einteilung der Schichtung.

Von Wilhelm Vortisch.

(Mit 3 Abbildungen.)

## Inhaltsverzeichnis.

	Seite
I. Einleitung.....	455—461
Fortschritt zur genetischen Erklärung. Definition der Schichtung als Wechsellagerung. Repetitionschichtung als Kernproblem. Unmittelbare Ursache im Medium. Der marin-festländische Strömungswechsel. Die auskeilende Wechsellagerung. Schichtfläche und Schicht. Schichtfuge und Bank. Ablehnung der Auffassung Sempers. Lagerklüfte. Korrelation der Fazies. Unschärfe Faziesgrenze. Günstige Verhältnisse der Geosynklinalen. Philippi und Brinkmann. Abänderungen des Idealfalles der auskeilenden Wechsellagerung. Auskeilende Wechsellagerung und Strömungswechsel. Die verbreitetsten Schichtungsfälle: klastische Wechsellagerung und Kalk-Mergel-Wechsellagerung.	
II. Wechsellagerung klastischer Gesteine verschiedener Korngröße.....	461—466
a) Parallelschichtung.....	461—464
α) Auskeilende Wechsellagerung.....	461, 462
Wirkungsweise des Strömungswechsels. Beispiele: Böhmischer Oberkreidesandstein bei Zwickau. Delta des Lungensees in der Schweiz. Deltabildungen nach Barrell, 1911. Schweizer Molasse nach Alb. Heim, 1922, I. Bändermergel und Flyschsandstein der Julischen Alpen nach Winkler, 1926.	
β) Ohne Rücksicht auf seitliches Verhalten.....	463, 464
Sandsteinfazies der sächsisch-böhmischen Kreide: tonige Zwischenlagen nach Vortisch, 1928, Lamprecht, 1928, Stanczak, 1921, gröbere Zwischenlagen am Oybin bei Zittau. Böhmisches Algonkium und Paläozoikum.	
b) Schrägschichtung.....	464—466
Verknüpfung mit Hornsteinplattenkalken in den Julischen Alpen nach Winkler, 1926. Notwendigkeit stereogrammatrischer und experimenteller Behandlung. Beispiele: Mönchsbergkonglomerat in Salzburg. Emscher Nordböhmens. Unterscheidung von tektonischer Aufrichtung. Pankratzer Sandur. Mangel physikalischer Einsicht. Äolische Schrägschichtung. Unterscheidung äolischer und fluvialer Krenzschiebung nach Ewald, 1920.	
III. Kalk-Mergel-Wechsellagerung.....	467—480
a) Auskeilende Wechsellagerung der Steinplatte bei Waidring.....	467—471
Beschreibung. Marine Kalkbildung. Erklärung der Verhältnisse der Steinplatte durch den Strömungswechsel. Ablehnung der rhythmischen Fällung Alb. Heims, 1909, Arn. Heims, 1924. Auslangungsdiagenese Wepfers. Gleichmäßige Senkung während der Sedimentation.	

- b) Beispiele auseinander Wechsellagerung zwischen Mergeln oder geschichteten Kalken und Dolomiten und massigeren Kalken und Dolomiten. 471—473
- a) Alpen ..... 471, 472  
 Norischer Dachsteinkalk-Hochgebirgsriffkalk, Norischer Aflenzer Kalk-Hochgebirgsriffkalk, Ladinischer Gnttensteiner und Reiflinger Kalk-Wettersteinkalk, Ladinische Stufe der Südtiroler Dolomiten.
- β) Böhmisches Paläozoikum ..... 473  
 Mitteldevon  $g \alpha_2$ .
- c) Beispiele, wo auseinander Wechsellagerung zu vermuten ist ..... 473, 474  
 Oberostalpinen Trias im allgemeinen. Partnachmergel-Wettersteinkalk. Mergel-Hauptdolomit. Schweizer Jura und helvetische Decken. Böhmisches Paläozoikum.
- d) Arten der Kalk-Mergel-Wechsellagerung ..... 474—480
1. Kalke ..... 476, 477
- a) Omissionsschichtung. β) Plattenkalke ohne Hornstein. γ) Hornsteinplattenkalk. δ) Knollenkalke ohne Hornstein. ε) Hornsteinknollenkalke.
2. Mergel ..... 478
- a) Mit Kalkplatten. β) Mit Kalkknollen.  
 Kammerker-Sonntagshorngruppe und böhmisches Paläozoikum.... 478, 479  
 Vorteile der Bezeichnungsweise. Farbbezeichnung. Übergänge der Arten der Kalk-Mergel-Wechsellagerung. Die Ausdrücke „Kalk“ und „Mergel“. ..... 479, 480
- IV. Einige Schichtungsarten ähnlicher Entstehung, wie die Kalk-Mergel-Wechsellagerung ..... 480—482
- a) Dolomit-Mergel-Wechsellagerung. b) Dolomit-Kalk-Mergel-Wechsellagerung.  
 c) Hornstein-Ton-Wechsellagerung: α) überwiegende Hornsteine; β) überwiegende Tone. d) Kalk-Hornstein-Wechsellagerung.
- V. Schichtung der Steinsalzlager ..... 483—488  
 Echte Schichtung (Repetitionsschichtung) verbreitet. Wert der geologischen Betrachtungsweise. Bisherige Deutung der Anhydritschnüre, Tonzwischenlagen und deren Verband (Werra-Fuldagebiet und Wittelsheim). Schichtung in der Kaliregion. Schichtung in der Grenzfazies gegen die nichtsalinarische Sedimentation (Mergel oder Ton-Stein; Gips, Anhydrit, Kalk, Dolomit-Ton). Übersicht der Schichtungsarten. Anzeichen von Strömungen. Entstehung der Strömungen nach Fulda, 1924. Strömungen und physikalisch-chemische Ausscheidungsfolgen. Der Strömungswechsel als Schichtungsursache. Ablehnung der rhythmischen Faltung und Viskositätsentmischung.
- VI. Übersicht und genetische Einteilung der Schichtung ..... 488, 489  
 Systematik. Bedeutung der Tonzwischenlagen bei fossilen und rezenten Sedimenten.
- VII. „Biogene“ Schichtung ..... 490  
 Kohlenflöze. Lamaschellen. Die Lamaschellen des alpinen Rhät. Biogene Schichtung — echte Schichtung?

VIII. Schichtungsähnlicher Wechsel.....	490, 491
Primärschieferung. Wechselnde Materiallieferung (Gehängeschichtung, vulkanische Tuffe und Decken). Vulkanische Tuffe und Sedimente. Grenzfall Emilsson, 1929.	
IX. System der Schichtungsursachen.....	491—493
Rangordnung. Hervortretender Einfluß der Undulationen. Hervortretender Einfluß des Klimas. Genetische Definition der Schichtung,	

## I. Einleitung.

Auch den sogenannten beschreibenden Naturwissenschaften schwebt das Ziel vor, ihre Erscheinungen als notwendiges Ergebnis einer Entwicklungsreihe zu erklären. Diese Aufdeckung des genetischen Zusammenhanges gibt oftmals ursprünglich deskriptiv gefaßten Begriffen erst den richtigen, für den weiteren wissenschaftlichen Gebrauch ausschlaggebenden Inhalt. Hierbei kann eine Änderung des Begriffsumfanges, allerdings in möglichster Anlehnung an die historische Entwicklung des Wortgebrauches, notwendig werden.

In diesem Sinne soll versucht werden, auch dem ursprünglich rein deskriptiv gefaßten Begriffe der Schichtung eine genetisch geschlossenere Gestalt zu geben. Die Definition: „Schichtung ist Wechsellagerung“, genügt im allgemeinen den Anforderungen, die an eine beschreibende Begriffsbestimmung gestellt werden können. Sie enthält durch den Ausdruck „Wechsel“ bereits eine Andeutung einer wiederholten gleichartigen Gesteinsänderung.

Daß die Definition für die Omissionsschichtung nicht mehr zutrifft, bedeutet keinen Einwand, da es sich hier um einen seltenen Grenzfall handelt. In den Erfahrungswissenschaften gibt es eben keine völlig scharfe Begriffsbestimmung. Die Definition der Schichtung als plane Parallelstruktur würde der vorigen entschieden nachstehen, da sie die genetisch gleichartige, durch unmerkliche Übergänge mit der Parallelschichtung verknüpfte Schrägschichtung ausschließt.

Würden wir der Definition „Schichtung ist Wechsellagerung“ den Beisatz zufügen: „entstanden durch Schwankungen der Sedimentationsbedingungen“, so wäre dies noch keine genetische Erklärung, sondern wir hätten nur der eigentlich selbstverständlichen Überzeugung vom Obwalten der Kausalität Ausdruck verliehen. Wir müssen vielmehr aufklären, welcher Art die verschiedenen Gesteine erzeugenden Sedimentationsbedingungen sind und warum sie schwanken. Dann erst können wir einen genetischen Beisatz bilden.

Als Kernproblem der Schichtung betrachten wir, wie oben bereits angedeutet, den wiederholten gleichartigen Gesteinswechsel, also das, was Alb. Heim Repetitionsschichtung nannte. Gesetzmäßigkeiten sind stets in den regelmäßigsten Fällen am leichtesten erkennbar. Allerdings schließe ich im Gegensatz zu Heim, 1909, bes. S. 337, auch die Wechsellagerung rein klastischer Gesteine mit ein, welche meiner Erfahrung nach ebenfalls oft in größerer Mächtigkeit gleichartig



entwickelt ist. Ich kann hier keinen so scharfen Gegensatz erblicken. Um mathematisch strenge Periodizität handelt es sich ja da wie dort nicht. Die Regelmäßigkeit ist auch bei der Sandstein-Ton-Wechselagerung häufig eine erstaunliche. Viele Aufschlüsse im Flysch z. B. beweisen, daß Heim zum Schaden der Aufklärung der Schichtungsursache dort einen Gegensatz erblickte, wo keiner vorhanden ist. So äußert sich auch Winkler, 1926, S. 272. Da wir Wert auf den Gesteinswechsel in verschiedenen Schichtungsarten legen, tritt auch die Frage des Wechsels der Sedimentationsbedingungen gegen die Frage, welcher Art diese eigentlich sind, zunächst in den Vordergrund. Und da die Sedimentationsbedingungen in letzter Linie und am unmittelbarsten im Sedimentationsmedium verkörpert sind, haben wir bei der Suche nach der Ursache der Schichtung nach periodisch wechselnden Vorgängen im Sedimentationsmedium zu suchen.

Für das Meer und Süßwasser, welchem die in erster Linie betrachteten Schichtungsfälle angehören, zwingt sich als geforderter periodischer Vorgang der Strömungswechsel geradezu auf. Die Meeresströmungen haben sich durch die gründlichere ozeanographische Forschung als nicht stationär herausgestellt. Sie unterliegen zunächst jahreszeitlichen Schwankungen, vgl. z. B. Defant, 1929, S. 142—147, Paech, 1926, Michaelis, 1923, Willimzik, 1929. Es handelt sich in den angeführten Beispielen um Oberflächenströmungen (troposphärische Zirkulation), die ja für die Flachmeere, in welchen der größte Teil der fossilen Sedimente gebildet wurde, in erster Linie in Betracht kommen. Aber auch die ozeanische Tiefenzirkulation muß periodisch schwanken, da ja die Stratosphäre in hohen Breiten die Meeresoberfläche erreicht, vgl. Defant, 1929, S. 147—154. Das Wachstum der marinen Sedimente ist nun zwar ein zu langsames, als daß sich so kurze Perioden wie die jahreszeitlichen abbilden könnten. Höchstens könnte in benthosfreien Schwarzmeeren (siehe S. 481) solche Feinschichtung erhalten bleiben. Aber es unterliegt keinem Zweifel, daß den jahreszeitlichen Perioden auch größere Perioden superponiert sein müssen, welche wir wegen zu kurz dauernder Beobachtung noch nicht kennen und welche sich in mächtigeren, vom wühlenden Benthos nicht mehr zerstörbaren Lagen abbilden müssen. An der vorläufigen Allgemeinheit der Ausdrucksweise nehme man keinen Anstoß, da ich unten eingehende Beispiele bringe. Übrigens sind ja gelegentlich erfolgende „Unregelmäßigkeiten“ der Meeresströmungen erwiesen, die vielleicht nur Phasen größerer, wegen zu kurzer Beobachtungszeit noch nicht erkannter Perioden darstellen, vgl. Andréé, 1920, S. 615. Eine auffallende Wirkung solcher vielleicht nur scheinbarer Unregelmäßigkeiten ist das Auftauchen von Eisbergen in sonst freien Gebieten. Durch die verursachten Schiffskatastrophen lenkte diese Erscheinung die allgemeine Aufmerksamkeit auf sich.

Dieses periodischen Schwankungen unterliegende System der Meeresströmungen bezieht seine Energie teilweise aus den Luftströmungen. Eine randliche Beeinflussung erfährt es von den festländischen Stromsystemen, welche auch wieder ihre zum Teil klimatisch bedingten Perioden haben. Gerade das Grenzgebiet des marinen und festländischen Stromsystems ist es, in welchem der größte Teil der



Lage nicht ändern würde, würden die beiden den verschiedenen Bildungsbedingungen entsprechenden Fazies einfach an der vertikalen Ebene mit der Trasse A—B aneinanderstoßen. Wir nehmen aber an, daß die Grenze zwischen den beiden Bedingungskomplexen während der Sedimentation im Raume W-X, Y-Z hin- und herschwingt. Die Folge ist eine zylinderförmige Faziesgrenze mit der Wellenlinie A-M-N-O-P-Q-R-S-B als Trasse, also die auskeilende Wechsellagerung der beiden Fazies.

Man sieht sofort, daß die Schichtflächen nicht genau mit der Faziesgrenze zusammenfallen, sondern sie unter einem meist spitzen Winkel schneiden. Im beschränkten Aufschlusse kann dieser Winkel gewöhnlich vernachlässigt werden und die Faziesgrenze, welche oft durch Gebirgsbewegung und Verwitterung vielfach als Ablösungsfläche weitergebildet wurde, als Schichtfläche angesehen werden. Aus der Definition der Schichtfläche ergibt sich die Definition der Schicht als Gesteinsteil zwischen zwei benachbarten Schichtflächen. Die Fazieskeile sind also auch nur annäherungsweise Schichten, aber in der Regel können sie Schichten gleichgesetzt werden. Dann gilt die Definition: „Schichtung ist Wechsellagerung“ im Bereiche der Anwendbarkeit unseres Schemas. Die Definition der Schichtfläche als alte Grenzfläche ist die einzige, welche unserer genetischen (in diesem Falle paläogeographischen) Naturanschauung entspricht, und ist auch allgemein, wenn auch oft nur stillschweigend, angenommen. Wir müssen uns dieser bedingten Gleichsetzung der Ablösungsfläche mit der Schichtfläche nur bewußt bleiben und nicht in Erstaunen geraten, wenn ihre Bedingtheit einmal auffällig wird, wie etwa nahe dem Ende eines Fazieskeiles oder infolge diagenetischer Vorgänge, vgl. z. B. Rüger, 1922, S. 82.

Die mannigfaltigen Erscheinungen der Schichtfläche als alte Lithosphärenoberfläche sind bekannt.

Ich bezeichne im Aufschlusse einen durch Auswittern einer geringmächtigen Schicht entstandenen Hohlraum als Schichtfuge, eine herausgewitterte, widerstandsfähigere Schicht als Bank. Das erscheint mir dem allgemeinen Wortgebrauch am meisten zu entsprechen. Wir reden von Kalkbänken bei Kalk-Mergel-Wechsellagerung, von Sandsteinbänken bei der Sand-Ton-Wechsellagerung. Semper, 1917, hat recht, wenn er behauptet, daß es natürliche Aufschlüsse gibt, wo zwar eine Fuge vorhanden ist, aber eine Zwischenlage nicht nachgewiesen ist. Aber in zahlreichen Fällen ließen entsprechende künstliche Aufschlüsse (Steinbrüche u. a.) eine solche Zwischenlage erkennen. Die auskeilende Wechsellagerung verknüpft sie fest mit der Exogenese und Unterbrechungsschichtung reiht sich durch Übergänge unmittelbar an. Warum sollten wir den klaren genetisch-morphologischen Begriff der Schichtfuge über Bord werfen und durch den neutralen Ausdruck Bankungsfuge ersetzen? Das hieße doch das Kind mit dem Bade ausschütten. Man vergesse nicht, daß jeder irgendwie genetisch definierte Begriff in den deskriptiven Wissenschaften eine solche Verallgemeinerung vorstellt. Trotzdem ist er das unerläßliche Rüstzeug einer allgemeinen genetischen Naturerkenntnis. Wir dürfen nur nicht darauf vergessen, daß unsere

Abstraktionen ständig an der Anschauung weiter geprüft werden müssen. Semper scheint zu glauben, daß nicht auswitternde Zwischenlagen, sondern Lagerklüfte, welche gelegentlich unabhängig von solchen Zwischenlagen entstehen können, in der Regel die Ursache der Fugen sind. Gewiß gehen an den Zwischenlagen mit Vorliebe Bewegungen vor sich, und man könnte daher glauben, daß nicht die Zwischenlagen, sondern die Ablösungsflächen die Ursache der Fugen sind. Dem widerspricht aber die Erfahrung, daß die Fugen auch an tektonisch gänzlich unberührten Gesteinen ebenso entstehen wie an durchbewegten. Aus den Fugen auf tektonische oder gar diagenetische Bewegung zu schließen, wäre auch ein verderblicher Zirkelschluß.

In der Umgebung von Prag sind die unterturonen, sogenannten Weißenberger Pläner ein Beispiel für solche, Schichtung vortäuschende Lagerklüfte. Allerdings ist nicht erwiesen, daß die Klüfte nicht teilweise einem versteckten Gesteinswechsel folgen. Aber ihr unregelmäßiger Verlauf, seitliche Vereinigung und Verbiegung bilden einen in die Augen springenden Unterschied gegen echte Schichtfugen. Auch Stanczak, 1921, S. 22, erkannte, daß diese Fugen nicht durch Herauswitterung weicher Zwischenlagen entstanden sind.

Daß die Schichtung als Schar mechanischer Unstetigkeitsflächen eine Reihe von tektonischen Erscheinungen ermöglicht und neben Gesteinsfärbung und Diaklasen gewöhnlich das erste ist, was im Aufschlusse im Felde beobachtet wird, sei nebenher erwähnt.

Das in Abb. 1 abgeleitete Fazieschema kann auch der Erläuterung des Gesetzes von der Korrelation der Fazies nach Johannes Walther dienen, denn der schichtungsartige Fazieswechsel in vertikalem Sinne erfolgt zwischen nebeneinander entstehenden Fazies.

Die Grenzlinie der beiden Fazies ist natürlich in der Natur entsprechend dem Übergange im Medium keine scharfe, sondern eine allmähliche: bei der Kalk-Mergel-Wechselagerung eine allmähliche Änderung des Kalkgehaltes, bei der Verknüpfung klastischer Gesteine eine allmähliche Änderung der Korngröße usw. Denken wir uns, daß sich diese Änderung zwischen zur Wellenlinie (Abb. 1!) parallelen Grenzen vollzieht, so wird erklärlich, daß Kalkbänke um so reiner werden, je dicker sie werden, denn man nähert sich ja der reinen Kalkfazies. Das kann auch tatsächlich in vielen unten angeführten Beispielen beobachtet werden. Ebenso wird erklärlich, daß dickere Sandsteinbänke reiner von tonigen Beimengungen sind als dünnere. So sind im böhmischen Untersilur die verkieselten mächtigen Sandsteinbänke in  $d_2$  und  $d_3$  stets hell und rein, während die dünneren Sandsteinbänke in  $d_4$  dunkler sind und mehr Feldspat, Ton usw. beigemengt enthalten. Häufig sind sie dann von dem Tonschiefer nicht mehr scharf abgegrenzt.

Bei Sedimenten geringerer Tiefe würde die für die Entwicklung des Schemas vorausgesetzte Konstanz der Verhältnisse eine der Aufschüttung gleiche Senkung des Sedimentationsgebietes bedingen, wobei aber, wenn an marine Verhältnisse gedacht wird, die in der Regel mit der Senkung Hand in Hand gehende Entfernung der Küstenlinie durch Aufsteigen der Schwellengebiete verhindert werden müßte. Nur so könnte der faziesverschiebende Einfluß der Strandverschiebung hintangehalten

werden. Solche Gebiete sind aber vor allem die Geosynklinalen, welche also für die Entwicklung einfacher Verhältnisse am ehesten geeignet erscheinen.

In der Tat sind auch die Geosynklinalen das Gebiet regelmäßiger Schichtung mächtiger Sedimentmassen; das ist bereits Philippi, 1908, S. 376, aufgefallen. Wenn er aber den Boden der Geosynklinalen wegen jeder einzelnen Schicht in Bewegung setzen will, befindet er sich auf dem Holzwege und kann die auskeilende Wechsellagerung mit massigen Kalken nicht erklären. Diese sind es teilweise, welche Brinkmann, 1926, S. 219, gerade zur gegenteiligen Ansicht verführen. Weil er, seine eigenen Beobachtungen verallgemeinernd (vgl. diese Arbeit S. 491), tektonische Auf- und Abbewegung als allgemein gültige Schichtungsursache ansah, folgerte er: in den Geosynklinalen dauernd abwärtige Undation — daher keine Schichtung. Nur die auf Grund der auskeilenden Wechsellagerung im nachfolgenden entwickelte Theorie des Strömungswechsels führt aus diesem Dilemma und erklärt massige Sedimente neben wohlgeschichteten in den säkular sinkenden Ablagerungsräumen.

Der Idealfall Abb. 1 ist natürlich nie vollständig verwirklicht. Abgesehen davon, daß die Fazieskeile meist viel länger sind und allmählich in die andere Fazies übergehen, kommen unzählige Varianten durch seitliche Verlagerung des Wechselgebietes beider Fazies, durch Unregelmäßigkeiten der Dauer der Schwingungen, durch Beteiligung von mehr als zwei Fazies, Verschiedenheit der Sedimentationsgeschwindigkeit, Unebenheit der Unterlage usw. vor. Da unser Intellekt nur auf dem Wege der Abstraktion arbeiten kann, ist die Herausschälung des Wesentlichen in Form eines Idealfalles vollauf berechtigt.

Die Frage der Entstehungsbedingung der einzelnen Fazies ist in den Fällen, wo das Schema anwendbar ist, in den Gebieten leichter zu lösen, wo eine der beiden Fazies ausschließlich herrscht. Im Wechselabschnitt (Schichtungsgebiet) interessiert in erster Linie die Ursache des Wechsels. Wir haben bereits wahrscheinlich gemacht, daß der korrekte periodische Naturvorgang der Strömungswechsel im weitesten Sinne des Wortes sein muß. Die weite Verbreitung der Faziesverknüpfung durch auskeilende Wechsellagerung ist eine weitere Stütze dieser Anschauung. Die Betrachtung des marin-kontinentalen Strömungssystems läßt erkennen, daß die periodischen Schwankungen hauptsächlich auf eine Verlagerung der Stromgrenzen hinauslaufen. Allerdings sind hier wieder die seichteren Gebiete zunächst zu betrachten, wo die Entwicklung von Strömungsstockwerken nicht so sehr hervortritt. Der Vorgang stellt sich so dar, daß eine Strömung in den Bereich einer anderen Strömung hineinpendelt und umgekehrt. In gewissen Gebieten herrscht aber die eine oder die andere Strömung. Wenn man bedenkt, daß die physikalisch-chemischen Eigenschaften des Mediums als Voraussetzung der Faziesentwicklung in beiden Strömungen verschieden sind, ist auf diese Weise die Entstehung der auskeilenden Wechsellagerung erklärt und deren Verbreitung wird zur Stütze der Theorie des Strömungswechsels. Die schwankende Bedingungsgrenze in Abb. 1 erweist sich als Strömungsgrenze, welche durch ihr Pendeln den Wechsel der jeder der beiden Strömungen eigenen Fazies hervorruft.

Den rechten Sinn erhält diese Allgemeinbetrachtung allerdings erst dann, wenn für die verbreitetsten Schichtungsfälle die für die Art der Sedimentation maßgebenden Eigenschaften der Strömungen festgelegt werden und damit der Begriff, was wir unter einer Strömung zu verstehen haben, klarer herausgeschält wird. Durch die Allgemeinbetrachtung soll eben die Gleichartigkeit verschiedener Schichtungsfälle erklärt werden, denn tatsächlich tritt die Erscheinung bei den verschiedensten Gesteinen in so ähnlicher Weise auf, daß eine Allgemeindarstellung möglich sein muß, und diese glaube ich im vorstehenden gegeben zu haben.

Es erübrigt nun, die verbreitetsten Schichtungsfälle zu besprechen und die allgemeine Gültigkeit der Theorie des Strömungswechsels darzutun.

Überblicken wir die fossilen Sedimente, so heben sich sofort zwei durch Übergänge verknüpfte Schichtungsfälle von so großer Verbreitung heraus, daß alle anderen zusammengenommen eigentlich nur einen geringen Bruchteil ausmachen. Diese beiden Fälle sind: Wechsellagerung klastischer Gesteine verschiedener Korngröße und Kalk-Mergel-Wechsellagerung. Mit diesen Fällen wollen wir uns zuerst befassen.

## II. Wechsellagerung klastischer Gesteine verschiedener Korngröße.

Als maßgebende Eigenschaft des Mediums ist die Strömungsgeschwindigkeit anzusehen. Andere Faktoren, wie z. B. Salzgehalt, Wellenbewegung (sogenannte indirekte Schichtung Walthers) usw., können nur modifizierend wirken. Der Sedimentationsvorgang ist aber äußerst verwickelt und nicht vollständig theoretisch erfaßbar. Saura mo, 1923, S. 91—99, hat eine gute Darstellung gegeben. Im Normalfalle, wenn eine Strömung mit Material verschiedener Sinkgeschwindigkeit beladen ist, läuft die Wirkung der verschiedenen Strömungsgeschwindigkeit auf eine Sonderung nach der Korngröße hinaus. Bei stärkerer Strömung kommt gröberes, bei schwächerer feineres Material zur Ablagerung. Als Strömungsgrenze zur Erklärung der auskeilenden Wechsellagerung muß eine Fläche oder eine Wasserschicht gewisser, gleicher Geschwindigkeit angesehen werden, welche die Stromlinien schneiden kann und mit dem Strömungswechsel hin und her pendelt. Auf die auskeilende Wechsellagerung ist natürlich nur die Parallelschichtung beziehbar.

### a) Parallelschichtung.

#### α) Auskeilende Wechsellagerung.

Einen solchen Fall beobachtete ich selbst in der böhmischen Oberkreide in einer Reihe von Profilen, entlang des Baches in der Ortschaft Kunnersdorf bei Zwickau in Böhmen. Die Gesteine sind nach Andert, 1929, S. 100, 101 — Steinberg-Schmideberg — in den Emischer zu stellen, was eigentlich nach der petrographischen Beschaffenheit nicht zu erwarten wäre. Diese Frage ist natürlich hier nicht von Bedeutung. Von der Kreuzung der Straße Zwickau—Deutsch-Gabel mit

der Ortsstraße an nach S ist am linken unteren Talgehänge eine Reihe von Aufschlüssen zu beobachten, welche sich dahin verbinden lassen, daß Grobsandzwischenlagen gegen S immer mehr anschwellen und schließlich beim Totenstein die ganze Höhe des Aufschlusses ausmachen. Wenig nördlich vom Totenstein nehmen auch die schon verschmälernten Feinsandlagen gröbere Körner auf. Vom Totenstein nach S vollzieht sich das Umgekehrte.

Es handelt sich also um eine Grobsandmasse, welche beiderseits ins Feinsandgebiet Fazieskeile vorstreckt, entsprechend etwa dem rechten Teile der Abb. 1, rechts von W—X, mit einer symmetrischen Fortsetzung nach rechts. (Grobsandgebiet = vertikale Straffen!)

Die Grobsandzwischenlagen bilden hier Schichtfugen. Das reine Feinsandgebiet fehlt oder ist nicht beobachtet.

Die Deutung ist nach dem bereits gesagten einfach. Eine stärkere, Grobsand ablagernde Strömung pendelte beiderseits zeitweilig in das Gebiet einer schwächeren, Feinsand bildenden Strömung. Über die Strömungsrichtung besagen geschilderte Tatsachen nichts. Man darf von einer Beobachtung nicht mehr verlangen, als sie zu leisten imstande ist.

Der Umstand, daß der Zusammenhang hier durch Kombination hergestellt ist, und daß eine feinere, versteckte Störungen ausschließende Stratigraphie fehlt, beeinträchtigt den Wert dieses Beispiels etwas. Dafür bietet eine Literaturdurchsicht reichlich Ersatz. Es genügt, einige Fälle herauszugreifen.

Die Beschreibung der Ablagerungen des 1835 abgelassenen Lungernsees in der Schweiz deutet auf auskeilende Wechsellagerung. Nach Kayser, 1924, I, S. 481 und Fig. 364.

Ebenso sind die verschiedenen Gesteine in den Schemata miteinander verknüpft, welche Barrel, 1911, Fig. 3, 4, von Deltabildungen gibt. Es ist von Wichtigkeit, daß die ursprüngliche Aufschüttungsneigung der Schichten in Deltabildungen oft so gering ist, daß dies im beschränkteren Aufschlusse gar nicht ins Gewicht fällt.

In der Schweizer oligozän-miozänen Molasse verzahnen sich die Konglomerate (Nagelfluh) mit den übrigen Gesteinen, vgl. Heim, 1922, I, S. 65, Fig. 6.

Einen interessanten Fall beschreibt Winkler, 1926, S. 272—280, aus den Julischen Alpen und deutet ihn ganz im Sinne meiner Auffassung durch den Strömungswechsel. Die Bändermergel sind mit dem Flysch durch Übergänge verbunden. Die Sandsteinlagen des Flysch verjüngen sich im Bändermergel zu einer sandigen Lage, welche nach oben allmählich in feineres Sediment übergeht und auf einer Abspülungsfläche ruht. Der Vorstoß der gröberes Material führenden Strömung erfolgte rasch unter Aufarbeitung, der Rückzug allmählich. Die Strömungsgrenze erhält die besondere Auslegung einer Mischungszone zwischen Süß- und Brackwasser, wodurch die scharfe Grenze der Flyschsandsteinbänke gegen die Mergelzwischenlagen erklärt wird. Diese Erscheinung (scharf abgegrenztes Zwischenmittel) ist allerdings verbreitet, z. B. im böhmischen Paläozoikum im untersilurischen Sandstein  $d_2 = d_3$ . Nach meiner Auffassung hätte die paläogeographische Analyse auch hier von der auskeilenden Wechsellagerung auszugehen.

β) Ohne Rücksicht auf seitliches Verhalten.

Beispiele für Parallelschichtung, beruhend auf Wechsellagerung klastischer Gesteine verschiedener Korngröße, ohne Rücksicht auf seitliche Übergänge, sind so allgemein bekannt, daß ich mich hier ebenfalls kurz fassen kann.

Zahllose Fälle bietet die Sandsteinfazies der sächsisch-böhmischen Kreide. Schichtfugen entstehen sowohl durch tonige, als auch durch konglomeratische Zwischenlagen. Tonige Zwischenlagen im Emscher bei Böhmisch-Leipa beschrieb ich in meiner Arbeit Vortisch, 1928, S. 83—86, Abb. 1—3, Lichtbild 1, 2. Vgl. auch Andert, 1929, S. 72, 73, Abb. 8—10, Taf. 6, Fig. 2. Der Strömungswechsel ist hier lokal ein polarer. Plötzlich einsetzende rasche Strömungen können die am Ende des vorhergehenden Zyklus abgelagerten Tonlagen zu Tongallen aufarbeiten und zunächst groben, dann aber, bei Abnahme der Strömungsgeschwindigkeit, immer feineren Sand und endlich etwas Ton absetzen. Es ist von Wichtigkeit, daß solche regelmäßige Aufschlußstellen seitlich auf wenige Meter allmählich in Kreuzschichtung übergehen können, wo der Strömungswechsel ein viel unregelmäßigerer war. Wie verfehlt wäre es, aus einem beschränkten Aufschluß auf großzügige, etwa gar tektonische Regelmäßigkeiten zu schließen! Ähnliche, teilweise aufgearbeitete tonige Zwischenlagen im Sandstein schildert Lamprecht, 1928, S. 8—13, sehr eingehend aus dem Winterberggebiet des Elbesandsteingebirges. Die Aufarbeitung zu Tongallen scheint dort etwas Allgemeines zu sein, vgl. Lamprecht, 1928, S. 15. Da die Arbeit Lamprechts gleichzeitig wie die eben zitierte von mir entstand, konnte beiderseits nicht Bezug genommen werden. Aus dem zenomanen Süßwassersandstein der näheren Umgebung Prags (Vidoule S und Weißer Berg N des Motoltales) beschreibt Stanczak, 1921, S. 17, 18, tonige Zwischenlagen „sowohl zwischen den horizontal geschichteten Hauptbänken, als auch zwischen den diagonal gestellten Lagen innerhalb der Bänke“. Allerdings will er sie auf indirekte Schichtung zurückführen. Bei den diagonalen Lagen ist seitliche Strömung ohnehin erwiesen. Die horizontalen Sandsteinbänke sollen bis 2 m dick sein. Solche Sandmengen könnten doch nicht mit einem Schlage, wie die indirekte Schichtung erfordert, aufgewirbelt werden! Von Bedeutung ist vielmehr die Unterlagerung und seitliche Vertretung der Sandsteine durch Tone, vgl. Schander, 1924, S. 125 oben. (Schander, 1923, S. 62, in der textlich nicht ganz gleichen ersten Ausgabe der Arbeit 1924, erklärt, daß keine Tonzwischenlagen im Perutzer Sandstein der Vidoule und des Laurenziherges, d. i. Weißen Berges, vorkämen. Er hat sie wegen ihrer Geringmächtigkeit wohl übersehen.) Durch die seitliche Vertretung des Sandsteins durch Tone ist der Schichtungsfall den übrigen schon besprochenen beigeordnet.

Für gröbere parallele Zwischenlagen ist der Sandstein in der Umgebung der Sommerfrische Oybin bei Zittau ein gutes Beispiel, vgl. die ausgezeichnete Fig. 1, Taf. 9, des mitteljuronen Oybinfelsens bei Andert, 1929. Die Schichtfugen werden, wie ich mich selbst überzeugen konnte, durch konglomeratische Zwischenlagen hervorgerufen, welche bald mit dem



Liegenden, bald mit dem Hangenden durch Übergänge, d. h. durch Abnahme der hasel- bis wallnußgroßen Gerölle verbunden sind. Der polare Strömungswechsel ändert also hier seinen Sinn.

Weitere naheliegende Beispiele liefert das böhmische Algonkium und Paläozoikum:

Mitteldevon	{	Schiefer-Sandstein-Wechsellagerung,		
Unterdevon		Sandstein nach oben zunehmend . .	<i>h</i>	
Obersilur		Kalk-Mergel-Wechsellagerung . . . . .	<i>e—g</i>	
Diskordanz				
Untersilur	{	Schiefer-Sandstein-Wechsellagerung	Reinere, mächtigere Sandsteinbänke .	$d_5 = d\zeta$
			Reinere, mächtigere Sandsteinbänke .	$d_2 = d\delta$
			Schiefer mit Hornsteinknollen (Geodenterrain) . . . . .	$d_1 \gamma$ u. T. = $d\gamma_1$
			Diabastuffe und -decken, Roteisensteine . . . . .	$d_1 \beta = d\beta$
			Grundkonglomerat örtlich . . . . .	$d_1 \alpha$ u. T. = $d\alpha_1$
Diskordanz				
Kambrium	{	Schiefer-Sandstein-Konglomerat-Wechsellagerung, im oberen Teil Paradoxides-schiefer, unten Grundkonglomerat und Sadek-Bohutiner Grauwacke mit Trocknungsrisse und Tongallen . . . . .	<i>c</i>	
		Diskordanz		
Algonkium	{	Schiefer-Sandstein-Wechsellagerung oft mit starkem Vorwiegen der Schiefer, Schiefer-Konglomerat-Wechsellagerung an der Basis der oberen Abteilung . . . . .	<i>b</i> ob. T.	

Neuere Literatur: Kettner und Kodym, 1919, Heritsch, 1928. Stanczak, 1921, S. 2—16, hat in seiner leider bisher unveröffentlichten Dissertation die Gesteine des Untersilurs bei Prag rücksichtlich ihrer Schichtung einer genauen mikroskopischen Analyse unterzogen. Sein Ergebnis über die Schichtungsart entspricht obiger Übersicht.

Die S. 479 näher behandelte Kalk-Mergel-Wechsellagerung bildet, ganz entsprechend der geringen Beteiligung der Kalke an den Sedimenten überhaupt, eine der Mächtigkeit nach stark zurücktretende Einschaltung.

### b) Schrägschichtung.

Dieses Kapitel bildet lediglich einen Anhang zur klastischen Parallelschichtung. Ich weise zunächst auf ein Beispiel hin, welches tatsächlich einen Kombinationsfall zwischen Parallelschichtung (Kalk-Mergel-Wechsellagerung) und Schrägschichtung darstellt. Es wurde von Winkler, 1926, besonders Fig. 2, S. 291, beschrieben. Die den Hornsteinplattenkalken

innerhalb der Kalkbänke eingeschalteten kreuzschichtigen Lagen beweisen lediglich die zeitweilige Steigerung der Geschwindigkeit der kalkfreundlichen Strömung in den Geschwindigkeitsbereich der Kreuzschichtung. Im übrigen ist die Wechsellagerung eine Folge des Wechsels kalkfreundlicher und kalkfeindlicher, chersogenen Detritus führender Strömungen, wie dies im nächsten Kapitel näher auseinandergesetzt wird. Mit den von Andréé, 1916, S. 377 und 388—390, dargelegten Fällen hat dieses Beispiel nichts zu tun.

Im allgemeinen sind wir bezüglich der Schrägschichtung heute noch nicht viel weiter, als die Zusammenfassung, welche Andréé vor 15 Jahren gegeben hat. Wie im Falle der Schichtung überhaupt, erweist es sich als naiv, lediglich aus den Aufschlußbildern der Schrägschichtung gleich auf das paläogeographische Milieu schließen zu wollen. Ein besonders oft unterlaufender Fehler, den auch Andréé tadelt, ist der Mangel an der Beachtung der räumlichen Verhältnisse. Deren Darstellung in Stereogrammen wäre zweckmäßig. Wie bei den übrigen Schichtungs-fällen wären zunächst die physikalischen Vorgänge im Medium, also wieder die Strömungsverhältnisse, aufzuklären. Hiezu wird aber das Experiment unentbehrlich sein. Die Flußbaulaboratorien würden hier gute Dienste leisten. Solange auf diesem Wege nichts erreicht ist, bleibt nur das Weitersammeln und Beobachten. Dementsprechend begnüge ich mich mit der Darlegung einiger mir bekannter Beispiele.

Den einfachsten Fall bildet das Gestein, welches als Erosionsreste den Mönchsberg und Rainberg in Salzburg aufbaut. Bänke von 0·6 bis 1·2 m Mächtigkeit mit reichlichem, kalkig-sandigem Bindemittel werden durch leichter auswitternde, bindemittelarme, also reiner konglomeratischer Lage von 4 bis 10 cm Dicke getrennt. Auch kalkarme sandige Lagen bilden Fugen, vgl. Fugger, 1903, S. 13. Seit langem hat das regelmäßige, höchstens 30° betragende Fallen des Gesteines zur Annahme tektonischer Aufrichtung geführt. Was dem erfahrenen Auge sofort auffällt, ist das Fehlen von Diaklasen, welche kaum ein tektonisch aufgerichtetes Gestein verschonen könnten. Schon dieser Umstand macht tertiäres Alter unwahrscheinlich. Das Auffinden von Moränen im Liegenden und Hangenden, Gletscherschliffe auf der Hangendfläche beweisen interglaziales Alter. Schließlich ist die Einfallsrichtung keine so konstante, als es auf den ersten Blick scheinen mag, sondern ändert sich um einen beträchtlichen Winkel, von SW am Südwestende des Mönchsberges über W nach NNW am Nordende des Mönchsberges. Auch Nordnordostfallen soll vorkommen, vgl. Penck und Brückner, 1909, S. 161—164. Penck läßt vor unseren Augen einen interglazialen See erstehen, in welchen das Konglomerat geschüttet wurde. Sicher hat ein Wasserlauf mit steilem, zum Transport groben Gerölles befähigendem Gefälle unvermittelt durch einen starken Gefälleknick seine Transportkraft verloren. Vielleicht ist die Schichtung durch jahreszeitliche Wasserstandschwankungen des Flusses hervorgerufen. Wir haben hier wirklich einen verhältnismäßig einfach gebauten Kegel vor uns. Lokal widersinniges Einfallen erklärt sich dadurch, daß der Vorbau nicht überall gleichmäßig erfolgte. Eine von einem starken Mündungsarm gespeiste, vorausseilende Partie konnte auch widersinnig wachsen.

Weniger klar sind die Verbandverhältnisse. Die Ablagerung muß einst mächtiger gewesen sein, denn von flacher liegendem oder wirt kreuzschichtigem, im Gebiete der Zufuhrkanäle gebildetem Gestein ist nichts erhalten. Auf Grundablagerungen, in welche die schrägen Bänke übergehen müßten, deutet vielleicht die Bemerkung Pencks und Brückners, 1909, S. 162, Zeile 7, 8: „auf die (nämlich die Mergel) sich . . . . zunächst eine Sandsteinbank . . . . lagert“. S. 163 ist von weiter im N vorhandenen, gleichalterigen Sandsteinen die Rede.

Auch im Emscher der Umgebung von Zwickau in Nordböhmen erreicht die Schrägschichtung riesige Ausmaße. Die Sandsteinbänke werden durch Schichtfugen getrennt, deren Ursache oft nur wenige Millimeter dicke Zwischenlagen etwas gröberes Sandsteines sind. Manchmal sind die auswitternden Zwischenlagen für die Feldbeobachtung nicht vom übrigen Gestein zu unterscheiden. Auch hier bleibt die Richtung des Einfallens über größere Strecken konstant. Aber man kann diskordante Überlagerung durch flache Sandsteinhauke beobachten. Die Schrägschichtung scheint sich in mehreren Stockwerken zu wiederholen. Da alle aufgefundenen Versteinerungen auf rein marine Verhältnisse hinweisen, können nur die Gezeitenströmungen im Flachmeer die Sandmassen transportiert haben.

In beschränkten Aufschlüssen in der Richtung des Schichtfallens ist sowohl im Emscher Nordböhmens als im Mönchsbergkonglomerat die Entscheidung, ob es sich um tektonische Aufrichtung oder Schrägschichtung handelt, schwer zu treffen. Einen Anhaltspunkt für das Vorhandensein der Schrägschichtung bieten konvergierende Schichtfugen. Dagegen geben Aufschlußwände senkrecht zur Fallrichtung, d. h. also in der Streichrichtung, meist Bilder, welche das Vorhandensein der Schrägschichtung außer allen Zweifel stellen. Vortisch, 1924, S. 1—4, Fig. 1, 2.

Zeigen die eben erwähnten Beispiele eine gewisse Regelmäßigkeit in der Größe und Richtung des Einfallens der schrägen Bänke, so bildet der glaziale Sandur von Pankratz in Nordböhmen ein Beispiel vollständiger Regellosigkeit. Vortisch, 1925, S. 4. Die Fallrichtung der schrägen Lagen wechselt ständig, dazu kommen zahlreiche unregelmäßige Diskordanzen. Es entsteht das Bild der wirren Kreuzschichtung, André, 1916, S. 391.

Wenn wir uns auch in den angeführten Beispielen eine Vorstellung von den Entstehungsbedingungen gemacht haben, so fehlt doch jede klare physikalische Einsicht in den Entstehungsvorgang, welcher allein zur Grundlage einer exakteren paläogeographischen Auswertung dienen kann. André, 1916, S. 382—399, äußert sich dementsprechend stets nur vermutungsweise. Über dieses Stadium sind wir noch nicht hinaus.

Die Schrägschichtung der äolischen Sande bildet nur einen untergeordneten Teil des ganzen Kapitels.

Ewald, 1920, glaubt im Buntsandstein ein Kriterium zur Unterscheidung der Kreuzschichtung fluviatiler und äolischer Kreuzschichtung gefunden zu haben. Die Ansicht bedarf jedenfalls noch weiterer Restätigung.

### III. Kalk-Mergel-Wechselagerung.

#### a) Auskeilende Wechselagerung der Steinplatte bei Waidring.

Ich beginne hier gleich mit den Verhältnissen im Rhät der ostalpinen Trias an der Westseite der Steinplatte bei Waidring in Tirol, da diese für die Entwicklung meiner Auffassung maßgebend waren. Eine eingehende Beschreibung habe ich bereits 1926, S. 3—12, gegeben. Ich wiederhole nur kurz das für das Schichtungsproblem in Betracht kommende.

Ganz entsprechend unserem Schema greifen von N her Mergelungen in den weißen, reinen, sogenannten Riffkalk, endigen auch wie gefordert verhältnismäßig unvermittelt, vgl. Abb. 2. Die Kalklagen dazwischen werden gegen N toniger und dunkler, ein Zeichen für den beginnenden Übergang in Mergel. Eine Abweichung von unserem

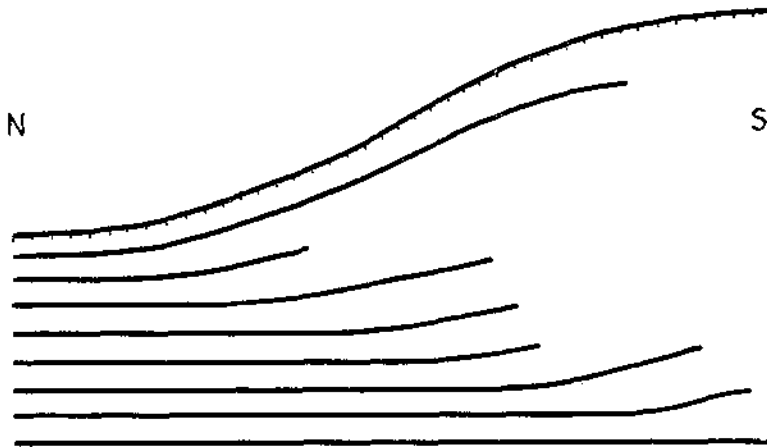


Abb. 2. Auskeilende Wechselagerung zwischen Mergeln links (dicke Striche) und oberrhätischem Riffkalk rechts (ohne Signatur) an der Steinplatte bei Waidring, vgl. Vortisch, 1926, Taf. I. Etwas schematisiert — es sind viel mehr Mergelzwischenlagen vorhanden. Das reine Mergelgebiet fehlt. Zauflinie — obere Grenze des Rhät und gleichzeitig des Aufschlusses.

Schema wird zunächst durch die größere Mächtigkeit der kalkigen gegenüber der mergeligen Fazies hervorgerufen, wodurch die Mergelkeile gegen S etwas ansteigen müssen. Die reine Mergelfazies fehlt, ist aber in geringer Entfernung zu vermuten.

Gemäß unserem Schema, Abb. 1, ist die Schichtung im linken Teile des Aufschlusses, als Wechselagerung zwischen Mergel und Kalkbänken, eine Folge des Hin- und Herpendelns der unscharfen Grenze zwischen den Gebieten der Mergel- und der Kalkbildung. Da der Niederschlag festländischen tonigen Materials keine Erklärungsschwierigkeiten bietet, bleibt noch die Kalkbildung, in geringerer Menge im Mergelgebiet, reichlicher und fast ausschließlich herrschend im Kalkgebiet, zu erklären. Die marine Kalkbildung — es handelt sich nach den organischen Resten zweifellos um marine Gesteine — ist leider noch nicht restlos geklärt. Auf diese Frage näher einzugehen, ist hier nicht unbedingt

nötig. Zur Erklärung der vorliegenden Faziesverknüpfung genügt die gewiß viele Anhänger zählende Ansicht, daß die marine Kalkbildung in erster Linie vom physikalisch-chemischen Zustande des Meerwassers (Hydroklima) abhängt. Die Entscheidung gehört hier wohl dem Studium der Kalkbildung in den rezenten Meeren. Auf Grund gewisser Beobachtungen nehme ich an, daß die Kalkbildung, wenn die hydroklimatischen Bedingungen gegeben sind, durch die Organismen irgendwie gefördert wird. Besonders in der Übergangszone zwischen Riffkalk und Kössener Kalk südlich vom Sonntagshorn (Vortisch, 1927, S. 102, 103) schwellen nämlich in den Kössener Kalken einzelne Kalkbänke zu kleinen Riffen von der allgemeinen Gestalt der rhätischen Riffe (Vortisch, 1926, Abb. 4) an. Aus dem für das benachbarte Riff nötigen, aber auch hier wahrscheinlich noch gültigen Senkungsvorgang ist zu schließen, daß sie bereits unter der Grenze des Korallenwachstums (in diesem Falle Thecosmilienwachstums) entstanden sind. Gleichwohl ist das Gestein von Resten anderer benthonischer Organismen erfüllt, im Gegensatz zu den benachbarten, unveränderten Kalken. Der Kalk der Riffchen ist heller und reiner als der der Nachbarschaft. Die Kalkbildung muß durch eine auf wenige Meter wirkende Ursache befördert worden sein. Eine derartige anorganische Ursache ist nicht denkbar, es bleibt nur die Wirkung der Organismenkolonien, die ja auch ihre Reste zurückgelassen haben. Am ehesten wäre an Verwesungsfällungskalk oder physiologischen Fällungskalk zu denken. Aber die Vorbedingung der Kalkbildung ist eine anorganische und gehorcht den exogenen Vorgängen. Diese anorganische Bedingtheit genügt im allgemeinen für die Erklärung unserer Faziesverknüpfung. Die Organismenwirkung ist ihr untergeordnet und kommt nur gelegentlich, wie in dem eben geschilderten Falle, selbständig zur Geltung. Keinesfalls sind die hier behandelten Riffe einfach Haufen von kalkigen Resten, die als Fremdkörper in den benachbarten Sedimenten stecken, sondern sie sind mit diesen eng verknüpft. Manchmal mögen solche Organismenanhäufungen vorkommen und vielleicht sind auch manche Partien der oberrhätischen und im nachfolgenden ihnen verglichenen Riffe sogenannter gewachsener Riffkalk. Für die Faziesbeziehungen der Vorkommnisse, welche ich im Auge habe, ist dies ohne Belang. Oft wurden die Riffe, die besser nach meiner Auffassung zu erklären sind, fälschlich als solche Fremdkörper dargestellt, z. B. das an der Steinplatte selbst von Mojsisovics, 1871, Taf. VII, Fig. 11. Die vorgebrachte Anschauung über die Kalkbildung berührt sich mit der Arn. Heims, 1924, S. 28, 29, wonach „die Riffe und gesteinsbildenden Kalkschalenorganismen überhaupt an jene Meeresräume gebunden sind, wo der Kalkgehalt zum Ausschneiden neigt.“ Dagegen halte ich die Deutung jedes dichten Kalzits zwischen kalkigen, organischen Resten als anorganischen Übersättigungskalk für eine allzu naive Auslegung des Schliffbildes. Vor allem ist die Tätigkeit der Schlammfresser, korallenabweidende Fische und die feinsten organischen Strukturen zerstörende Umkrystallisation zu wenig berücksichtigt. Wo anders sind die Kokkolithen, Globigerinenstachel usw. hingekommen, die doch sicher in großen Mengen in die fossilen Sedimente gelangt sind? Meiner Erfahrung an Schliffmaterial nach werden auch alle dem Meerwasser längere Zeit

ausgesetzten Organismenreste zu dichtem Kalzit. Ähnliches berichtet Goldman, 1926, S. 42, vom Riffsande der Bahamainseln in erster Linie für Kalkalgenreste.

Als Erklärungsmöglichkeit für das Neben- und Nacheinander kalkreicher und kalkarmer Schichten liegt nunmehr der Wechsel der Meeresströmungen auf der Hand. Im Riffgebiet herrschte eine von chersogenem Material fast freie, die Kalkbildung begünstigende Strömung, im Gebiete der Mergelfazies, in welches sich unser Aufschluß nicht ausdehnt, eine mit chersogenem, tonigem Material beladene, der Kalkbildung weniger günstige Strömung. Die Grenze der verschiedenen Bildungsbedingungen, welche durch ihr Pendeln die Wechsellagerung zwischen kalkreicheren und kalkärmeren Gesteinen hervorrief, war der allmähliche Übergang zwischen den beiden Strömungen. Dementsprechend vermergeln die Kalkbänke weiter entfernt vom Riffkalk mehr und mehr, während sie andererseits ganz allmählich in Riffkalk übergehen. Die von mir ausgesprochene Ansicht über die Kalkbildung trägt der engen Gesteinsverknüpfung Rechnung. Sie läßt den Riffkalk nicht als etwas Fremdes innerhalb des Gesteinsverbandes erscheinen, wie die ältere Theorie der Kalk- und Riffbildung (organischer Kalk im engeren Sinne). Eine enge Verbindung des Riffkalkes mit den heteropischen tonigen Kalcken kommt auch durch die Gemeinsamkeit der von mir so genannten subklastischen Textur zustande, d. h. der reichlichen Anteilnahme von aus dichtem Kalzit aufgebauten, geröllchenartigen Körperchen an der Zusammensetzung des Gesteines. Ich neige jetzt zu der Meinung, daß es sich mindestens z. T. um Algenreste handelt, welche unter dem Einfluß des Meerwassers ihren Feinbau verloren haben, vgl. Goldman, 1926, S. 42. Die Einschwemmung von Riffschlamm in die heteropische Region stößt bei meiner Strömungstheorie auf kein Hindernis.

Die Ablehnung des Strömungswechsels durch Alb. Heim, 1909, S. 338, für regelmäßige Kalk-Mergel-Wechsellagerung, die auch von Arn. Heim, 1924, S. 17, aufrechterhalten wird, hat die Erkenntnis der großzügigen Gesetzmäßigkeit entschieden gehemmt. Rhythmische Fällung kann nie eine Faziesverknüpfung wie die an der Steinplatte erklären. Warum sollte sie an dem ungeschichteten „Riffkalk“ halt machen? Gerade die Schweizer Geologen betonen doch den geringen Anteil rein organischen Kalkes. Irgendwie chemisch oder physiologisch ausgefallter Kalk müßte sich auch im Riffgebiet rhythmisch abscheiden und Schichtung hervorrufen, welche die Verwitterung enthüllen würde. Davon ist aber nichts zu sehen. Die im nachfolgenden erwiesene ungeheure Verbreitung der Steinplatte ähnlichen Faziesverknüpfung läßt aber daran denken, daß sie dort, wo sie heute nicht zu beobachten ist, abgetragen wurde oder verhüllt geblieben ist. Auch die Fälle, wo das nicht zugänglich ist und wirklich „die einzelnen Schichten weithin durch das Meer gleichartig gebildet“ wurden (Alb. Heim, 1909, S. 334), „wo es sich . . . um Absätze in weiten Meeren und um große ausgedehnte Regelmäßigkeit des Schichtwechsels handelt“, widersprechen dem Strömungswechsel nicht. „Die Periodizität in der Zufuhr mechanischen Materials“ bildet heute, wo die Periodizität der Meeresströmungen erwiesen ist (es handelt sich ja um feinste Trübe), kein Hindernis mehr.

Arn. Heim, 1924, kommt bei der Suche nach der Ursache der Schichtung der Kalke dem Strömungswechsel sehr nahe. Er erkennt das schwankende Hydroklima als Ursache der Schichtung, als Ursache des schwankenden Hydroklimas wiederum u. a. die Strömungen. Diese können durch entfernte tektonische Veränderungen beeinflußt werden, vgl. Arn. Heim, 1924, S. 34, 36. Zur Erkenntnis, daß der Wechsel des Hydroklimas der allgemeinen Schichtungsursache des Strömungswechsels untergeordnet ist, bleibt nur ein Schritt. Es ist doch unnatürlich, so ähnliche Schichtungsfälle wie die von Arn. Heim, 1924, S. 17, Fig. 5, abgebildeten, die bipolare Kalk-Mergel-Wechselagerung der Drusbergschichten (A) und die polare der Fischschiefer (B) von gänzlich verschiedenen Ursachen herzuleiten. Solche Fälle sah ich in einem Schichtstoß durch Übergänge verknüpft. Bald regelmäßiges, bald unregelmäßigeres Pendeln der Strömungsgrenze erklärt alles viel einfacher. Im ersten Fall (A) war der Hin- und Hergang gleich schnell, im zweiten Fall (B) rückte die tonliefernde Strömung rasch vor, wirkte zunächst durch ihr kalkfeindliches Hydroklima etwas lösend auf den bereits gebildeten Kalk und zog sich langsam zurück.

Wepfer, 1926, faßt unter dem Begriff „Auslaugungs-Diagenese“ zunächst eine Reihe von Beobachtungen zusammen, welche auf Lösungsvorgänge in Kalken hinweisen. Es kommt natürlich sehr darauf an, welche Allgemeinbedeutung man diesen Beobachtungen beimißt. Ton-schiefer sollen ihren Kalkgehalt durch Auslaugung verloren haben. In Anlehnung am Semper, 1917 (vgl. S. 458), sollen die mergeligen Zwischenlagen in Kalken durch Auslaugung an Lagerklüften entstanden sein, die Kalk-Mergel-Wechselagerung somit nur vorgetäuscht oder wenigstens außerordentlich verschärft sein, vgl. Wepfer, 1926, Fig. 2, S. 32. Warum treten aber dann die Tonzwischenlagen ebenso zwischen Sandsteinbänken und im Steinsalz auf? Wie ist dann die so verbreitete ausgekeilte Wechselagerung zu erklären? Auf diese Fragen vermag die Auslaugungs-Diagenese keine Antwort zu geben. Da die Auslaugung im Bereiche der Grundwasserzirkulation stattfinden soll, müßten künstliche Aufschlüsse der Salzlagertätten ganz abweichende Gesteine zutage fördern, denn das Salzgebirge kann nicht ausgelaugt sein, sonst wäre es nicht mehr vorhanden. Nichts derartiges wird berichtet. Überhandnehmende Wechselagerung von Ton zu Dolomit und Kalk, Kalk-Mergel-Wechselagerung, Dolomit-Mergel-Wechselagerung sind gerade so vorhanden wie im Hochgebirge. Der Semper-Wepfersche Skeptizismus vermag den Wert einer Arbeit wie der Andrées, 1916, welche ein riesiges Beobachtungsmaterial vereinigt, nicht in Frage zu stellen. Gelegentlich mögen Lösungsvorgänge an der Kalk-Ton-Grenze eine Rolle spielen und sie dürfen nicht außer Acht gelassen werden, aber die Verallgemeinerungen Wepfers stellen eine riesige Übertreibung dar, welche ein Hindernis für die paläogeographische Analyse der Sedimente bildet.

Die schon eingangs erwähnte Vorbedingung der Entwicklung regelmäßiger Verhältnisse, nämlich die mit der Sedimentation Schritt haltende Senkung, wird im Riffgebiet der Steinplatte außerdem noch durch die Durchwachsung der ganzen, an 200 m dicken Riffmasse mit Korallen

(Thecosmilien) bewiesen. Bei rezenten riffbildenden Korallen ist die Tiefe von 40 m als untere Wachstumsgrenze anzunehmen. Gewisse Beobachtungen (Vortisch, 1926, S. 47) beweisen die Gültigkeit dieser biologischen Bedingung für das Wachstum der Thecosmilien.

Eben diese Vorbedingung allmählicher Senkung dürfte einer der Gründe sein, daß man der Steinplatte ähnliche Faziesverknüpfungen zwischen Kalken und Mergeln vorwiegend in Geosynklinalgebieten zu suchen hat.

b) Beispiele auskeilender Wechsellagerung zwischen Mergeln oder geschichteten Kalken und Dolomiten und massigeren Kalken und Dolomiten.

Ich führe nun Beispiele hauptsächlich aus den Alpen und dem böhmischen Paläozoikum, den beiden mir durch Naturbeobachtung und Literaturstudium bekannten Geosynklinalgebieten an. Sie schließen sich eng an die besprochenen Verhältnisse an und erweisen deren allgemeine Gültigkeit. Miteingeschlossen sind auch solche Fälle, wo die Mergel oder die Kalk(Dolomit)-Mergel-Wechsellagerung seitlich durch größer geschichtete oder massige Dolomite und dolomitische Kalke vertreten werden. Der Strömungswechsel bleibt auch dann die beste Erklärung, wenn der Dolomit direkt aus dem Meerwasser entstanden ist oder der Kalkschlamm unmittelbar nach der Bildung unter dem physikalisch-chemischen Einflusse des Meerwassers dolomitisiert wurde. Etwaige diagenetische Dolomitisierung bedeutet keine Änderung der Sedimentationsvorgänge. Diese allein, nicht die Diagenese, werden hier erörtert.

#### a) Alpen.

Ein Beispiel, das sich an die Verhältnisse im oberen Rhät unmittelbar anschließt, ist der Fazieswechsel von geschichtetem Dachsteinkalk zum ungeschichteten Hochgebirgskalk in der norischen Stufe der ostalpinen Trias. Im Salzkammergut vollzieht sich der Übergang gegen S durch Aufhören der Schichtfugen auf kurzer Strecke. Spengler, 1918, S. 33—34. Gegenüber diesem Fazieswechsel des weit über 1000 m mächtigen Gesteins bedeutet der oberrhätische Fazieswechsel nur ein kurzes Nachspiel. In verschiedenen Teilen ist der Hochgebirgskalk von Korallen durchwachsen, wodurch gleichmäßige Senkung auch hier wahrscheinlich wird. Sollte das Zwischenmittel zwischen den Bänken des Dachsteinkalkes, wie bisweilen behauptet wird (vgl. Arn. Heim, 1924, S. 18—20), wirklich stellenweise fehlen, so bedeutet das keine Änderung unserer Anschauung über die Entstehung der Schichtung, denn die Omissionsschichtung ist nur ein Grenzfall der Kalk-Mergel-Wechsellagerung.

Ganz ähnliche Faziesübergänge vom norischen dunklen Hornsteinknollenkalk (= Aflenzer Kalk) zum Hochgebirgskalk beschreibt Spengler, 1920, S. 230 und 237, 238, Taf. IV, Prof. I (Schönleiten, Höchststein, Feistringstein) aus dem Aflenzer Triasgebiet. Mir vorliegende Lichtbilder zeigen paketweises, ziemlich unvermitteltes Aufhören der Schichtfugen.



Ferner wird in der ladinischen Stufe der Reisalpendecke des Traisengebietes Guttensteiner-Reiffinger Kalk allmählich durch mächtigeren, helleren, dickbankigen Wettersteinkalk ersetzt. Es ist dies nur ein Bestandteil eines verwickelteren Fazieswechsels, an welchem auch Dolomit beteiligt ist. Spengler, 1928, S. 114—116 und Taf. I, Prof. XI, X (Gemeinde Alpe — Punkt 999).

Die auffälligsten Beispiele für alpinen Fazieswechsel bieten die süd-tiroler Dolomiten. Die Erforschung dieses Gebietes ist gleichbedeutend mit den Fortschritten in der Kenntnis dieses Fazieswechsels, besonders in der ladinischen und karnischen Stufe. Als Hauptursache der Fazieszersplitterung werden die Eruptionen angesehen. Cornelius und Furlani-Cornelius, 1926, S. 31, 32. Starke Bodenbewegung und unregelmäßige Material(= Tuff)lieferung war mit den Eruptionen verknüpft. Gleichwohl herrscht der Strömungswechsel und ruft Gesteinsverknüpfungen ähnlich unserem Hauptbeispiel hervor, vgl. z. B. das bekannte „Richthofenriff“ Mojsisovics, 1878, S. 248—250, mit Lichtbild und schematischer Figur und den Faziesübergang der Fermadagruppe Ogilvie-Gordon, 1927, S. 128, Fig. 18 und Taf. IX. Auffallend ist der geringe Umfang des Wechselgebietes. Cassianer Mergel und Schlerndolomit, bzw. Cipitkalke greifen direkt ineinander. Vielleicht erklärt sich das so, daß die Mergel nur die feinsten Schlemmprodukte der Tuffe sind, die in geringer Entfernung ausbrachen. Hiefür spricht entschieden das von Cornelius und Furlani-Cornelius, 1926, S. 32, Fig. 7, gegebene Fazies-schemata. Übrigens können auch Tuffe direkt an der auskeilenden Wechsel-lagerung beteiligt sein. Für die Entwicklung eines großen Pendelgebietes war kein Raum. Stellenweise scheinen nach Cornelius und Furlani-Cornelius, 1926, S. 8, 28, 30, auch dunklere Kalke einen allmählicheren Übergang zwischen Tuff und Schlerndolomit zu vermitteln. Ein plankonvexes Riff dürfte auch der Marmolatakalk sein. Daß Fugen dieses Gesteines etwas anderes sein sollen als Mergelzwischenlagen, ist recht unwahrscheinlich. Es muß wieder darauf verwiesen werden, daß das Zwischenmittel in natürlichen Aufschlüssen oft nicht nachweisbar ist. Tuffzwischenlagen sind lokal beobachtet, Cornelius und Furlani-Cornelius, S. 25 und Fig. 11. Um so merkwürdiger ist es, daß diese Autoren zu dem Schlusse kommen, daß sich das An- und Abswellen ganz ohne auskeilende Wechsellagerung vollzieht. Das Faziesprofil Fig. 7, welches diese Meinung zum Ausdruck bringt, erhält durch die Reduktion der Marmolatamasse sozusagen auf eine Schichtenfuge etwas Unwahrscheinliches. Eine geologisch meßbare Zeit muß der Marmolatakalk doch gebraucht haben, um zu riesiger Mächtigkeit anzuschwellen. Die Tufffazies wurde, wie ihre auskeilende Wechsellagerung mit Cassianer Mergeln und Schlerndolomit im Fazies-schemata bezeugt, allmählich gebildet. Einem tieferen, meßbaren Teil der Tuffe muß auch die Marmolatamasse entsprechen und wechsellagernd damit verknüpft sein. Dann konnte sie als Aufragung von jüngeren Tuffen eingehüllt werden. Die Erforschung der Dolomiten hat zwar große Fortschritte gezeitigt, aber die Literatur ist noch immer mehr auf größere Zusammenhänge gerichtet und gibt zu wenig Auskunft über sedimentpetrographische Einzelheiten. Hier wären auf diesen Gegenstand gerichtete Einzeluntersuchungen notwendig und erfolgversprechend.

### β) Böhmisches Paläozoikum.

Im böhmischen Paläozoikum beschrieb Liebus, 1911, S. 107, Fig. 20 und Taf. II, Fig. 2, den Fazieswechsel aus dem Schwarzenbergischen Steinbruch unter dem Prokopikirchlein im Hlubočeper Tal, welchen Kettner, 1917, S. 10—14, Abb. 2, stratigraphisch deutete. Im mittleren Teil von  $g_1 = g_a$  gehen geschichtete Kalke durch Aufhören mancher Schichtfugen und Mächtigkeitszunahme mancher Bänke in dickbankige Kalke über.

Eine ausgedebntere Literaturdurchsicht würde die Reihe dieser Beispiele beliebig vermehren.

#### c) Beispiele, wo die auskeilende Wechsellagerung zu vermuten ist.

Aber auch in jenen Fällen, wo der Übergang nicht direkt aufgeschlossen ist, kann er aus dem Vorhandensein der verschiedenen Fazies wenigstens erschlossen werden. Hieher gehören alle Beispiele, wo weniger oder nichtgeschichtete, reinere (katarrhische) Kalke gleichalterigen, wohlgeschichteten (symmetrischen) Kalken und Mergeln gegenüberstehen und Entstehung beider Fazies im gleichen Meeresbecken wahrscheinlich ist.

Hier ist zunächst daran zu erinnern, daß in gewissen Teilen der nordostalpinen Trias ungeschichtete und grob gebankte Kalke und Dolomite fast alle Stufen von der anisischen bis zur rhätischen vertreten. Auch die karnische Stufe geht bisweilen in dieser Masse auf.

Von tektonischer Bedeutung war die Erkenntnis der Gleichalterigkeit des Wettersteinkalkes und der Partnachmergel in den bayrischen Alpen. Leuchs, 1927, S. 27—31. Der Hauptdolomit nimmt in den Allgäuer Alpen nach N an Mächtigkeit ab und tonige Zwischenlagen werden dafür dicker, Leuchs, 1927, S. 43.

Zahlreiche Beläge liefern die Faziestabellen und Diagramme des schönen Werkes von Alb. Heim, Geologie der Schweiz. In Jura und Kreide des Jura gebirges, I. Bd., Taf. XVIII, ferner Fig. 78, S. 490 im unteren Malm. In den helvetischen Decken II. Bd., 1. Hälfte, S. 277, Fig. 67 und S. 291: Quintnerkalk und Korallenkalk (Sequanien-Portland) gehen gegen S in Cephalopodenmergel und Zementsteinschichten über. S. 294, Fig. 73 und S. 305, Fig. 78: Urgonfazies: Öhrlikalk (Berriasien), Valangienkalk, Kieselkalk (Hauterivien), Schratzenkalk (Barremien) im NNW vermergeln unter starker Mächtigkeitszunahme gegen SSO. Die ganze Darstellungsweise zeigt, daß das Fazieschema der auskeilenden Wechsellagerung den Schweizer Geologen vertraut und leitend war. Um so merkwürdiger ist es, daß es von ihnen bisher nicht zur Erklärung der Schichtung herangezogen wurde, sondern die S. 469 besprochene und abgelehnte Theorie der rhythmischen Fällung aufgestellt wurde, welche gerade an dieser Faziesverknüpfung scheitert. Man darf bei den angeführten Beispielen aus den helvetischen Alpen allerdings nicht vergessen, daß sie durch Deckenabwicklung konstruiert sind. Sie verlieren dadurch etwas an paläogeographischer Beweiskraft. Der vorgefaßte Faziesplan gab erst die Grundlage für die Abwicklung. Trotzdem bildet

die Anwendbarkeit des Schemas und seine Widerspruchslosigkeit mit den tektonischen Verhältnissen auch einen gewissen Anhaltspunkt für die Richtigkeit des Schemas.

Auch im böhmischen Paläozoikum war die Erkenntnis der im SW-Flügel des Kalkterrains entwickelten riffartigen Bildungen die Grundlage für die richtige Beurteilung der Stratigraphie des Obersilurs und Devons. Kettner und Kodym, 1919, S. 8, 9, Kodym, 1925, S. 64—69. Der Begriff „Riffkalke“ wird allerdings mehr im Gegensatz zu mergelreicheren Gliedern der Kalk-Mergel-Wechselagerung gebraucht. Im oberen  $e_1 = e_a$  ist diese Fazies in Form von grauen, wenig geschichteten, bituminösen Krinoidenkalken nur im Berauntale bei Lištitz vorhanden. In  $e_3 = e_b$  ist das gleiche Gestein etwas verbreiteter, u. zw. von Lodenitz über St. Johann unter dem Felsen, Lištitz, Tetín bis Jarov, südlich des Städtchens Beraun. Dem Gestein sind Tuffe eingeschaltet und auf beschränktem Raume werden die Verhältnisse denen der ladinischen Stufe Südtirols ähnlich. Ich sah Kolonien von Favosites bedeckt mit Tuff, der ihrem Leben wahrscheinlich ein Ende machte. Außerhalb des von Kodym, 1925, S. 66 angeführten Gebietes wird von Perner und Kodym, 1922, S. 60, 61, als Fundstelle von Riffkorallen in  $e_1 - e_2$  Tachlowitz angegeben. Überhaupt scheinen die Verhältnisse noch etwas verwickelter zu sein, denn auch im Steinbruch in Podol (Groß-Prag) ist  $e_2$  als heller, bituminöser, krystalliner Krinoidenkalk mit fast verschwindenden, welligen Schichtfugen entwickelt. Zudem schwillt er im Steinbruch gegen S etwas an. In  $f_1 = e_7$  wird das Gebiet der reineren Kalkfazies wieder kleiner und beschränkt sich auf die Umgebuug von Tetín am rechten Beraunufer. Es sind hellgraue, mehr oder weniger gebankte Kalksteine mit lebhaft, häufig rot gefärbten Hornsteinen. Dann folgt der bekannte typische Riffkalk von Koněprus mit Herzynfauna. Er wird bei Prag durch dunkle, hornsteinfreie Kalke mit Mergelzwischenlagen vertreten, welche früher von den untermitteldevonischen Knollenkalken  $g_a$  nicht abtrennbar waren. Die roten mitteldevonischen Slivenetzer Krinoidenkalke (früher Mnenjaner Kalke genannt) entsprechen einem tieferen Teile dieser  $g_1 = g_a$ -Kalke. Noch im mittleren  $g_1 = g_a$  sind die dickbankigen Prokopikalke riffkalkähnlich und auf einen sichtbaren seitlichen Übergang in dünn-schichtige Kalke wurde bereits hingewiesen, S. 473. Aber auch  $g_3 = g_7$  enthält in der Umgebuug von Prag, besonders bei Hlubočep, eine dickbankige Einschaltung, welche Wälner, 1916, S. 35, als Grundlage einer Gliederung dieser Stufe annahm. Kodym, 1919, S. 5, bemerkt, daß die Gliederung nur in der Umgebuug von Prag gilt. Jedoch gibt er 1925, S. 69, Hornstein im oberen Teil, rote Farbe im unteren Teil der Stufe aus dem SW-Flügel des Kalkgebietes an.

#### d) Arten der Kalk-Mergel-Wechselagerung.

Abgesehen von der Faziesverknüpfung kann man innerhalb der Kalk-Mergel-Wechselagerung verschiedene Gruppen unterscheiden. Zunächst können die Mergel im Profil gegen die Kalke an Mächtigkeit vorwiegen, zurückstehen oder sie können ganz oder fast ganz fehlen. Die Kalke können plattig, d. h. durch ebene Schichtenflächen gegen die Mergel begrenzt sein oder sie können knollig sein. Die Entstehung

der knolligen Beschaffenheit behandle ich an anderer Stelle ausführlicher. Sie ist eine rein diagenetische, mit dem Verfestigungsvorgang Hand in Hand gehende. Wiederauflösung bereits festen, auskrystallisierten Kalksteins anzunehmen, fehlt in den mir bekannten zahlreichen Fällen jeder Grund. Die Knollen können einzelne, aus einer sedimentierten Kalkschicht entstandene Lagen oder enggepackt, dickere Bänke bilden. Meist sind kompakte Kalkbänke nur randlich von höckerigen Schichtflächen begrenzt. Alle diese Typen sind aber oft so vermengt, daß man nur von Knollenkalken im allgemeinen sprechen kann.

Während im Profil die einzelnen Knollen meist einen elliptischen, die höckerigen Schichtflächen einen sinuslinienähnlichen Querschnitt zeigen, erweisen sich die Gebilde in der Daraufsicht verschiedenartiger.

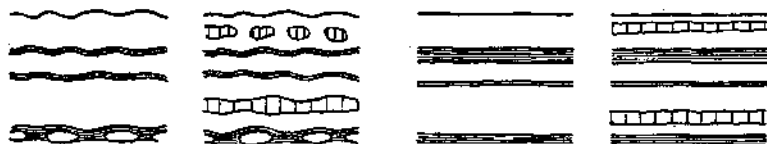


Abb. 3. Haupttypen der Kalksteine (Kalk-Mergel-Wechselagerung). Von links nach rechts: a) Knollenkalk; b) Hornsteinknollenkalk; c) Plattenkalk; d) Hornsteinplattenkalk.

Kalk — ohne Signatur, Mergel — feine Strichel, Hornstein — vertikale Schraffen.

Die Knollen können kreisförmig oder nierenförmig umgrenzt sein, die Höcker können wirkliche Zapfen oder Wülste bilden. Schließlich können Hornsteine an der Kalk-Mergel-Wechselagerung beteiligt sein. Sie pflegen innerhalb der Kalkbänke zu liegen und in ihrer Umgrenzung den Grenzschichtflächen der Kalke zu folgen, d. h. sie sind in Knollenkalken knollig, in Plattenkalken plattig entwickelt. Ob die Lage der Hornsteine innerhalb der Kalkbänke durch ein Optimum der organogenen oder chersogenen Kieselsäuresedimentation vorbedingt ist, wäre noch zu entscheiden.

Wir gelangen also zu folgender Einteilung:

#### Kalk-Mergel-Wechselagerung:

Kalk-Mergel-Verhältnis	Schichtflächen	Hörnsteine	Kurze Benennung
Mergel fast fehlend			Omissionsschichtung
Mergel weniger als Kalk	eben	{ vorhanden	Hornsteinplattenkalk, Fig. 3 d
		{ fehlen	Plattenkalk, Fig. 3 c
Mergel mehr als Kalk	knollig	{ vorhanden	Hornsteinknollenkalk, Fig. 3 b
		{ fehlen	Knollenkalk, Fig. 3 a
Mergel mehr als Kalk	{ eben Kalkknollen	{ fehlen meist	nicht üblich

Die Omissionsschichtung kann sich an alle Typen der Gruppe „Mergel weniger als Kalk“ anschließen.

Die Einteilung stützt sich auf in die Augen springende Merkmale und ist leicht ausbaubar. Weitere Einteilungsgründe gäbe die Farbe, schließlich polare oder bipolare Symmetrie der einzelnen Schichten. Diese Ausdrücke wären an Stelle der von Andréé, 1916, Tabelle S. 377, vorgeschlagenen Ausdrücke „symmetrisch“ und „periodisch“ zu setzen, denn Periodizität ist auch Symmetrie. Es ist aber von Wichtigkeit, im Auge zu behalten, daß bipolare Kalk-Mergel-Wechselagerung, polare Kalk-Mergel-Wechselagerung und Omissionsschichtung in der Natur so eng verknüpft sind und ineinander übergehen, daß nur eine gemeinsame, entsprechend wandelbare Ursache herangezogen werden kann wie eben der Strömungswechsel.

### Beispiele.

Ich führe nun Beispiele der zum Teil sehr verbreiteten Gruppen der Kalk-Mergel-Wechselagerung an.

#### 1. Kalke.

##### a) Omissionsschichtung.

Kammerker-Sonntagshorngruppe. Gebiet des oberrhätischen Riffkalkes: im höherem Unterlias verschwinden stellenweise die tonigen Zwischenlagen roter, ungefähr 1 dm dick gebankter Knollenkalke und werden durch suturartige Fugen vertreten.

Fonsjoch, Karwendelgebirge. Im rötlichgelben, unterliassischen Kalk. Vortisch, 1926, S. 28. Die Kalkflächen haften an ihren knolligen Schichtflächen fest aneinander.

Zentrale Julische Alpen, Dachsteinkalk der Krnfazies. Winkler, 1926, S. 298. Hier ist auf die Überlagerung und fazielle Vertretung durch Dachsteinkalk mit Mergelzwischenlagen Wert zu legen. Ich würde die Erklärung in einheitlichem, periodischem Eindringen kalkfeindlicher, mit toniger Trübe beladener Strömungen suchen. Nach dem Niederschlag des Tones (Stofffazies) behielten die Strömungen noch ihre kalkfeindliche physikalisch-chemische Zusammensetzung und bewirkten Unterbrechung der Kalkbildung in der Krnfazies. Siehe unten bei der Besprechung der Hornsteinplattenkalke Winklers!

##### β) Plattenkalke ohne Hornstein. Abb. 3 c.

Ostalpine Trias, grau: Anisischer Guttensteiner Kalk, ladinischer Wettersteinkalk, norischer Dachsteinkalk und Plattenkalk.

##### γ) Hornsteinplattenkalk. Abb. 3 d.

Ostalpen, grau. Tithonischer Aptychenkalk = Oberalmer Schichten.

Südalpen. In Jura-Unterkreide die grauen, seltener roten (Pleäfazies) Hornsteinplattenkalke der Julischen Alpen, Winkler, 1926, S. 280—296. Wenn die Ansicht Winklers über die Herkunft des Kalkes richtig wäre, würde das Gestein unter die Wechselagerung klastischer Gesteine einzureihen sein. Gegenüber der Beimengung klastischen Kalkes ist man jedoch in derselben Lage wie gegenüber kalkigen Organismenresten.

Wenn die letzteren nicht beweisend für organische Herkunft im engeren Sinne der feinkalzitischen Grundmasse sind, warum sollte dann der Schluß auf deren klastische Herkunft berechtigt sein? Freilich, aus dem mikroskopischen Befund läßt sich die Annahme organischer, bzw. klastischer Herkunft nicht widerlegen und ich habe sie auch im eingangs des Kapitels erläuterten Beispiel an der Steinplatte ernstlich in Erwägung gezogen. Die heteropischen Kössener Kalke sind erfüllt mit vom Riff stammenden „Mikrogeröllchen“, welche ich gegenwärtig am ehesten für Kalkalgenreste halten würde, die unter dem Einfluß des Meerwassers ihre Struktur verloren haben. Da alles in ein Gewebe von ungefähr 1—10  $\mu$  großen, allotriomorphen Kalzitindividuen eingebettet ist, kann Riffdetritus kleineren Ausmaßes nicht erkennbar sein, sondern ist der Kristallisation zum Opfer gefallen. Aber auch vorher gelöst gewesener Kalk wird so aussehen! Wir sind eben am Ende der Deutbarkeit des Schlibbildes angelangt. Hier kann nur das Studium der rezenten Kalkbildung die Entscheidung bringen. Gründe für die Herkunft des Kalkes aus Lösung habe ich S. 468 entwickelt. Man darf nicht vergessen, daß dieser Frage allgemeine Bedeutung zukommt. Die Hornsteinplattenkalke gleichen im allgemeinen denen der anderen Formationen. Es ist schwer zu glauben, daß sie deswegen, weil sich darin klastisches Material findet, völlig anderer Entstehung sein sollten. Chersogener Detritus kommt aber wegen besonderer Vorbedingungen als verbreitete Kalkquelle nicht in Betracht, da ist der im Meere gelöste Kalk als solche entschieden vorzuziehen. Es ist ferner zu erwägen, ob nicht ein Teil des Kalkdetritus in den Hornsteinplattenkalken der Julischen Alpen organogener Herkunft ist, wie in den Kössener Kalken der Steinplatte. Die Vermutung liegt um so näher, als Winkler, 1926, S. 282, ausdrücklich den Übergang gegen S in „dickbankige (Schalenreste führende) dichte Kalke und Oolithe“ und in „neritische Karstkalke“ (Chamidenkalke usw.) feststellt. Damit wäre die Analogie mit unserem vielgebrauchten Ausgangsschema (Rhät der Steinplatte) hergestellt.

δ) Knollenkalke ohne Hornstein. Abb. 3a.

Grau: Germanischer unterer Muschelkalk: Wellenkalk, vgl. Hildebrand, 1928, bes. T. II.

Rot oder lebhaft gefärbt, alpiner Lias, Wähner, 1886: Tonreicher, dünnbankiger, Steinkernerhaltung der Cephalopoden — Adneter Fazies. Tonärmer, dickbankiger, Schalenerhaltung der Cephalopoden — bunte Cephalopodenkalke.

Die beiden Abarten der roten Knollenkalke wechseln im stratigraphisch-vertikalen Sinne in der Kammerker-Sonntagshorngruppe wiederholt. Daher wurde im Profil S. 478 in der Einteilung nicht weitergegangen, außer im untersten Lias. Unter roten Knollenkalken sind in diesem Profil beide Abarten zu verstehen. Jedoch überwiegt die tonreichere der Mächtigkeit nach.

ε) Hornsteinknollenkalk. Abb. 3b.

Ostalpine Trias: Anisischer alpiner Muschelkalk, vgl. Reis, 1911, S. 63 u. Fig. 1. Anisisch-ladniser Reiflinger Kalk. Norischer Aflenzer Kalk.

2. Mergel mit geringmächtigeren Kalkeinschaltungen.

Beispiele sind hier schwerer zu finden, weil in diesen weichen Gesteinen gute Aufschlüsse seltener sind.

α) Mergel mit Kalkplatten.

Ostalpine Trias: Ladinische Partnachkalkmergel, vgl. Leuchs, 1927, S. 28 und Abb. 2. Teile der rhätischen Stufe, z. B. Fonsjoch, vgl. Vortisch, 1926, S. 19, 20 *b, d, f, h, j, l*.

β) Mergel (Tone) mit Kalkknollen.

Hierher gehören die Geoden führenden Teile der Kellawaytone, welche Brinkmann, 1929, S. 40, 87, beschreibt, ebenso wie der Separarien führende mitteloligozäne Rupelton.

Weitere Beispiele sind in der nachfolgenden Übersicht der Schichtenfolge der Kammerker-Sonntagshorngruppe und des böhmischen Paläozoikums zusammengestellt.

Kammerker-Sonntagshorngruppe,

Malm	{	Graue Hornsteinplattenkalke		
		Rote u. grüne mergelige Plattenkalke u. Mergel . .	?	260 m
		Rote Radiolarienhornsteine . . . . .		10 m
Bewegungsfäche, Übergang tektonisch entfernt				
Dogger und Oberlias	{	Rote Knollenkalke . . . . .	5 m	Rote Knollenkalke . . . . . ? 8 m
		R. Mergel m. Kalkkn. . . . .	1 m	Schwarze Mgl. m. Kalkpl. . . . . 3 m
Harp. serp.	{	Rote Knollenkalke . . . . .	15 m	Graue Hornsteinknollenk. ? 20 m
Lias δ-α	{	R. tonarme Knollenk. . . . .	2 m	Graue Krinoidenplattenk. . . . . 3 m
Oberes Rhät:		Weißer Riffkalk . . . . .	200 m	Graue Knollenkalke . . . . . 100 m
Unteres Rhät:	Graue Mergel mit Kalkplatten und Knollenkalke			

Diese beiden Profile sind extreme Fälle. Übergangsprofile entstehen durch verschieden späten Beginn der roten hornsteinfreien Knollenkalke im Unter-Mittellias. Wo die roten Gesteine einmal begonnen haben, bleibt diese Farbe bis zum endgültigen Aufhören im Malm bestehen. Durch die größere Mächtigkeit der Lias-Dogger-Sedimente im Gebiet der oberrhätischen Knollenkalke wird der Ausgleich des durch das Riffwachstum im oberen Rhät geschaffenen Höhenunterschiedes von ungefähr 100 m angestrebt.

Böhmisches Obersilur-Devon, (nebenstehend!) vgl. auch S. 474.

Mitteldevon	{	$g_3 \gamma = g_{73}$	Graue dünnsschichtige Hornsteinknollenkalke
		$g_3 \beta = g_{72}$	Hellgrauer, tonarmer, dickbankiger Knollenkalk, vgl. S. 474
		$g_3 \alpha = g_{71}$	Roter tonreicher Knollenkalk
		$g_2 = g_{\beta}$	Graue Mergelschiefer mit Kalkplatten
		$g_1 \gamma = g_{\alpha_3}$	Grauer gebankter Hornsteinknollenkalk
			Grauer dickbankiger Hornsteinplattenkalk (Korallenhoriz.)

Mitteldevon	$\left\{ \begin{array}{l} g_1\beta = g_{3\alpha} \\ g_1\alpha = g_{\alpha_1} \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Grauer gebankter Knollenkalk, wolkige kieselige} \\ \text{Partien sind als beginnende Hornsteinbildung} \\ \text{zu deuten, seitlicher Übergang in dicker ge-} \\ \text{bankte riffkalkähnlichere Gesteine, vgl. S. 473} \\ \text{Grauer, fast ungebankter tonreicher Knollen-} \\ \text{kalk, in der Nähe der riffartigen Kalke roter} \\ \text{Knollenkalk} \end{array} \right.$	} Riffkalkähnliche Gesteine vgl. S. 474
Obersilur	$\left\{ \begin{array}{l} e_1 = e\alpha \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Schwarzer Plattenkalk mit dicken Mergel-} \\ \text{schieferzwischenlagen, Mergelschiefer mit} \\ \text{Kalkplatten, in den Schiefeln Kalkknollen} \\ \text{Schwarze Mergelschiefer mit Kalkknollen} \\ \text{Schwarze Mergelschiefer} \end{array} \right.$	

Die Einteilung von  $g_3$  gilt nach Kodym nur für die Umgebung von Prag, vgl. S. 474.  $g_{3\gamma}$  unterscheidet sich etwas von den gewöhnlichen Hornsteinknollenkalken, wie sie in Abb. 3 b dargestellt sind. Dünne, meist nur 2–3 cm dicke, dunkle Hornsteinschichten umflasern handgroße, seltener kopfgroße Kalkknollen. Die Hornsteine zeigen unter dem Mikroskop, teilweise schon mit der Lupe, Feinschichtung, hervorgerufen durch wechselnde Beimengung organischer Substanz und zahlreiche Radiolarien, vgl. Wähner, 1916, S. 36. Storm stellte eine Reihe von Gattungen fest (bisher unveröffentlicht). Die roten Knollenkalke in  $g_1$  sind ganz analog den ähnlichen alpinen Gesteinen an der Peripherie der rhätischen Riffe (Vortisch 1926, S. 54) im O-reicheren Hydroklima in der Nachbarschaft des Slivenetzer Riffkalkes gebildet. Vgl. auch Leuchs und Udluft, 1926. Die Arbeit erschien gleichzeitig mit der meinen. Es ist dies nur eine der vielen Ähnlichkeiten zwischen ostalpinem Trias-Jura und böhmischem Obersilur-Devon. Die Gesteine sind bisweilen direkt ununterscheidbar, die roten Kalke  $g_1\alpha$  und  $g_{3\alpha}$  gleichen den Adnether Kalken (S. 477), die grauen Knollenkalke  $g_1$  den unterliassischen Hornsteinknollenkalken der Kammerker-Sonntagshorngruppe (S. 478). Es wird von Wert sein, diese Analogien einmal zwecks paläogeographischer Auswertung genauer zu behandeln.

Das böhmische Kalkterrain betreffende Literatur: Kettner, 1917, Kettner und Kodym, 1919, Stanczak, 1921, S. 23–32, Kodym, und Koliha, 1928, Heritsch, 1928.

Man wird zugeben, daß diese Art der Einteilung und Benennung der Kalk-Mergel-Wechselagerung gut anwendbar und klar ist. Viele Mühe und Irrtümer, besonders des Anfängers, würden gespart, wenn endlich auch in den Lehrbüchern anstatt zahlloser Lokalnamen diese einfache, klare Bezeichnungsweise verwendet würde.

Ich betrachte sie natürlich nicht als meine Erfindung, aber es ist notwendig, die viel gebrauchten Ausdrücke einmal klar zu definieren und gegeneinander abzugrenzen; sonst wird der Vorwurf der Unklarheit,



welcher gegen sedimentpetrographische Beschreibungen erhoben wurde, nicht verstummen. Lokalnamen sind nur zur Bezeichnung stratigraphisch noch nicht vollkommen bekannter Gesteine von Wert.

Stratigraphische Tabellen mit Lokalnamen in Lehrbüchern sind für den Anfänger lediglich eine Gedächtnisspielerei — die in der Geologie so notwendige Beziehung zur Anschauung fehlt. Durch die Beziehung zur auskeilenden Wechsellagerung wird außerdem das richtige Verständnis für Übergänge angebahnt.

Es hat keinen Zweck, bei kurzen Benennungen viel Farbabstufungen zu verwenden, da sie nichtssagend sind. Bei genauer Beschreibung sind Farbtabelle, am besten der Ostwaldsche Farbatlas, zu verwenden.

Der vertikale und horizontale Übergang zwischen verschiedenen Arten der Kalk-Mergel-Wechsellagerung erfolgt meist nach einfachen Regeln, welche mit den Ausdrücken „überhandnehmende Konkretionsbildung“ (Mergel mit Kalkknollen-Knollenkalke) oder „überhandnehmende Wechsellagerung“ (Mergel mit Kalkplatten — gebankte Knollenkalke oder Plattenkalke) gemeint sind.

Bekanntlich ist die Grenze zwischen Kalk und Mergel nicht scharf, sondern kommt durch allmähliche Abnahme des Kalkgehaltes zustande. Bei einem gewissen Kalkgehalt sinkt die Festigkeit rapid. Rüger, 1922, S. 82, fand, daß sich die Ablösungsfläche bei 67—68% Kalkgehalt entwickelt. Wahrscheinlich sinkt bei diesem Kalkgehalt die Festigkeit plötzlich. Hier wäre die richtige Grenze zu ziehen. Näheres hierüber werde ich demnächst bei Besprechung der Knollenkalkbildung bringen. Die Bezeichnung Kalk und Mergel hat in der vorliegenden Einteilung allerdings oft relativen Sinn. Was zwischen reineren Kalken als Mergel bezeichnet wird, kann innerhalb tonreicherer Mergel bei gleicher Zusammensetzung Kalkknolle sein. Man müßte im ersteren Fall streng genommen von Kalk-Mergelkalk-Wechsellagerung reden.

#### IV. Einige Schichtungsarten ähnlicher Entstehung wie die Kalk-Mergel-Wechsellagerung.

An die Kalk-Mergel-Wechsellagerung schließen sich eine Reihe von Schichtungsfallen so ähnlicher Art an, daß auf analoge Entstehung geschlossen werden muß. Es sind die Dolomit-Mergel-Wechsellagerung, die Dolomit-Kalk-Mergel-Wechsellagerung, die Hornstein-Ton- und Kalk-Hornstein-Wechsellagerung.

##### a) Dolomit-Mergel-Wechsellagerung.

Ich beschreibe das bekannteste Beispiel: den ostalpinen, norischen Hauptdolomit. Fazial von Bedeutung ist der Übergang in tonreichere Gesteine an der Nordgrenze seiner Verbreitung, vgl. Leuchs, 1927, S. 43. Ob anderseits die tonigen Zwischenlagen verschwinden, ist mir nicht bekannt. Der Dolomit ist in diesem Falle zweifellos in Abhängigkeit von den physikalisch-chemischen Verhältnissen des Meerwassers direkt sedimentiert oder Kalkschlamm gleich nach der Sedimentation umgewandelt. Die direkte oder höchstens halmyrolytische Entstehung wird durch die Wechsellagerung mit Kalken erwiesen. Siehe unten.

Die Grobschichtung bedeutet periodische Toneinschwemmung wie bei der Kalk-Mergel-Wechselagerung. Der Hauptdolomit zeigt aber auch öfters Feinschichtung. Ein westlich des Fonsjoches, am Wege von der Pletzachalm zur Überschößalm gesammeltes Handstück besteht aus nach Millimetern messenden grauen und meist feineren, dunklen Schichtchen. Die letzteren brausen nicht oder nur wenig mit verdünnter Salzsäure. Die Schichten verlaufen nicht völlig parallel, sondern sind gefältelt. In anderen Fällen sah ich Zerreißen und kleine Überschiebungen. Diese Erscheinung ist etwas rätselhaft und fordert weitere Beobachtung. Gleitbewegungen am Meeresgrunde, an welche man denken könnte, bedürfen eines Anlasses. Leuchs, 1928, S. 417, 418, beschreibt ähnliches im norischen Plattenkalk. Sehr überraschend war das Schliffbild. Die kalkigen Lagen zeigten sich bis auf eine ganz zurücktretende gröbere Zwickelfüllung aus den etwa 60  $\mu$  großen, aus dichterem Kalzit bestehenden Scheingeröllchen aufgebaut, welche auch die Kalke in der Nähe der oberrhätischen Riffe erfüllen (Vortisch, 1926, S. 36—39) und welche ich jetzt am ehesten für umgewandelte Organismenreste, besonders Algenreste halten möchte; Rifdetritus ist es jedenfalls. Die dolomitischen Schichtchen entsprechen periodischem Strömungswechsel vielleicht jahreszeitlichen Ursprungs. Die Dolomitisierung greift auch in die Detritusschichtchen über. Ob die reindolomitischen Lagen ganz aus den kalkigen entstanden sind oder unabhängig sedimentiert wurden, ist noch nicht entschieden. Als Foraminiferen deutbare Querschnitte sind reichlich vorhanden. Leuchs, 1928, S. 421—423, fand sie ebenfalls in Hauptdolomit.

#### b) Dolomit-Kalk-Mergel-Wechselagerung.

Es handelt sich hier um eine Kombination der Kalk-Mergel-Wechselagerung mit der Dolomit-Mergel-Wechselagerung. Als Beispiel dienen die Verhältnisse in der Kammerker-Sonntagshorngruppe, wie sie bereits von Hahn, 1910, S. 334, 335, beschrieben wurden, vgl. auch Vortisch 1927, S. 99. Von Wichtigkeit ist die Beteiligung dolomitischer Kalke verschiedener Mischungsgrade neben Bänken reinen Kalkes und reinen Dolomits. Außerdem entstehen verschiedene Farben durch wechselnde tonig-bituminöse Beimengungen und es können sich verschiedene Organismenreste beteiligen. Die Hahnschen Ausdrücke nehmen auch auf tektonische und morphologische Eigenschaften Rücksicht. Im ganzen ist wohl eine auskeilende Wechselagerung zwischen Kalken und Dolomiten unter steter Beteiligung toniger Zwischenlagen vorhanden. Die Theorie des Strömungswechsels hält hier ausgezeichnet Stand, da sie eine Erklärung der verschiedenen Beteiligung des Kalkes und Dolomits an der Zusammensetzung der einzelnen Bänke durch Mischung des Meerwassers ermöglicht. Das Gebiet liegt an der Grenze der Hauptdolomit- und Dachsteinkalkfazies. Bald pendelten die Strömungen aus jenem, bald aus diesem Gebiete herein, bei gegenseitiger Vermengung an ihrer unscharfen Grenze. Als dritter im Bunde beteiligten sich von N übergreifende, mit chersogenem Material beladene Strömungen, welchen die alpine Geosynklinale nie ganz entzogen war.

## c) Hornstein-Ton-Wechselagerung.

## α) Die Hornsteine überwiegen gegen die Tone:

Dieser Fall schließt sich logisch an die Hornsteinkalke durch Zurücktreten des kalkigen Anteils der Bänke an. Auf genetischen Zusammenhang weisen unterliassische Hornsteinknollenkalke in der Kammerker-Sonntagshorngruppe, in welchen die Hornsteine bis zum Verschwinden des Kalkes überhandnehmen können. Dagegen entwickeln sich die ostalpinen Radiolarienhornsteine des Malm im Liegenden und Hangenden aus Mergeln, welche zur Gänze kalkärmer und dafür kieselsäurereicher werden. Nur die Tonzwischenlagen werden ausgespart. Die Deutung dieser Faziesverknüpfung durch Versenkung in kalklösende Tiefen liegt nahe. Jedoch blieb der Landeinfluß durch periodische Einschwemmung chersogenen Tons, vielleicht im Gegensatz zum rezenten Radiolarienschlamm, gewahrt. Wir wissen trotz der Küstenferne des rezenten Sediments noch nicht mit Sicherheit, ob nicht feinste Sinkstoffe auch hier periodisch angereichert werden. Nach Correns, 1929, S. 1111—1112, gelangen kugelige Teilchen von 1  $\mu$  Durchmesser auch in die küstenfernen Teile der Ozeane. Weitere Gründe für die ahyssische Natur des Radiolarienhornsteins hat Steinmann, 1925, beigebracht. Besonders wichtig ist die seitliche Verknüpfung, vermutlich durch auskeilende Wechselagerung, mit bunten Tönen, vgl. Steinmann, 1925, S. 440. Ein Gegenstück im malaischen Flügel der Tethys bildet die Danauformation Borneos, vgl. Diener, 1925, S. 209, 210.

## β) Die Tone überwiegen, Hornsteine in Knollen:

Hierher gehören die sogenannten Geodenterrains, Diener, 1925, S. 208, 209. Am bekanntesten sind die mahnisch-unterkretazeischen Spitischiefer (Spitishales) des himalayischen Gebietes (Uhlig, 1911, S. 388—393), deren Bereich sich „bei gleichartiger lithologischer Ausbildung und mit einer übereinstimmenden Fauna vom nordwestlichen Himalaya bis an den Rand des Pazifischen Ozeans über 70 Längengrade erstreckt“ (Diener).

Hier wie im folgenden Beispiel wäre der Nachweis zu erbringen, daß die lagenweise Anordnung der wahrscheinlich diagenetischen Hornsteinkonkretionen durch periodische Kieselsäuresedimentation vorgebildet ist.

Auch im böhmischen Paläozoikum gibt es ein Geodenterrain, u. zw. in  $d_1 \gamma = d_7$  (Osek-Kváner Schichten) unterer Teil, Skiddavian, vgl. S. 464. Die Konkretionen wurden schon von Katzer, 1905, S. 38—40, beschrieben. Der Schliff zeigt, daß die meist stark licht- und doppelbrechenden akzessorischen Mineralien des Tons in den Knollen erhalten, die eigentlichen, die Hauptmasse des Tons ausmachenden „Tonmineralien“ aber durch Chalzedon verdrängt sind.

## Kalk-Hornstein-Wechselagerung.

Hierher wäre die Schreibkreide mit Feuersteinlagen zu rechnen, wenn deren sedimentäre Vorbedingtheit erwiesen wäre.

## V. Schichtung der Steinsalzlager.

Die in diesem Kapitel behandelten Schichtungsfälle schließen sich teilweise an bereits besprochene Gruppen an. In den Gesteinen der Salzlagerstätten ist echte Schichtung (Repetitionsschichtung nach Alb. Heim) zweifellos allgemein verbreitet. Wollen wir zu einer Übersicht des Schichtungsphänomens gelangen, dürfen wir an diesen Beispielen nicht vorübergehen. Leider steht mir hier keine eigene Erfahrung zu Gebote und die Literatur ist mir nur teilweise (siehe Literaturverzeichnis!) zugänglich.

Jedoch dürfte gerade die Behandlung der Steinsalzlagerstätten im Zusammenhang mit anderen Gesteinen Vorteile bringen. Die Untersuchungen vom Standpunkt der physikalischen Chemie hatten zur Folge, daß diesem Zusammenhange zu wenig Rechnung getragen wurde. Auch die Kenntnis der Gesteinsumwandlung (Bildung der kristallinen Schiefer) und die Tektonik werden durch die Mitheranziehung der Salzgesteine Vorteile gewinnen. Was die Schichtung anbelangt, so weist schon die Ähnlichkeit mit früher dargelegten Fällen auf ähnliche Entstehung. Zudem geht an der petrographischen Grenze der salinaren Sedimentation deren Schichtung in Kalk-Mergel-Wechsellagerung und Dolomit-Mergel-Wechsellagerung ganz derselben Art über, wie sie oben besprochen und durch Strömungswechsel gedeutet wurden (vgl. S. 474, 480). Everding, 1907, hat die Schichtung der Salzgesteine als Unterscheidungsmerkmal der Muttersalze und deszendentes Bildungen einerseits von den posthumen andererseits voll gewürdigt. Der Gegensatz, welchen er zwischen Muttersalzen und deszendentes Salzen erblickt, hat für unsere Betrachtungsweise wenig Bedeutung und besteht vielleicht nicht in dem Ausmaß, wie Everding annahm. Hingegen hat Everding, 1907, S. 28, 29, bereits ausdrücklich auf die Unzulänglichkeit der physikalisch-chemischen Betrachtungsweise, wie sie bisher üblich war, hingewiesen. Seine Ansicht blieb aber oft unbeachtet und die Meinung Jäneckes, die Genesis der Salzgesteine sei im wesentlichen geklärt, erscheint in Anbetracht vieler noch zu lösender geologischer Fragen verfrüht. Manche seiner Anschauungen können vom geologischen Standpunkt angezweifelt werden. Neuerdings widmet sich wieder Fulda der geologischen Erforschung der Salzlagerstätten.

Der Kausalnexus, welcher bei der Entstehung der Salzlagerstätten abläuft, ist natürlich ein streng physikalischer und chemischer, wie alles geologische Geschehen. Aber die Ausscheidungs- und Löslichkeitsverhältnisse der Salze geben nur einen Ausschnitt dieses Geschehens. Ein großer Teil der Vorgänge ist so komplexer Natur, daß die Auflösung in physikalische und chemische Vorgänge noch aussteht. Dagegen wurden diese Erscheinungsgruppen bisher, nach dem Prinzip der Arbeitsteilung der Naturwissenschaften entsprechend den Forschungsobjekten, in der allgemeinen Geologie behandelt. Vieles davon ist auch nicht auf die Steinsalzlager beschränkt. Diese geologischen Vorgänge sind eher mit dem Chemiker zu vergleichen, von dessen Versuchsanordnung es abhängt, welche chemischen Prozesse zum Ablauf gebracht werden.

Die physikalisch-chemischen Methoden drängten auch eine geologische Erklärungsweise der Schichtung der Salzgesteine in den Hintergrund

Die bekannteste Erscheinung, die Anhydritzwischenlagen im Steinsalz, sind seit längerer Zeit Gegenstand der Erörterung. Den Ausgangspunkt bildeten die Zechsteinsalze von Staßfurt. Nach Behrend und Berg, 1927, S. 44, nahm van't Hoff nicht nur jahreszeitliche Temperaturschwankungen, sondern auch periodische Zufuhr von  $\text{Ca SO}_4$ -haltigem Wasser an, räumte also dem Strömungswechsel noch eine gewisse Bedeutung ein. Weiter geht Behrend selbst, wenn er hinzufügt, daß die Einströmung durch Eindunsten ersetzt werden kann. Am weitesten geht Rózsa, 1917, S. 41, welcher in der Regelmäßigkeit der Anhydritlagen sogar einen Grund findet, der gegen die Einströmung spricht. D'Ans hat (nach Behrend und Berg, 1927, S. 441) bereits dagegen Einspruch erhoben und dem Strömungswechsel wieder zu seinem Rechte verholfen. Seine näheren Gedankengänge kenne ich nicht, da seine Arbeit nicht zur Verfügung steht. Jedenfalls irrt Rózsa, wenn er in der Regelmäßigkeit einen Widerspruch gegen den Strömungswechsel erblickt, denn dieser erzeugt, wie ich genügend dargelegt habe, in zahllosen Fällen regelmäßige Wechsellagerung. Diese ist übrigens auch im Falle der Anhydritschüre keine so mathematische, wie schematisierende Darstellungen leicht vermuten lassen können. Einzelprofile und Lichtbilder belehren bald eines anderen, vgl. z. B. Schöndorf, 1929, S. 1303, Fig. 166. Die Mächtigkeit der Salzschiechten schwankt beträchtlich. Selbst Jänecke, 1915, S. 88, ist nicht so radikal wie Rózsa, sondern gibt die Möglichkeit des Strömungswechsels zu. Für mich ist natürlich zeitweilig über eine Barre flutendes Meerwasser ebensogut ein Strom wie periodische Regenbäche. Auch der Windwechsel gehört zum Strömungswechsel im weitesten Sinne, aber ihm die Entstehung weit reichender regelmäßiger Zwischenlagen zuzuschreiben, halte ich für verfehlt. Trotzdem Walther dem Winde eine große Bedeutung als geologischem Faktor zuschreibt, nimmt er für die Entstehung der Anhydrit- und Polyhalitzzwischenlagen jahreszeitliche periodische Zufuhr von Flußwasser an, Walther, 1910, S. 78.

Es ist angebracht, nicht bei den Verhältnissen in Staßfurt stehen zu bleiben. Schon im Werra-Fuldagebiet der Zechsteinsalze sind die Anhydritlagen des Staßfurter Lagers im Steinsalz durch tonige Zwischenlagen ersetzt. Dort spielte die Verdünnung, hier die Tonzufuhr durch periodische Fluten die Hauptrolle. Man betrachte nun erst die tonigen Zwischenlagen im salzföhrnden Oligozän von Wittelsheim im Oberelsaß, dessen überaus gründliche und dabei so übersichtliche Darstellung wir Görgey verdanken. (Görgey, 1912, bes. Taf. XV). Der Wechsel Ton-Anhydrit (Dolomit)-Steinsalz ist hier in allen Verhältnissen zu beobachten. Dabei die schon aus dem Staßfurter und Werra-Fuldagebiet bekannte Verknüpfung zwischen Anhydrit (Dolomit) und Ton: „Zwischen größere Lagen von tonigem Material (etwa von 1 *dm* Mächtigkeit an) und Steinsalzschiechten schiebt sich jeweils eine mehrere Zentimeter starke Schicht von hartem, feinkörnigem, grauen Anhydrit (oft mit erheblichem Gehalt an Dolomit, ja in solchen übergehend) als Einleitung des Absatzes von salinarem Material“; „Abscheidung von Kalisalzen erfolgte nur über einem größeren Sockel von Steinsalzlager“ (Görgey). Diese Umstände weisen deutlich darauf hin, daß Ton mit Verdünnung der Lösung Hand in Hand ging. Daher die Rückkehr zur Anhydrit(Dolomit)bildung über mächtigeren

Tonschichten, daher folgt auf dünnere Tonzwischenlagen zuerst Steinsalz und dann die nur bei höherer Konzentration entstehenden Kalisalze. Neuerliche Steinsalzbildung nach Sylvin bzw. dessen Ausgangsmineral wurde durch Strömungen hervorgerufen, welche ihre Tonlast bereits verloren hatten und nur noch durch geringere Konzentration wirkten. Der letzte Rest der Tonlast ist oft als „toniganhydritischer Streifen“ (Görgey, 1912, S. 370, 3. Abschnitt) zwischen Kalisalz unten und Steinsalz oben niedergeschlagen. Einwehender Staub hätte doch wohl die Kalisalze nicht gemieden! Auch in den deutschen Zechsteinsalzen tritt in den zum Teil gut geschichteten Kalisalzen der Ton zurück.

Im wesentlichen, unter Vernachlässigung der akzessorischen Gemengteile, handelt es sich hier in der Kaliregion der Steinsalzlagerstätten um Wechsellagerung von Steinsalz, Carnallit- oder Sylvin-Steinsalzgemenge und gelegentlich noch Kieserit und Anhydrit. Die Schichtung ist eine Folge von Änderungen der chemischen Zusammensetzung der salzbildenden Lösungen, also hydroklimatischen Schwankungen, welche, wie ich glaube, vom Strömungswechsel regiert wurden. Siehe unten. Wenn gelegentlich Ton- und selbst Sandlagen in Steinsalz und Kalisalzen vorkommen, bildet das keinen Einwand gegen diese Deutung.

Andererseits kann im Salzgebirge der Ton (Mergel) mehr vorwiegen. Dann entsteht Schichtung durch Anhydrit (Gips) oder Steinsalzzwischenlagen im Ton. Von der oben besprochenen Folge Steinsalz mit Tonzwischenlagen ausgehend, bildet dieser Fall den Übergang zum reinen Ton oder Mergel. Ton mit Anhydritplatten ist z. B. in Wieliczka sehr verbreitet, Ton mit Salzlagen in Kalusz, vgl. Höfer, 1919, S. 267—270, Taf. 3, Fig. 5.

Eine weitere Grenzfazies gegen die nicht salinarische Sedimentation bilden Kalke und Dolomite. Diese sind für die Frage der Kalk- und Dolomitbildung überhaupt von Bedeutung, da man hier vielleicht entsprechend den Löslichkeitsverhältnissen (Behrend und Berg, 1927, S. 436, 437) anorganischen Übersättigungskalk vor sich hat. Allerdings ist auch ähnliche Kalkbildung wie in anderen Fällen, etwa Verwesungsfällungskalk, möglich, wurde doch sogar Gips- oder Anhydritbildung auf diese Weise erklärt. Hieher gehörige Gesteine sind Stinkschiefer, Anhydritknotschiefer, Hauptdolomit im mittleren, Plattendolomit im oberen deutschen Zechstein. Der Dolomitgehalt ist in allen diesen Gesteinen sehr schwankend, vgl. u. a. Beck, 1912, S. 143, entsprechend den Änderungen des Hydroklimas. Der Anhydritknotschiefer ist ein Bänderdolomit mit kalkigen Schichten (Feinschichtung ähnlich der des norischen Hauptdolomits, S. 481, vgl. Frantzen, 1895, S. 93—98), welcher Anhydritkonkretionen führt, also vergleichbar einem Schiefer mit Kalk- oder Hornsteinkonkretionen. Der Stinkschiefer, ein bituminöser Kalk, und der ihn vertretende Hauptdolomit sind durch tonige Zwischenlagen geschichtet, ebenso der Plattenkalk und -dolomit, welcher durch überhandnehmende Wechsellagerung und Konkretionsbildung aus dem sogenannten unteren Letten hervorgeht, Beck, 1912, S. 142, 143.

Versucht man, den wichtigsten bisher besprochenen Fällen eine Ordnung nach einer vermuteten auskeilenden Wechsellagerung zu geben, so erhält man folgendes Schema:

Salinarisch	{	Kalisalzsalsalz-Wechselagerung	Steinsalz-Anhydrit (Dolomit)-W.	{	Dolomit-Kalk-Anhydrit-W.	} Ton Klastisch
		Steinsalz-Anhydrit-Wechselagerung	Steinsalz-Anhydrit (Ton)-W.		Dolomit (Kalk-)Mergel-W.	
					Anhydrit (Gips-)Ton-W.	
					Steinsalz-Ton-W.	

Ergänzend wäre zu bemerken, daß im Hauptsalzkonglomerat Andeutungen grobklastischer, auf Wechsel der Strömungsintensität beruhender Schichtung vorkommen. Diese gehört zur klastischen Wechselagerung. Everding, 1907, S. 85—87.

Wir sind hier den umgekehrten Weg gegangen wie in den früheren Kapiteln, wo wir mit der auskeilenden Wechselagerung begannen. Dies gebieten die besonderen Verhältnisse der Steinsalzforschung. Es ist auf eine genaue Darstellung der seitlichen Veränderungen bisher zu wenig Wert gelegt worden, zum Teil war auch ihre Feststellung nicht möglich, denn lang verfolgbare Aufschlüsse oder Aufschlußreihen in Erosionsfurchen fehlen, Bohrlöcher und Bergwerke sind zu eng begrenzt. Ich habe in erster Linie die deutschen Verhältnisse im Auge, welche hier, wie in keinem anderen Zweige der Geologie, die Hauptrolle spielen. Die mir zur Verfügung stehenden Profile sind rein schematisch und geben nur einen ungefähren Überblick. Einige Einzelheiten sind trotzdem bekannt. Man liest in der Literatur öfter von seitlichem Vertauben der Kaliflötze, z. B. Beck, 1912, S. 138. Beck hat daraus auch auf Laugenflüsse von bestimmter Zusammensetzung geschlossen. Nach Fulda, 1924, S. 27, 28 und Fig. 4, setzt innerhalb der Steinsalzsichten der Anhydrit-Steinsalz-Wechselagerung des Südharzgebietes der Sylvingehalt treppentartig ein\*) und dieser kann seitlich durch Carnallit vertreten werden. Zur Frage, ob der Sylvin primär oder sekundär ist, nehme ich hier nicht Stellung, aber Fulda hat wohl recht, wenn er aus der seitlichen Abnahme des Kaliehaltes auf Nebeneinandervorkommen verschiedener Mutterlaugen schließt. Allerdings, die durch das Ganze durchschießenden Anhydritlagen auf rhythmische Fällung zurückzuführen, halte ich nicht für notwendig, ich würde eher an Strömungsstockwerke denken. Schließlich sieht man auch Steinsalz und Gips (Anhydrit) im Mergel Schmitzen, nicht immer durchgehende Schichten, bilden, was mindestens auf stärkere Fegung der Nachbarschaft deutet. Ein Nebeneinander (nicht Übereinander!) von Laugen verschiedener Konzentration, d. h. also verschiedenen spezifischen Gewichtes ist aber nur bei Bewegung möglich. Die Vorstellung, daß die Salzpfannen unbewegte, vielleicht geschichtete Laugen enthielten, in welchen höchstens eine Vertikalzirkulation die an der Oberfläche durch Verdunstung gebildeten konzentrierteren Teile ausglich oder deren Ausscheidungen hinabsinken ließ (noch von Fulda, 1923, S. 6, vertreten), ist daher zu verlassen, obwohl sie den Chemikern so gut paßte. Übrigens ist starke Strömung auch durch die Aufarbeitungserscheinungen erwiesen; das Hauptsalzkonglomerat enthält auch Tongerölle, beträchtliche Abtragung

\*) Dies beschreibt übrigens bereits Everding, 1907, S. 100, 101, und erklärt die Erscheinung durch lokale, jahrelang andauernde Verdünnung an Mündungen der Zuflüsse.

kann Platz greifen, Beck, 1912, S. 145, 146. Schichtungsmäßig regelmäßige Abschwemmung nimmt auch Görgey für die glatte oder sanftwellige Dachfläche des Sylvinalits von Wittelsheim an.

Übrigens beschreibt Everding, 1907, S. 98, 99, von Staßfurt nach S und dann gegen W den südlichen Harzrand entlang im deszendenden Hartsalz bzw. Sylvinit Veränderungen, welche als auskeilende Wechselagerung aufgefaßt werden können. Die Kieseritzzwischenlagen hören auf und auch der fein verteilte Kieseritgehalt nimmt ab, dagegen setzen tonig-anhydritische Zwischenlagen ein.

Durch verschiedenes Hydroklima, folglich verschiedenes spezifisches Gewicht des nebeneinander lagernden Mediums, wurden Strömungen wahrscheinlich. Fulda, 1924, S. 19, Fig. 1, stellt sich die Entstehung dieser Strömungen so vor, daß die ungleiche Erwärmung verschieden tiefer Seeteile eine Wasserzirkulation an der Oberfläche nach den seichteren, in der Tiefe nach den tieferen Teilen des Beckens hervorruft. Diesem internen Strömungssystem der salzbildenden Becken, dessen Wasser durch die verschieden starke Verdunstung hydroklimatische Unterschiede aufweisen muß, ist natürlich wieder das Strömungssystem der Zuflüsse angeschlossen, welches durch verschieden starke Mischung\*) von Süß- und Salzwasser ebenfalls hydroklimatische Abstufungen hervorruft und außerdem noch eine klastische Fracht hereinbringt. Der ganze Mechanismus dieser Strömungen von Wasser verschiedenen Hydroklimas und verschiedener Tonbeladung ist von dem die Kalk-Mergel-Wechselagerung hervorbringenden nicht prinzipiell verschieden. Bei der Kalk-Mergel-Wechselagerung sind bisher nur Vermutungen über Zusammenhang des Hydroklimas und der Kalkbildung möglich, im Fall der Steinsalzlager kommen hier alle die sorgfältigen Arbeiten van't Hoff's und seiner Nachfolger bis Jänecke in Betracht, welche die Ausscheidungsfolgen und Beziehungen der Salze darlegen. Sie sind natürlich durch die hier vorgebrachte Anschauung nicht wertlos geworden, aber die Möglichkeit sehr verschiedener Zusammensetzung bewegter Ausgangslösungen, welche die Theorie des Strömungswechsels bietet, wird vielleicht manchen Widerspruch lösen helfen.

Wenn wir uns zunächst ein stationäres Strömungssystem mit gleichzeitiger Ausscheidung verschiedener Salze nebeneinander vorstellen, so wird natürlich jede periodische Änderung der Strömungen Schichtung hervorrufen müssen. Diese Änderung kann jahreszeitlicher Natur und so im wesentlichen die Anhydrit-Steinsalz-Wechselagerung wirklich jahreszeitlich begründet sein. Aber stets ist der Strömungswechsel dazwischen geschaltet. Fulda, 1924, S. 27, lehnt jahreszeitliche Bedingtheit aus klimatischen Gründen ab und ich muß gestehen, im Vergleich zu den großen Perioden, welche wir etwa für die Kalk-Mergel-Wechselagerung anzunehmen haben, scheint mir die jahreszeitliche Periode für die ungefähr gleich mächtige Steinsalz-Anhydrit-Wechselagerung zu kurz. Regelmäßigkeit ist, wie gesagt, kein Beweis für jahreszeitliche Bedingtheit, ansonsten kämen wir mit der geologischen Zeitrechnung in den lächerlichsten Konflikt. Die Triasperiode z. B. hätte dann nur höchstens einige tausend Jahre gedauert.

\*) Wenn es sich um Regengüsse handelt!



Es ist eigentlich zu wundern, daß die rhythmische Fällung als Schichtungsursache nicht zuerst bei den Salzgesteinen aufgetaucht ist, welche so recht die Heimat physikalisch-chemischer Spekulationen darstellen. Erst 1921 wurde sie von Fulda zur Erklärung des Anhydrit-Steinsalz-Wechsels herangezogen. Geologische Gründe, welche gegen die Annahme der rhythmischen Fällung zur Erklärung der Kalk-Mergel-Wechselagerung sprechen, wurden bereits vorgebracht, S. 469. Die Sache ist auch physikalisch bedenklich. Man versteht unter rhythmischer Fällung die eigentümliche Ringbildung, welche entsteht, wenn sich gegenseitig fällende krystalloide Lösungen in einem Gel gegeneinander diffundieren. In manchen Fällen gelingt die Erscheinung auch ohne Gegenwart des Gels. In anderen Fällen hatte die Durchschüttelung mit Kristallisationskeimen keinen Ausfall der Erscheinung zur Folge. Die Theorie des ganzen Vorganges steht durchaus nicht einwandfrei fest. Man kann eine derartig weit hergeholt, theoretisch noch nicht völlig geklärte Sache nicht zur Erklärung des in großartiger Einheitlichkeit in den verschiedensten Gesteinen auftretenden Schichtungsphänomens heranziehen.

Eine ebenso unsichere Sache ist die Laugenentmischung durch Viskositätsanpassung an die Strömungen, Fulda, 1924, S. 20, 21. Es ist noch gar nicht sichergestellt, daß diese theoretisch geforderte Entmischung überhaupt merkliche Unterschiede in der Zusammensetzung der Laugen hervorrufen kann, bzw. ob diese Entmischung gegen die Vermischung, z. B. durch Wirbelbildung, aufkommen kann.

## VI. Übersicht und genetische Einteilung der Schichtung.

Überblicken wir die in Kapitel II—V besprochenen Schichtungsfälle, so ergibt sich, daß die Strömungen als Schichtungsursache eigentlich nur auf zweierlei Art wirken, durch ihre Transportkraft (rein klastische Sedimentation) und ihre physikalisch-chemische Zusammensetzung, welche im Begriffe des Hydroklimas zusammengefaßt werden kann. Der Ausdruck wurde anscheinend von Arn. Heim, 1924, S. 34, zum erstenmal verwendet. Aus diesem Begriffe ist dann die rein mechanische Strömungsintensität auszuschalten. Die zweite Schichtungsursache ist natürlich sehr vielgestaltig und der ersten dem begrifflichen Umfange nach nicht gleichwertig. Mit der wachsenden Erkenntnis der hydroklimatischen Vorgänge bei der Sedimentation werden sich Untergruppen bilden lassen. Die beiden Schichtungsursachen können auch kombiniert auftreten.

### Einteilung der Schichtung.

1. Klastische Schichtung: Konglomerat-Sandstein-Wechselagerung, Sandstein-Ton-Wechselagerung, eventuell gewisse Kalk-Mergel-Wechselagerungen.

2. Klastisch-hydroklimatische Schichtung: Kalk-Mergel-Wechselagerung, Dolomit-Mergel-Wechselagerung, Hornstein-Ton-Wechselagerung, Kalk-Hornstein-Wechselagerung? Steinsalz-Ton-Wechselagerung, Anhydrit (Gips)-Ton-Wechselagerung.

3. Hydroklimatische Schichtung: Kalk-Dolomit-Wechselagerung, Steinsalz-Anhydrit-Wechselagerung, Kalisalz-Steinsalz-Wechselagerung.

Es sind die verschiedensten Kombinationen möglich, auf welche im Text gelegentlich hingewiesen wurde.

Der größte Teil der besprochenen Schichtungsfälle beruht auf Tonzwischenlagen. Sie bilden ein einigendes Band von der rein klastischen bis zur hydroklimatisch bedingten, salinarischen Sedimentation. Immer sind es periodische, mit tonigem chersogenem Material beladene Strömungen, welche ihre Fracht von festländischen Strömungen beziehen. Das leichtere Süßwasser kann weithin und sich allmählich vermischend über das schwerere Meerwasser ausgebreitet werden. Es ist also Landeinfluß, welcher die meisten Schichtungsfälle bewirkt. In der Tat sind ja auch die meisten fossilen Sedimente, deren Schichtung im vorstehenden besprochen wurde, in Landnähe gebildet worden.

Man war früher geneigt, den eupelagischen Sedimenten (Globigerinenschlamm, roter Tiefseeton, Radiolarienschlamm), welche unter den fossilen nur ausnahmsweise vorkommen, chersogene Beimengungen abzusprechen. Nunmehr ist durch die Beobachtungen Correns', 1929, auf der Meteor-expedition der Anteil festländischen Materials an diesen Sedimenten erwiesen. Sogar die Mechanik der Strömungswirkung wird aufgeheilt. Höhere Teile der küstenfernen ozeanischen Böden, weil im Bereiche heftigerer Strömungen gelegen, tragen kalkreicheres, grobkörniges Sediment, tiefere, von langsameren Strömungen bestrichene, kalkärmeres, feinkörniges Material. Der chersogene Detritus ist nämlich im allgemeinen feinkörniger als der thalattogene organische Kalk. Der sicher vorhandene Strömungswechsel muß sich auch hier durch Wechsel tonigerer und kalkigerer Schichten auswirken; tonige Zwischenlagen sind also aller Wahrscheinlichkeit nach den rezenten eupelagischen Sedimenten eigen. Die Lotröhren beweisen oft vertikale Änderung des Kalkgehaltes und der mit der Wirkung der Eiszeit gesuchte Zusammenhang liegt im Stile meiner Auffassung. Wenn auch tektonische Gründe für die rezenten Fälle mit Recht herangezogen werden, so beweist das noch nichts für tektonische Bedingtheit hundertfältiger Wechsellagerung fossiler Gesteine. In den rezenten Fällen ist ja nur eine einzige Schicht beobachtet. Andréé, 1920, S. 429—448.

Wir dürfen uns aber nicht täuschen lassen. Das Bild, welches wir im allgemeinen von der Schichtung bekommen, ist dadurch beeinflusst, daß steile, gute Aufschlüsse in der Regel nur dort entstehen, wo die am leichtesten abböschbaren Tone nur einen geringen Anteil zwischen widerstandsfähigeren Gesteinen ausmachen. In Wirklichkeit bilden die reinen Tongesteine 75 % aller Sedimente, aber wir bekommen sie seltener in guten Aufschlüssen zu sehen, können daher ihre Schichtung oder Schichtungslosigkeit seltener studieren.\*) Auch die auskeilende Wechsellagerung: einerseits tonige Zwischenlagen, andererseits ungeschichteter Ton, muß viel häufiger sein als sie beobachtet wird. Wahrscheinlich gehen auch Tone mit Gips- oder Steinsalzschiechten seitlich in reine Tone über.

\*) Damit ist die reine Tonfazies, welche nach dem Ausgangsschema Abb. 1 in den Schichtungsfällen mit Tonzwischenlagen zu fordern ist, unserer Beobachtung entzogen.

## VII. „Biogene“ Schichtung.

Als bestes Beispiel dient die Wechsellagerung der Kohlenflötze mit klastischen Gesteinen. Als Bedingung für die in der Regel autochthone Kohlenbildung in Flachmooren ist eine gewisse oberflächennahe Lage des Grundwasserspiegels erforderlich, vgl. Pia, 1926, S. 225—228. Neben der fortwirkenden klimatischen Bedingung wird diese Lage im Wechselspiel der Senkung und Aufschüttung nur selten erreicht. Eine gewisse Eigenwilligkeit des organischen Lebens macht sich geltend und läßt auch nicht im entferntesten jene Regelmäßigkeit zustande kommen, wie bei anorganisch bedingter Schichtung. Die Verschiedenheit von der Strömungswechselschichtung der benachbarten Arkosen und Schiefer-tone ist in die Augen springend. Es ist wenig zweckmäßig, beide Erscheinungen im engeren Schichtungs-begriff zusammen zu fassen. Dagegen bedeutet das Vorkommen der auskeilenden Wechsellagerung bei Kohlenflötzen doch eine gewisse Verbundenheit mit früher besprochenen Schichtungs-fällen, Pia 1926, S. 208—210, Fig. 102.

Die Lumaschellen, welche in den verschiedensten Formationen vorkommen, bieten ein zweites Beispiel biogener Schichtung. Auch hier fehlt strengere Periodizität. Eine Art auskeilende Wechsellagerung kommt vor (Hildebrand, 1928, S. 7—9, 60, 61, Taf. I, III, IV, im deutschen Wellenkalk), muß aber nicht auf Vorstößen des Lebensraumes beruhen, sondern kann auch als Einschwemmung toter Schalen aus einem dauernd besiedelten Gebiet gedeutet werden. Ob das eine oder das andere oder beides zutrifft, wäre fallweise zu entscheiden und ist bisweilen umstritten. Im germanischen Wellenkalk unterscheidet Freyberg, 1922, S. 238—240 bodenfremde Fossilbänke von autochthonen. E. Wagner, 1923, S. 405—420 neigt dagegen mehr zur Annahme autochthoner Entstehung der Fossilinseln. Das gegenteilige Extrem stellt Hildebrand, 1928, S. 55—57, vor, welcher fast allgemeine Umlagerung durch Strömung annimmt. Weist man der Strömung einen stärkeren Anteil zu, so steht man vor einem kombinierten Falle „biogener“ und Strömungswechsel-Schichtung.

Die mir bekannten rhätischen Lumaschellen liegen völlig unperiodisch in den verschiedensten Teilen der mit Mergelzwischenlagen regelmäßig wechselnden Kalkbänke. Sonderung der getrennten Bivalvenschalen nach der Größe, häufigere Lage hohl unten, Ineinanderchachtelung, Gleichrichtung der Längsachse weisen auf mäßigen Strömungsanteil. Vortisch, 1926, S. 5 c), 1927, S. 95, 97.

Wenn man dem Schichtungs-begriff überhaupt eine genetische Fassung geben will, ist es fraglich, ob man die „biogene“ Schichtung dazu rechnen soll. Man müßte dem Strömungswechsel noch eine zweite Ursache, Wechsel der Lebensbedingungen, beifügen. Wechsel der Sedimentationsbedingungen als Oberbegriff besagt schließlich gar nichts mehr.

## VIII. Schichtungsähnlicher Wechsel.

Eine Reihe von Erscheinungen ist jedoch ohne Frage aus dem Schichtungs-begriff auszuschalten. Hierher gehört einmal die durch Parallelordnung der vorwiegend in einer oder zwei Dimensionen ent-

wickelten Gemengteile bei der Sedimentation entstehende Primärschieferung vieler Tone und Sandsteine.

Durch Änderung der Materiallieferung kommt Gehängeschichtung und Wechsel von Eruptivdecken und Tuffen zustande. Sind Tuffe regelmäßig Sedimentgesteinen eingeschaltet, wäre zu untersuchen, ob die Periodizität nicht auf den Strömungswechsel zurückgeht, der sich des Materials mehr oder weniger beständiger Eruptionen bemächtigt hat. Gelingt der Nachweis, wäre die Erscheinung als echte Schichtung anzusehen.

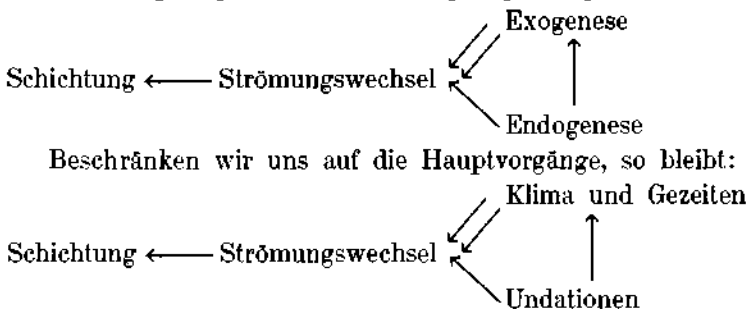
Einen komplizierten Fall beschreibt Emilsson, 1929, S. 2 und Fig. 1: wiederholter Wechsel von Basaltdecken mit klastischem Gestein. Jede Lage des letzteren führt ein Braunkohlenflötz.

Die Natur widerstrebt eben oft unserer begrifflichen Auffassung. Es hat keinen Zweck, sich hier in Tüfteleien zu ergehen.

### IX. System der Schichtungsursachen.

Alle Naturvorgänge bilden ein System, in welchem die Kausalbeziehung eine nähere oder entferntere sein kann. In diesem Sinne läßt sich der Strömungswechsel als nächste Ursache der Schichtung ansehen. Andere Vorgänge stehen in einer entfernteren Beziehung, sind aber trotzdem mit Recht als Schichtungsursachen bezeichnet worden.

Für die geologischen Erscheinungen gilt folgende Übersicht:



Der Einfluß des Klimas oder der Tektonik kann in gewissen Fällen mehr hervortreten, das ändert aber nichts an der Allgemeingültigkeit des Strömungswechsels als Schichtungsursache.

Meine Beurteilung der genetischen Einteilung der Schichtung, welche Brinkmann, 1926, S. 225, gegeben hat, ergibt sich aus dem Vorstehenden. Er hat durch sehr gründliche biostratigraphische Untersuchungen die regionale Verbreitung einer Anzahl von versteckten Erosionsdiskordanzen in der sandigen Küstenfazies des englischen Kellaway nachgewiesen, welche durch Hebung entstanden sind. Als Schichtungsfall kann ich das Beispiel nicht gelten lassen, weil ich als äußersten Grenzfall die Sedimentationsgeschwindigkeit = 0 bei der Omissionschichtung ansehe, wobei man allerdings eine kleine Aufarbeitung gelegentlich in Kauf nehmen muß. Jedoch sind diese Lücken dem Strömungswechsel unterworfen und vermutlich viel kürzer als die des englischen Kellaway. Im letzteren wäre als Schichtung vielmehr die klastische

Wechsellagerung (eventuell Schrägschichtung) zu bezeichnen, welche vielleicht in den Gesteinsmassen zwischen den Erosionsdiskordanzen vorhanden ist.

Auffälliger ist die Beziehung zwischen kurzphasigem, Kalk-Mergel-Wechsellagerung bildenden Strömungswechsel und einer diesen überlagernden, einseitig gerichteten Tendenz bei den Dachbank- oder Emersionszyklen Klüpfels, 1916 *a, b*, und Frebolds, 1925. Vgl. besonders die Profile Klüpfels, 1916 *a*, S. 18—29, 1916 *b*, S. 98. Diese Tendenz, welche Kalkzunahme nach oben durch überhandnehmende Wechsellagerung zur Folge hat, wird von diesen Autoren als allmähliche Hebung gedeutet. Gewiß spricht vieles dafür, aber ich halte es dennoch für möglich, daß alpine Beobachtungen Neues bringen werden. Über Ausmaße und regionale Bedingtheit der Strömungen wissen wir ja noch recht wenig.

Zusammenfassend kann man sagen, daß in einer Anzahl von Fällen ein periodischer Einfluß der Undationen auf die Sedimentation wahrscheinlich ist, sei es, daß durch diese eine Reihe von Erosionsdiskordanzen bei klastischer, oder eine Reihe von Zyklen bei Kalk-Mergel-Bildung entstanden. Wahrscheinlich entstehen bei rein klastischer Sedimentation durch periodische Hebung des korrelaten Abtragungsgebietes ebenfalls Erosionszyklen mit einseitiger Zunahme etwa eines Gliedes der Sand-Ton-Wechsellagerung. Dieser Periodizität würden in einem fluviatilen Abtragungsgebiet entsprechende Abtragungsterrassen zugeordnet sein. In Fällen geosynklinaler Sedimentation wie an der Steinplatte ist dauernde, gleichmäßige Senkung wahrscheinlicher.

Gegenüber den Undationen stellt das Klima den kurzperiodischen Einfluß dar und in den zahlreichen Fällen enger Verknüpfung zwischen Klima und Strömungswechsel kommt die Periodizität dieses Einflusses stark zur Geltung. Die Periodizität des Klimas war die Ursache der Aufdeckung dieser Schichtungsursache in Fällen, wo man aus der Regelmäßigkeit des Gesteinswechsels nach periodischen Einflüssen Umschau hielt. Es handelt sich hier durchaus um echte Schichtung. Hieher gehört vor allem die Schichtung der postglazialen Sedimente Südschwedens (De Geer, 1912) und Südfinnlands (Sauramo, 1923). Der Nachweis, daß jedes Schichtchen der Sande und Tone einer sommerlichen Schmelzperiode entspricht, kann als gelungen angesehen werden; besonders die Arbeit Sauramos ist ein sedimentpetrographisches Musterwerk. Bei seiner Erörterung des Sedimentationsvorganges wird dem Autor selbst klar, daß der Strömungswechsel die unmittelbare Schichtungsursache ist. Es sagt S. 98, Zeile 20, 21 von oben: „die diataktische Struktur (d. i. Materialsonderung) würde nicht entstehen, wenn das Material durch einen stationären (= uniform continuous) Strom fortgeschafft würde“. Auch die Schichtung gewisser permischer und präkambrischer Glazialsedimente ist zu vergleichen (Sauramo, 1923, S. 103, 104). Endlich besteht auch in den Steinsalzlagern die Möglichkeit jahreszeitlicher Schichtung.

Mit der jahreszeitlichen Schichtung ist aber auch der einigermaßen gesicherte Einfluß des Klimas erschöpft. Deutungsversuche, wie die Pompeckys, 1914, und Winklers, 1926, sind eben nur Versuche.

Pompecky, 1924, S. 28, 29, hält die Brücknersche Klimaperiode von 35 Jahren zur Erklärung der Kalk-Mergel-Wechsellagerung im schwäbischen Malm für die wahrscheinlichste. Winkler, 1926, S. 276, 301 bis 312, denkt an dieselbe Periode bei untergeordneten Rhythmen der Bändermergel und des Flysches der Julischen Alpen, an die durch den 21.000 jährigen Periheliumlauf (Präzessionsbewegung der Erdachse) hervorgerufene Klimaperiode bei der Schichtung der Hornsteinschichten und Dachstein-Karstkalke der Julischen Alpen, bekennt aber, daß wir erst am Anfange der Lösung dieses Problems stehen.

In der Tat sind wir hier noch auf sehr unsicherem Boden. Einmal sind größere Klimaperioden als die jahreszeitlichen überhaupt noch lange nicht sicher erfaßt, dann können wir uns auch noch keine klare Vorstellung von der Einwirkung auf den Strömungswechsel machen. Von Präzessionsbewegungen der Erdachse, Schwankungen der Exzentrizität und Ekliptikschiefe zur Schichtung ist noch ein weiter Weg, auf welchem viele Zwischenglieder fehlen.

Durchaus bleibt aber die Tatsache bestehen, daß Klimaänderungen nur durch den Strömungswechsel auf die Schichtung wirken können. Wenn wir daher der Definition: Schichtung ist Wechsellagerung, einen genetischen Beisatz zufügen wollen, kann er nur lauten: entstanden durch Strömungswechsel. Zu diesem Ergebnis sind wir durch einen Überblick über die verbreitetsten Fälle gelangt. Das Allgemeinergebnis bietet einen genügend weiten Rahmen für viele Einzelfälle, welche noch der Deutung harren. Voraussetzung für die Richtigkeit des genetischen Beisatzes ist allerdings eine etwas engere Fassung des Schichtungsbegriffes als bisher üblich, nämlich seine Beschränkung auf die Repetitionsschichtung im Sinne Alb. Heims; als vielfachen, gleichartigen Gesteinswechsel, mit Einschluß der Kreuz- und Diagonalschichtung.

#### Literaturverzeichnis.

Andert H.: Die Kreideablagerungen zwischen Elbe und Jeschken, II. Die nordböhmische Kreide zwischen Elbesandsteingebirge und Jeschken und das Zittauer Sandsteingebirge. Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., H. 117, Berlin 1929.

Andrée K.: Wesen, Ursache und Arten der Schichtung. Geologische Rundschau, 6, S. 351—397, Leipzig 1916.

Andrée K.: Geologie des Meeresbodens, 2, Leipzig 1920.

Andrée K.: Das Meer und seine geologische Tätigkeit. Grundzüge der Geologie, herausgegeben von Salomon, 1, S. 361—424, Stuttgart 1924.

Barrell J.: Criteria for the Recognition of ancient Delta Deposits. Bull. Geol. Soc. America, 33, S. 377—446, 1912.

Beck K.: Petrographisch-geologische Untersuchung des Salzgebirges im Werra-Fuldagebiet der deutschen Kalisalzagerstätten. Zeitschr. prakt. Geol., 20, S. 133—158, 1912.

Behrend F. und Berg G.: Chemische Geologie, Stuttgart 1927.

Brinkmann R.: Über die sedimentäre Abbildung epirogener Bewegungen sowie über das Schichtungsproblem. Nachr. v. d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, Math.-phys. Kl., 1925, S. 202—228, Berlin 1926.

Brinkmann R.: Statistisch-biostratigraphische Untersuchungen an mitteljurassischen Ammoniten, über Artbegriff und Stammesentwicklung. Abh. Ges. Wiss. zu Göttingen, Math.-phys. Kl., N. F., 13, Berlin 1929.

Cornelius H. P. und Furlani-Cornelius M.: Über die Tektonik der Marmolatagruppe (Südtirol). N. Jh. Min. Beilageband 56, Abt. B, S. 1—77, Stuttgart 1927.

Correns C. W.: Anzeichen von Beziehungen zwischen Strömungen und Bildung küstenferner (eupelagischer) Sedimente. N. Jb. Min. Beilageband 57, Abt. A, S. 1109 bis 1118, Stuttgart 1928.

Defant A.: Einführung in die Geophysik, III, Dynamische Ozeanographie, Berlin 1929.

De Geer G.: Geochronologie der letzten 12.000 Jahre. Geologische Rundschau, 3, S. 457—471, Leipzig 1912.

Diener C.: Grundzüge der Biostratigraphie, Leipzig und Wien 1925.

Emilsson, S.: Beiträge zur Geologie Islands. Centralbl. Min., Abt. B, S. 1—4, Stuttgart 1929.

Everding H.: Zur Geologie der deutschen Zechsteinsalze. Mit einer „allgemeinen geologischen Einführung“ von F. Beyschlag und einem Verzeichnis der „Literatur über die Geologie der deutschen Salzablagerungen“ von E. Zimmermann. Deutschlands Kaliberghau. Festschr. zum 10. allgem. deutschen Bergmannstage zu Eisenach, Berlin 1907. (Stand leider erst während des Druckes zur Verfügung.)

Ewald R.: Schichtung und Bankung des Buntsandsteines in ihrer Bedeutung für seine Stratigraphie und Paläographie. Der Steinbruch, Berlin 1920.

Frantzen W.: Der Zechstein in seiner ursprünglichen Zusammensetzung und der untere Buntsandstein in den Bohrlöchern bei Kayserroda. Jb. Preuß. Geol. Landesanst., 15, S. 65—121, Berlin 1894.

Frebold H.: Über zyklische Meeressedimentation. Tektonische, biostratigraphische und paläontologische Studien im Rahmen einer paläogeographischen Untersuchung des Lias. Leipzig 1925. (Ref. N. Jb. Min. Abt. B, Jg. 1925, II. Bd., S. 132 bis 134.)

Freyberg B. v.: Der Anbau des unteren Wellenkalks im Thüringer Becken. N. Jb. Min. Beil. B. 45, S. 214—274, Stuttgart 1922.

Fugger E.: Salzburg. Erl. geol. Karte österr.-ung. Mon., SW-Gr. Nr. 9, Wien 1903.

Fulda E.: Entstehung und Einteilung der deutschen Kalisalzagerstätten. Zs. prakt. Geol., 29, S. 161—165, Berlin 1921.

Fulda E.: Zur Entstehung der deutschen Zechsteinsalze. Zs. Deutschen Geol. Ges., 75, Abh. S. 1—13, Stuttgart 1924.

Fulda E.: Studie über die Entstehung der Kalialagerstätten des deutschen Zechsteins. Z. D. Geol. Ges., 76, Monatsber. S. 7—30, Stuttgart 1924.

Fulda E. und Roehler H.: Rhythmische Fällung im Zechsteinmeere. Kali, 15, S. 108—109, 1921. (Ref. N. Jb. Min. 1923, II. S. 201.)

Goldman M. I.: Proportions of detrital organic calcareous Constituents and their chemical Alteration in a Reef Sand from the Bahamas. Carnegie Institution of Washington, Publication No. 344, S. 37—66, 1926.

Görgey R.: Zur Kenntnis der Kalisalzager von Wittelsheim im Ober-Elsaß. Tschermaks Min.-Petr. Mitt., N. F., 31, S. 340—468, Wien 1912.

Hahn F. F.: Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe, I. stratigraphisch-paläontologischer Teil. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 60, S. 310—420, Wien 1910.

Heim Alb.: Einige Gedanken über Schichtung, Geologische Nachlese. Vierteljahrsschrift. Naturf. Ges. Zürich, 54, S. 330—342, Zürich 1909.

Heim Alb.: Geologie der Schweiz, Bd. I, II, II<sub>2</sub>, Leipzig 1922.

Heim Arn.: Über submarine Denudation und chemische Sedimente. Geologische Rundschau, 15, S. 1—47, Berlin 1924.

Heritsch F.: Das Silur von Böhmen. Sammelreferat über neuere Arbeiten. Geologische Rundschau, 19, S. 321—344, Berlin 1928.

Hildebrand E.: Der Aufbau des Wellenkalkes, ein Beitrag zur Frage seiner allgemeinen Bildungsbedingungen. Geol. und pal. Abh., N. F., 16, Jena 1928.

Höfer-Heimhalt H.: Allgemeine Geologie der Salzlagerstätten. Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch, 67, Wien 1919.

Jänecke E.: Die Entstehung der deutschen Kalisalzager. Die Wissenschaft, 59, Braunschweig 1915. (Die 2. Auflage stand leider nicht zur Verfügung.)

Jänecke E.: Die Entstehung der Salzlagerstätten. Handb. d. Mineralchemie, herausgegeben von Doelter und Leitmeier, 4, S. 1250—1291, Dresden und Leipzig 1929.

Katzer F.: Notizen zur Geologie von Böhmen. X. Beiträge zur petrologischen Kenntnis des älteren Paläozoikums in Mittelböhmen. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, S. 37—61, Wien 1905.

Kayser E.: Lehrbuch der Geologie, Bd. I—IV, Stuttgart 1924.

Kettner und Kodym: *Nová Stratigrafie Barrandienu. Časopis Musea Král. Českého.* (Eine neue Stratigraphie des Barrandiens. Zeitschrift des königl. böhm. Museums), S. 1—11, Prag 1919.

Klöpffel W.: Zur Kenntnis des Lothringer Bathonien. Geologische Rundschau, 7, S. 1—29, Leipzig 1916 (1916a).

Klöpffel W.: Über die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura. Geologische Rundschau, 7, S. 97—109, Leipzig 1916 (1916b).

Kodym O.: *Partie occidentale du Gothlandien et du Devonien.* Knih. státn. geol. ust. čsl. rep. (Bibliothek d. geol. Staatsanst. d. tschechosl. Rep.), 9, Prag 1925.

Kodym O. und Koliha J.: *Excursion géologique dans la vallée de Radotín e à Pírdolí.* Věstník státn. geol. ust. čsl. Rep. (Mitteilungen d. geol. Staatsanst. d. tschechosl. Republik) 4, S. 84—115, Prag 1928.

Lamprecht F.: Schichtenfolge und Oberflächenformen im Winterberggebiete des Elbesandsteingebirges. Dissertation. Bad Lieberwerda 1928.

Leuchs K.: Geologie von Bayern, II. Teil: Bayrische Alpen. Handbuch der Geologie und Bodenschätze Deutschlands, II. Abt.: Regionale Geologie Deutschlands, Berlin 1927.

Leuchs, K., Beiträge zur Lithogenesis kalkalpiner Sedimente, I. u. II. Teil. N. Jb. Min., Beil. B. 59, Abt. B, S. 357—430, Stuttgart 1928.

Leuchs K. und Udluft H.: Entstehung und Bedeutung roter Kalke der Berchtesgadener Alpen. „Senckenbergiana“, 8, S. 174—199, Frankfurt a. M. 1926.

Liebus A.: Geologische Wanderungen in der Umgebung von Prag. Sammlung gemeinnütziger Vorträge, herausgegeben vom Deutschen Verein zur Verbreitung gemeinnütziger Kenntnisse, Prag 1911.

Michaelis G.: Die Wasserbewegung an der Oberfläche des Indischen Ozeans im Jänner und Juli. Veröffentlichungen des Institutes für Meereskunde an der Universität Berlin, N. F. A. Geogr.-naturw. Reihe, Heft 8, Berlin 1923.

Mojsisovics v. Mojsvar E.: Beiträge zur topischen Geologie der Alpen. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 21, S. 189—210, Wien 1871.

Mojsisovics v. Mojsvar E.: Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Beiträge zur Bildungsgeschichte der Alpen, Wien 1879.

Ogilvie Gordon M. M.: Das Grödener, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. Geologische Beschreibung mit besonderer Berücksichtigung der Überschiebungerscheinungen, I. u. II. Teil. Stratigraphie-Tektonik. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 24, Heft 1, Wien 1927.

Paech H.: Die Oberflächenströmungen um Madagaskar in ihrem jährlichen Gang. Veröffentlichungen des Institutes für Meereskunde an der Universität Berlin, N. F. A. Geogr.-naturw. Reihe, Heft 16, Berlin 1926.

Penck A. und Brückner E.: Die Alpen im Eiszeitalter, I. Bd. Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen. Leipzig 1909.

Perner J. und Kodym O.: On the Zonal Division and Correlation of the Silurian of Bohemia. Am. Journal of Science, 4, S. 53—72, 1922.

Philippi E.: Über das Problem der Schichtung und über Schichtbildung am Boden der heutigen Meere. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges., 60; Abhandlungen, S. 346—377, Berlin 1908.

Pia J.: Pflanzen als Gesteinsbildner, Berlin 1926.

Pompecki J. F.: Die Bedeutung des Schwäbischen Jura für die Erdgeschichte. Stuttgart 1914.

Reis O. M.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wettersteingebirges, I. Teil. München 1911.

Rüger L.: Die Rhät-Lias-Ablagerungen der Langenbrücker Senke. Ein Beitrag zur Paläogeographie Südwestdeutschlands. Dissertation, Heidelberg 1922.

Rózsa M.: Die Entstehung der Zechsteinsalzlager aus chemisch-geologischen Gesichtspunkten. — Centralbl. Min., S. 35—41, Stuttgart 1917.

Sauramo M.: Studies on the Quarternary Varve Sediments in Southern Finland. Bulletin de la Commission Géol. de Finlande, 60, Helsinki 1923.

Schander H.: Die cenomane Transgression im mittleren Elbtalgebiet. Geol. Archiv, 2, S. 49—96, Königsberg 1923 (Steindruck). Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges., 75, Abhandlungen, S. 107—154, Berlin 1924.



Schöndorf F.: Die geologischen Verhältnisse der deutschen Kalisalzagerstätten. Handbuch d. Mineralchemie, herausgegeben von Doelter und Leitmeier, 4, S. 1297—1339. Dresden und Leipzig 1929.

Semper M.: Schichtung und Bankung. Geologische Rundschau, 7, Leipzig 1917.

Spengler E.: Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft. Wien, 11, S. 1—70, Wien 1918.

Spengler E.: Das Afienzer Triasgebiet. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 69, S. 221—254, Wien 1920.

Spengler E.: Der geologische Bau der Kalkalpen des Traisentalles und des oberen Pielachgebietes. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 78, S. 53—142, Wien 1928.

Stanczak W.: Beobachtungen über Schichtung an einigen paläozoischen und oberkretazischen Gesteinen der Umgebung von Prag. Dissertation, S. 1—37, Prag 1921. (Manuskript — bisher nicht veröffentlicht.)

Steinmann G.: Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? Geologische Rundschau, 16, S. 435—468, Berlin 1925.

Trusheim F.: Die Mittenwalder Karwendelmulde. Beiträge zur Lithogenese und Tektonik der nördlichen Kalkalpen. Dissertation, Wissenschaftliche Veröffentlichungen des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines Nr. 7, Innsbruck 1930.

Uhlig V.: Die marinen Reiche des Jura und der Unterkreide. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft, Wien, 4, S. 329—448, Wien 1911.

Vortisch W.: Zur Entstehung des Mönchsbergkonglomerates in Salzburg. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, S. 204—207, Wien 1924.

Vortisch W.: Die Schotterbildungen südlich und westlich der Lausitzer Überschiebung und des Jeschkenbruches von Niedergrund bis Drausendorf. „Lotos“, 73, S. 1—68, Prag 1925.

Vortisch W.: Oberrhätscher Riffkalk und Lias in den nordöstlichen Alpen. I. Teil, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 76, S. 1—64, Wien 1926; II. Teil, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 77, S. 93—122, Wien 1927.

Vortisch W.: Aufarbeitungserscheinungen (Tougalen) in der oberen Kreide bei Böhmischem-Leipa. „Firgenwald“, 1, S. 76—92, Reichenberg 1928.

Wähner F.: Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, S. 168—176, 190—206, Wien 1886.

Wähner F.: Zur Beurteilung des Baues des mittelböhmischen Falteengebirges. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 66, S. 1—72, Wien 1916.

Walther J.: Lithogenese der Gegenwart, 3. Teil einer Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Jena 1894.

Walther J.: Lehrbuch der Geologie Deutschlands. Leipzig 1910.

Wepfer E.: Die Auslaugungsdiagenese, ihre Wirkung auf Gestein und Fossilinhalt. N. Jb. Min., Beil. B. 54, Abt. B, S. 17—94, Stuttgart 1926.

Willimzik M.: Die Strömungen im subtropischen Konvergenzgebiet des Indischen Ozeans. Veröffentlichungen des Institutes für Meereskunde der Universität Berlin, N. F. A. Geogr.-naturw. Reihe, Heft 14, Berlin 1929.

Winkler A.: Zum Schichtungsproblem. Ein Beitrag aus den Südalpen. N. Jb. Min., Beil. B. 53, Abt. B, S. 271—314, Stuttgart 1926.

Zimmermann E.: Die ersten Versteinerungen aus Tiefbohrungen in der Kali-region des norddeutschen Zechsteins. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges., 56, Monatsbericht, S. 47—52, Berlin 1904.

# Der ostalpine Deckenbogen.

## Eine neue Synthese zum alpinen Deckenbau.

Von Max Richter (Bonn).

(Mit 7 Textfiguren und 1 Tafel.)

Die Erforschung des alpinen Deckenbaues scheint gegenwärtig zu einem gewissen Abschluß gelangt zu sein. Die Gliederung der alpinen Decken, die Frage über ihre Ausdehnung und Reichweite sind heute zu einem festgefügt erscheinenden Bild erstarrt, wie es z. B. Alb. Heim in seiner Geologie der Schweiz dargestellt hat oder wie es in den zahlreichen Arbeiten vor allem von R. Staub entworfen worden ist. Durch dieses Schema, in das der alpine Deckenbau versetzt wurde, wird leicht der Eindruck erweckt, als seien wir schon jetzt zu einem endgültigen Ergebnis in der Erforschung des alpinen Baustils und alpiner Probleme gekommen. Als feststehende Tatsache erscheint vieles, was in Wirklichkeit noch nicht über das Problemhafte hinausgewachsen ist.

Über die tektonische Darstellungsweise, die in den letzten Jahren so gut wie ausschließlich das Feld beherrscht, werden andere, nicht minder wichtige Erscheinungen vergessen oder beiseite geschoben. In vielen Fällen sind fazielle Untersuchungen und Überlegungen außer acht gelassen worden und so ergibt sich heute die keineswegs überraschende Tatsache, daß aus solchen Dingen heraus schwere Einwände erhoben werden können gegen das tektonische Schema im alpinen Baustil.

Ich möchte daher in folgenden meinerseits eine Reihe von Betrachtungen anstellen, die auf gewisse Erscheinungen im alpinen Deckengebäude ein anderes Licht zu werfen scheinen und aus denen sich ergibt, daß der augenblickliche Stillstand der alpinen Forschung überwunden werden kann. Ausdrücklich hinzugefügt sei, daß ich vollkommen auf dem Boden des alpinen Deckenbaues stehe, wenn ich auch das zur Zeit herrschende Dogma der alpinen Deckenlehre nicht anzuerkennen vermag.

Bei den folgenden Ausführungen gehe ich vom westlichen Teil der nördlichen Kalkalpen aus, um von da nach Graubünden vorzudringen. Besonderes Gewicht wird dabei den faziellen Verhältnissen beigelegt. Bemerkt sei, daß ich alle angeführten Verhältnisse aus eigener Anschauung seit einigen Jahren kennen gelernt habe. Herzlichen Dank sage ich auch hier der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft, die es mir durch eine Beihilfe ermöglichte, mir noch unbekannt wichtige Stellen in Graubünden im Sommer 1929 anzusehen.

## I. Das Westende der nördlichen Kalkalpen.

Im Allgäu, Vorarlberg und in den Lechtaler Alpen beteiligen sich im wesentlichen vier ostalpine Decken am Aufbau der nördlichen Kalkalpen. Die untere Deckengruppe — Allgäu-Lechtaldecke — wird von der höheren Inntaldecke weithin überfahren. Diese, stellenweise noch kleine Klippen der höchsten Krabachjochdecke tragend, schwimmt frei auf der unteren Deckengruppe. Allgäu- und Lechtaldecke stehen sich sehr nahe, die Allgäudecke ist der an der Stirn hängengebliebene Randteil der Lechtaldecke und wurde von dieser dann überfahren (63). Beide Decken gehören daher aufs engste zusammen.

Im südlichen Bregenzer Wald — zwischen Bregenzer Ach und Ill — setzt die Allgäudecke aus, allein die Lechtaldecke zieht in den Rätikon fort. Die Inntaldecke hebt sich nach S und nach W am Flexenpaß in die Luft und verschwindet so ebenfalls. Am Westende der Kalkalpen im Rätikon tritt so nur noch die Lechtaldecke auf, hier den bekannten Schuppenbau zeigend. Dieser Schuppenbau geht, was mir sehr wesentlich erscheint, gegen NW und W (vgl. Abschnitt VIII).

Die Lechtaldecke ist die einzige kalkalpine Decke dieser Gebiete, die eine kristalline Basis besitzt. Diese besteht aus der Phyllitzone von Landeck, die durch Hammer (39) eine ausgezeichnete Darstellung erfahren hat. Eine „unterostalpine“ Stellung, wie sie Kober angedeutet hat (47, 48), kommt für die Phyllitzone nicht in Frage, da sie die normale kristalline Basis der Lechtaldecke ist. In ihr finden sich im wesentlichen Phyllite, Phyllitgneise und Glimmerschiefer sowie auch untergeordnete Feldspatknottengneise, also Paragesteine. Von größter Bedeutung ist, daß die Phyllitzone überall scharf tektonisch abgegrenzt ist gegen Orthogesteine und Altkristallin der Ötztal- und Silvrettamasse. Die Grenzzone wird durch Mylonitstreifen sowie durch eingeschaltete Fetzen von Verrucano und unterer Trias bezeichnet (Zug Puschlin—Thialspitze). Daher ergibt sich, daß die Phyllitzone auch im Streichen begrenzt erscheint, im O wird sie von dem Ötztaler Altkristallin überfahren (vom Pitztal an bis zum Inn), im W taucht sie ebenso unter das Altkristallin der Silvretta unter und ist bereits am Arlberg unter diesem verschwunden.

Da südlich der Phyllite, an der Grenze gegen das Silvrettakristallin, vielfach wieder jüngere Schichten auftreten (der schon eben erwähnte Zug Puschlin—Thialspitze) bis zur unteren Trias, so ergibt sich, daß die Phyllitzone einen Deckensattel bildet zwischen Arlberg und Pitztal. Der südlich anschließenden Deckenmulde gehören dann Silvretta- und Öztalmasse an.

Der Streifen jüngerer Sedimente südlich der Phyllite zwischen diesen und dem Silvrettakristallin kann nur die Fortsetzung der kalkalpinen Sedimente der Lechtaldecke bilden. Bei der normalen Auflage dieser Sedimente auf den Phylliten ist die Möglichkeit auszuschließen, in diesem Streifen etwa die Wurzel der Inntaldecke zu sehen, wie ich dies früher zu deuten versucht habe (63). So liegt hier die Silvrettadecke unmittelbar der Lechtaldecke auf; Reste der Inntaldecke sind dazwischen nicht vorhanden. Bei dieser Auffassung ergibt sich aber die Notwendigkeit, im

S der Silvretta genau so wie für die Lechtaldecke auch nach einer Fortsetzung der Inntaldecke suchen zu müssen. Und tatsächlich treten ja auch südlich der Silvretta wieder kalkalpine Sedimente auf, die zweifellos tektonisch tiefer liegen als das Silvrettakristallin und von diesem unmittelbar überfahren werden. Es sind die Sedimente der Campodecke-Aeladecke, die allerdings bisher nicht als „oberostalpin“, sondern als „mittelostalpin“ betrachtet worden sind. Ich werde im Abschnitt III darauf eingehender zurückkommen.

Wie schon oben erwähnt, tritt im Rätikon nur noch die Lechtaldecke auf. Die Basis derselben wird im Rells- und Gauertal von Phyllitgneisen und Glimmerschiefern gebildet, über die der Verrucano der Lechtaldecke transgrediert (54) und die zweifellos die Fortsetzung der wiedererstandenen Landecker Phyllitzone sind. Und genau wie weiter im O südlich der Phyllitzone ein Streifen jüngerer Sedimente folgt, so treten auch im Rätikon Verrucano und Trias, sogar noch etwas unterer Jura auf. Diese bilden die altbekannte Mulde der Mittagsspitze, 2167 m. Südlich bzw. östlich dieser folgt dann sofort das Altkristallin der Silvretta.

So entspricht der Zug der Mittagsspitze dem Zug Puschlin—Thialspitze im O, beide scheinen sich ziemlich genau zu entsprechen. Schon R. Stauh hat auf diesen Zusammenhang aufmerksam gemacht (84). Daraus ergibt sich aber weiter der bedeutsame regionale Charakter der Störung, die Silvrettakristallin und Phyllitzone trennt. Hier kann ich Hammer (39) nicht zustimmen, der in dieser Störung eine mehr lokale Erscheinung sehen wollte.

Zuletzt sei hier noch auf das Umschwenken sämtlicher Strukturlinien am Westende der Kalkalpen hingewiesen. Das Streichen aller Zonen biegt gegen den Rätikon und in diesem ganz deutlich gegen SW und zuletzt sogar gegen S ab. Verfolgt man diese Erscheinung im einzelnen, so zeigt sich: Die verschiedenen Schuppen, in die der Rätikon zerfällt, schwenken aus dem normalen O-W-Streichen in den Vorarlberger Alpen in die NO-SW-Richtung, ja sogar in die NS-Richtung um. Die Aufschiebungen sind daher nicht nur nach N, sondern auch nach NW und W gerichtet. Diese Erscheinung könnte man zunächst für einen reinen Erosionsanschnitt halten. Daß diese Deutung aber nicht zutreffen kann, geht daraus hervor, daß auch die Sättel und Mulden die Schwenkung mitmachen (z. B. Mulde der „Alpilla-Fundelkopfschuppe“; Zimba-Scesaplanamulde), ebenso wie sich diese Schwenkung ja schon in ausgezeichneter Weise an den Falten im Allgäu zeigt (Allgäuer Hauptmulde, Falten bei Oberstdorf).

Bringt man dieses Umschwenken in Zusammenhang mit der Tatsache, daß die Schuppen sich nach der Einstellung in das W-O-Streichen sehr rasch verlieren, so ergibt sich, daß die Schuppenbildung nach NW und W im Rätikon durch Mangel an Raum veranlaßt wird. Die von S nach N vorgleitende Deckenmasse wurde im NW und W in ihrer Bewegung gehemmt und mußte deshalb gegen N an einem westlich liegenden Widerstand vorbeigleiten. So kommt es zur Aufschichtung nach W und NW und zur Bogenform der Falten und Schuppen (Fig. 7).

Daraus ergibt sich aber auch, daß das Westende der Kalkalpen im Rätikon nicht ein reiner Erosionsraud ist, sondern zweifellos primären Strukturen entspricht. Dies erscheint mir aber von wesentlicher Bedeutung für die Auffassung des ganzen Ostalpenrandes. Im Abschnitt VIII komme ich auf diese Erscheinung wieder zurück.

Sucht man nun die Decken, wie sie im westlichen Teil der nördlichen Kalkalpen auftreten, nach S zu verfolgen, so stößt man auf große Schwierigkeiten. Krabachjochdecke und Inntaldecke steigen nach S in die Luft, das Mesozoikum der Lechtal-Allgäudecke hebt sich ebenfalls in die Luft, die kristalline Phyllitunterlage der beiden letzteren aber taucht unter das Ötztal-Silvrettakristallin unter und dieses deckt alles vollkommen zu. Trotzdem ist aber von vornherein anzunehmen, daß diesen genannten Decken im S dort verbliebene Deckenteile entsprechen müssen. Ich stelle die ostalpinen Decken im N und S zusammen:

N	Silvrettadecke	S
Krabachjochdecke		Campodecke { Umbraildecke Ortler-Aeladecke
Inntaldecke		Berninadecke
Lechtal-Allgäudecke		Errdecke

Die hier nebeneinandergestellten Decken sind nur eine Aufzählung, sie entsprechen sich aber nicht in dieser Gegenüberstellung.

Als große durchgehende Einheit tritt nur die Silvrettadecke auf; ihr kommt daher eine ganz besondere Bedeutung zu. Ich gehe daher zunächst auf die Silvrettadecke (und Ötztaldecke) ein, die als oberste hauptsächlich kristalline Decke einen weiten Raum einnimmt. Ist ihre Stellung und Abgrenzung richtig erkannt, kann von ihr aus auf tiefere tektonische Serien eingegangen werden.

## II. Die Silvrettadecke.

Früher wurde die Ötztalmasse von der Silvrettamasse scharf abgegrenzt und durch das Fenster des Unterengadins von dieser getrennt, doch hat sich allmählich der Unterschied zwischen den beiden im wesentlichen altkristallinen Massiven mehr und mehr verwischt. So erscheint auf der Karte von Staub (84) der ganze südliche Teil der Silvretta (Nuna- und Keschmasse) bis nördlich zur Linie Davos—Guarda als Ötztaldecke. Dadurch ist bereits das Kristallin der Silvrettadecke stark verringert. Andererseits aber besteht kein Grund, den nördlichen Teil der Silvrettamasse vom südlichen abzutrennen längs der Linie Davos—Guarda, wo das Kristallin überall beiderseits von der von Staub gezeichneten Grenze ganz normal zusammenhängt. Wie auch die neue Karte von Streckeisen (89) zeigt, zieht hier nirgendwo eine tektonische Grenze durch, und im Gelände findet man ebenfalls nirgends etwas davon.

Nördlicher und südlicher Teil der Silvrettadecke können daher nicht voneinander getrennt werden. Daraus ergibt sich aber ganz zwangsläufig der Schluß: Die „Silvrettadecke“ ist entweder „Ötztaldecke“ oder umgekehrt. Daß beide tatsächlich eine einheitliche Decke sind, läßt sich an den verschiedensten Punkten nachprüfen. Ich greife einige heraus, und wir betrachten zunächst den Nordrand von Silvretta- und Ötztalmasse.

Der Überschiebungsrand der letzteren auf die schon im vorigen Abschnitt erwähnte Phyllitzone von Landeck verläuft vom Inntal her bis Wenna im Pitztal (vgl. Blatt Landeck [3]). Der Biotitplagioklasgneis von Gschwent-Neudeck inmitten der Phyllitzone ist wohl als Schubfetzen der Ötztaldecke zu deuten, ebenso der gänzlich mylonitische schmale Streifen von Augengneisen, die von Wenna zum Gipfel des Venetberges ziehen und dort nach W ausheben. Dann verläuft der Rand von Wenna südlich Piller vorbei bis Harben. Nach der Auffassung von Hammer (39) zieht er von hier nach SO zurück ins Kauner Tal. Ich glaube aber nicht, daß die Basis der Ötztaldecke so zu legen ist. Viel deutlicher und überzeugender ist folgendes: Nimmt man die Grenze zwischen Phyllitzone und daraufgeschobenem Altkristallin als Grenze der Ötztaldecke an, was das Natürliche ist, so streicht diese Grenze von Harben nicht nach SO, sondern nach SW zum Durchbruch des Inns bei der Pontlatzer Brücke. Von Harben bis hier überschieben Orthogneise (mit Mylonitzonen!) und Biotitplagioklasgneise die Phyllitgneise und Phyllite der Landecker Phyllitzone. Außerdem finden sich längs dieser Grenze

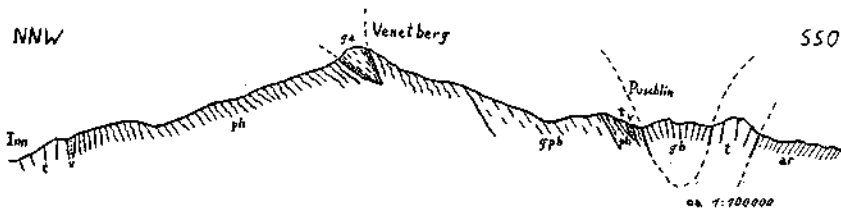


Fig. 1. Profil durch die Deckenmulde von Pontlatz.

*t* = untere Trias, *v* = Verrucano, *ph* = Phyllite, *gph* = Phyllitgneise und Glimmer-schiefer der Lechtaldecke. *gb* = Biotitplagioklasgneis, *ga* = Augengneis der Silvretta-decke. *ar* = Gesteine der Arosener Zone im Engadiner Fenster.

Fetzen von Verrucano und unterer Trias. Es handelt sich zweifellos um eine sehr bedeutende tektonische Linie, die nur als Überschiebungsrand der Ötztaldecke aufgefaßt werden kann.

Sehr bezeichnend ist weiter, daß die Gneise der Ötztaldecke beiderseits Pontlatz einen deutlichen Muldenbau zeigen und sich nach S herausheben gegen das Unterengadiner Fenster zu. Und tatsächlich kommt unter ihnen in Fetzen am Fensterrand wieder die Phyllitzone heraus nordöstlich Asters, mit Fetzen von unterer Trias bei Asters selbst und östlich des Inns bei Außergufer im P. 1851, die den Fetzen auf der Nordseite der Ötztaldecke bei Harben und im Zug der Thialspitze entsprechen.

So hängt das Kristallin der Ötztaldecke in einem schmalen Stiel, aber in geschlossenem Zug, mit dem Kristallin der Silvretta zusammen, sich gegen das Ferwall hin rasch verbreiternd. Dieselben Biotitplagioklasgneise ziehen aus der Ötztaldecke in Ferwall und Silvretta hinein, die Verbindung ist der schmale Stiel der Deckenmulde von Pontlatz (Fig. 1). Nördlich und südlich derselben kommt die Lechtaldecke heraus, nördlich in der breiten Phyllitzone mit dem auflagernden Mesozoikum des Zuges Thialspitz-Harben, südlich in den oben skizzierten Fetzen von Phylliten und unterer Trias.

Der Nordrand der Ötztal-Silvrettadecke läßt sich dann an der Thialspitze vorbei verfolgen bis zum Arlberg, wo die Phyllitzone völlig überdeckt wird. Dann finden wir im Rätikon — entsprechend den Fetzen von Verrucano und Trias bei Puschlin und der Thialspitze — Verrucano und Trias der Mittagsspitze. Endlich legt sich im südlichen Rätikon dasselbe Kristallin der Ötztal-Silvrettadecke unmittelbar auf Gesteine der Aroser Schuppenzone. Die Lechtaldecke fehlt hier genau so wie im größten Teil des Nordrandes im Unterengadiner Fenster. Der weitere Verlauf ist bekannt; zu beachten ist nur der Kristallinkeil, der in die Aroser Dolomiten eingewickelt ist und auf den ich später noch eingehen werde. Südlich vom Piz Kesch vorbei erreicht der Rand der Ötztaldecke die Nunamasse auf der Südseite des Engadiner Fensters, dort ist ein Stück weit noch Kristallin der Ötztaldecke unter die Engadiner Dolomiten eingewickelt und hebt sich dann nach O heraus.

Über die kristallinen Klippen auf den Engadiner Dolomiten verbindet es sich zuletzt wieder mit der geschlossenen Ötzmasse. So ist das Unterengadiner Fenster also ringsum von einer einheitlichen Ötztal-Silvrettadecke umschlossen. Ich werde für diese im folgenden nur noch den Namen „Silvrettadecke“ gebrauchen.

Die Silvrettadecke trägt stellenweise noch Reste von Mesozoikum, die sich auf fünf Gebiete verteilen: Landwassermulde; Ducanmulde; Piz Latmulde; Jagglmulde; Tribulaun-Kalkkögelmulde. Von diesen gehören wahrscheinlich nur die drei letzteren zu einem einheitlichen Muldenzug innerhalb der Ötztalmasse (Ötztaldeckenmulde) zusammen; Landwasser- und Ducanmulde bilden dagegen mit ihrem ausgeprägten SW-NO-Streichen einen Muldenzug innerhalb der Silvrettamasse (Silvrettaldeckenmulde). Beide Muldenzüge werden getrennt durch den Deckensattel des Engadiner Fensters.

Die Fazies dieses Mesozoikums ist wesentlich verschieden von der Fazies des Mesozoikums der umgebenden Gebiete (nördliche Kalkalpen, Unterengadiner, Aroser Dolomiten) durch seine weitestgehende Ähnlichkeit mit der südalpinen Trias (18, 29). Im Gebiet der Landwasser- und Ducanmulde sind südalpin: die mächtigen Quarzporphyrdecken des Perms, die Zweiteilung der skythischen Stufe in Werfener und Campiler Schichten. Größte Übereinstimmung besteht mit dem südalpinen Muschelkalk, der eine Gliederung in Gracilisschichten, Recoarokalk, Trochitendolomit (Trinodosuszone) erlaubt. Darüber folgt ein Rauhwackenband, das die Grenze zwischen anisischer und ladinischer Stufe bildet. Es entspricht der Regression, die auch in den Südalpen verschiedentlich zwischen beiden Stufen festgestellt werden kann. Weniger deutlich ist der südalpine Einschlag in der ladinischen Stufe, der mehr Anklänge an die nördlichen Kalkalpen zeigt („Arlbergkalk“, „Arlbergdolomit“). Dagegen fehlt die Partnachfazies der Nordalpen völlig. Mehr südalpines Gepräge zeigt die karnische Stufe: Die Prosantoschichten mit ihren schwarzen Fischschiefern entsprechen ebenso den Fischschiefern von Raibl wie ähnlichen Schichten der Bergamasker Alpen, und auch die höheren karnischen Horizonte lassen sich mit solchen der Lombardei oder der Bergamasker Alpen vergleichen. Norische Stufe und Rhät zeigen naturgemäß keine faziellen Besonderheiten.

Weniger deutlich ist die südalpine Triasfazies im Gebiet des Piz Lat, des Jaggl und der Tribulaun-Kalkkögelgruppe entwickelt. Vor allem die Trias der Kalkkögel, die ja räumlich den Sedimenten der nördlichen Kalkalpen (Inntaldecke) am nächsten kommt, weist bereits deutliche Analogien zu diesen auf, während die südlicher gelegenen Tribulaune eine sehr viel dolomitischere Fazies zeigen. Ich werde später auf diesen wichtigen Punkt noch weiter einzugehen haben (vgl. Abschnitt VI).

Es ergibt sich so eine eigene tektonische Stellung der Silvretta-decke. Diese bildet eine einzige ungeheure Klippe, wohl die größte Deckscholle der Alpen, und wird ringsum von ostalpinen Serien umgeben. Sieht man zunächst von der Klippe der Nöflacher Decke am Steinacher Jöchl ab, so ist die Silvretta-decke das höchste Bauelement der ostalpinen Deckenserie. Sie liegt im N der Lechtaldecke auf, im W der „Aeladecke“ (Campodecke), im S der „Umbraildecke“ und der „Campodecke“, im O ebenfalls der „Campodecke“ oder der Lechtaldecke (Innsbrucker Phyllitzone). Im Engadiner Fenster dagegen überfährt sie sogar die Aroser Schuppenzone (Nordwest- und Südostrahlen des Fensters). So drängt sich zunächst sofort die Frage nach der tektonischen Stellung dieser unterliegenden Deckenserien auf. Es ergibt sich aber auch weiter, daß die kalkalpinen Decken der Nordalpen nicht von der Silvretta-decke abgeleitet werden können, wie man das bisher getan hat.

### III. Lechtal- und Inntaldecke.

Ich schließe hier an das in Abschnitt I Gesagte an. Die Inntaldecke, deren Sedimente am Kalkalpensüdrand nach S in die Luft steigen, bleibt zunächst außer Betracht.

Es ist von vornherein unwahrscheinlich, daß die große Einheit der Allgäu-Lechtaldecke (die Allgäudecke ist ja nur der Randsplitter der Lechtaldecke) nur in den nördlichen Kalkalpen auftreten soll, nach S aber, wo sie ja hergekommen ist,<sup>1)</sup> keine Fortsetzung besitzt. Denn da sie sich doch zweifellos irgendwo während der Deckenverfrachtung selbständig gemacht und von zurückbleibenden Deckenteilen losgerissen hat, so müssen diese zurückgebliebenen Teile auch irgendwo im S vorhanden sein. Daß solche Teile mit anderem Namen belegt und bisher anderen tektonischen Einheiten zugeschlagen worden sind, braucht weiter nicht zu stören.

Wir haben oben gesehen, daß die Landecker Phyllitzone die kristalline Basis der Lechtaldecke ist. Diese Phyllitzone bildet einen großen Deckensattel, dessen kristalline Schiefer allerdings tektonisch stark zusammengehäuft und geschuppt sind. Nördlich dieses Deckensattels liegen die Sedimente der Lechtaldecke, südlich folgen ebenfalls längs der Grenze gegen die Silvretta-decke fort und fort Streifen und Fetzen von Verrucano und anderer Trias, die der Lechtaldecke zugehören. Ihre auffälligste Gestalt gewinnen sie in der Mittagsspitze im Rätikon. Dort setzt nun gegen S zu am Rand der Ostalpen die Lechtaldecke aus, die

<sup>1)</sup> Die sogenannte „Heimatrechtigung“ der nördlichen Kalkalpen braucht hier nicht mehr diskutiert zu werden in Anbetracht des Vorhandenseins von Eugadiner und Tauernfenster.



Silvrettadecke legt sich wie auf der Nordseite des Engadiner Fensters unmittelbar auf die Fetzen der Aroser Schuppenzone von der Tilisunahütte an bis nach Klosters und Davos. Hier treten, genau wie im Rätikon, zwischen Silvrettadecke und Aroser Zone wieder kalkalpine Sedimente und etwas zugehöriges Kristallin auf, die nur die Fortsetzung der Lechtaldecke sein können.

Die ersten Andeutungen dieses Mesozoikums der Lechtaldecke zeigen sich bereits im südlichen Rätikon, wo ich die Trias des Zuges „Auf den Bändern—Madrisjochgrat“, die deutlich über der Aroser Zone und unter der Silvrettadecke liegt, für die mittelbare Fortsetzung der Trias von der Mittagspitze halten möchte. Schon v. Seidlitz hat eine derartige Verbindung ausgesprochen (72), allerdings handelt es sich keineswegs dabei um eine fortlaufende „Mulde“, wie v. Seidlitz annahm, sondern es sind alles nur Fetzen an der Basis der Silvrettadecke, entsprechend denen unter der Thialspitze.

Hieran schließt sich als zusammenhängende Zone die Lechtaldecke in der Umgebung von Klosters, Davos und Arosa an und wir betreten damit das Gebiet der „Aroser Dolomiten“. Diese sind demnach die direkte Fortsetzung der Scesaplana, d. h. der Lechtaldecke. Da andererseits die Aroser Dolomiten nach der Schweizer Nomenklatur der „Aeladecke“ angehören, so kommen wir hier zur Gleichsetzung von Lechtal- = Aeladecke. In den Aroser Dolomiten baut die Lechtaldecke eine Reihe stattlicher Felsgipfel vom Schiahorn über Mädrigerfluh—Schießhorn bis zum Erzhorn auf, die auch schon in ihrem morphologischen Aussehen den übrigen Gebieten der Lechtaldecke (Allgäuer Hauptkamm oder Vorarlberg) vollkommen gleichen. Im Gebiet von Arosa und Davos wickelt die Lechtaldecke einen Keil von Kristallin der Silvrettadecke in sich ein, der im Parpaner und Aroser Rothorn besonders augenfällig ist. Dieser Keil, dessen Ende unter dem Lenzerhorn liegt, schließt sich im O bei Davos mit der übrigen Silvrettadecke zusammen, unterm Seehorn bei Davos streichen infolgedessen die Aroser Dolomiten unter das Kristallin der Silvretta hinunter.

Unter diesem Keil liegt erneutes Mesozoikum der „Tschirpendecke“, die von den Bündner Geologen zur Aroser Schuppenzone gestellt worden ist (18). Es läßt sich aber nicht verkennen, daß diese „Tschirpendecke“ gar nichts mit der Aroser Schuppenzone zu tun hat, sondern von dieser überall getrennt bleibt, nicht nur tektonisch, sondern auch stratigraphisch. Tektonisch ist zunächst zu bemerken, daß die Tschirpendecke vom Parpaner Weißhorn bis in die Gegend von Klosters deutlich getrennt ist von der Aroser Schuppenzone. Auch die Bündner Geologen trennen sie ja als „oberste Schuppe“ von dieser ab. Hinzu kommt, daß die Ophiolite, die doch so bezeichnend für die Aroser Zone sind, nirgendwo in der Tschirpendecke auftreten. In dieser ist im Gegenteil eine typisch ostalpine Schichtenfolge vorhanden, die genau derjenigen der Aroser Dolomiten entspricht. Auch R. Staub hat diese Auffassung ausgesprochen (84).

Daher sind die „Schuppe“ der Casanna sowie die des Tschirpen und Parpaner Weißhorn abzutrennen von der Aroser Zone und der Lechtaldecke zuzurechnen. Diese bildet so in der Casanna eine aus-

gezeichnete Klippe. Ebenso gehört das Kristallin des Schafläger Zuges zwischen Schiahorn und Schlappintal samt dem auflagernden Sedimentband zur Lechtaldecke. Das Schafläger Kristallin entspricht vollkommen der Phyllitzone von Landeck. Nördlicher im Rätikon rechne ich hinzu die Zone des Trias „Auf den Bändern“ am Madrisjochgrat, wie schon oben erwähnt, die mit Karbon, Rauhacken, Hauptdolomit und Liasstreifen die Verbindung zwischen Voralberg und Plessurgebirge darstellt.

Aroser Dolomiten und Tschirpendecke sind daher einheitlich und bilden die „Aeladecke“, ihre Trennung ist nur deshalb eingetreten, weil der lange kristalline Keil der Silvrettadecke in die Sedimente der „Aeladecke“ eingefaltet ist. Unter diesem Kristallin kommt im Parpaner Weißhorn, Tschirpen usw. dasselbe tektonische Element heraus wie in den Aroser Dolomiten über ihm.

Das eingefaltete Silvrettakristallin ist somit weiter nichts als eine schmale, lange, eingewickelte Deckenmulde, die hier in die Stirn der Aela-Lechtaldecke eingreift und sie zweiteilt. Daraus ergibt sich aber auch ganz deutlich, daß die Aroser Dolomiten selbst einen nach N überkippten Deckensattel darstellen, der infolge der Überkipfung unter und über sich Silvrettadecke hat. So bilden die Aroser Dolomiten als Deckensattel ein Fenster der „Aeladecke“ in der Silvrettadecke.

Verfolgt man die „Aeladecke“ weiter nach S, so gewahrt man zunächst eine scharfe Reduktion in der Ausstrichbreite. Wohl läßt sich der Tschirpenzug noch bis über die Ova da Sanaspans hinaus verfolgen (15), bis zur Bova Pintga aus Hauptdolomit, Kössener Schichten, Fleckenmergel und Liasbreccien bestehend, dann aber keilt er zwischen Aroser Schuppenzone und Silvrettadecke aus. Und ebenso verschwindet die Fortsetzung der Aroser Dolomiten SW vom Piz Linard, 2720 m, unter den Arlbergkalken und -dolomiten der Silvrettadecke. Wenig weiter südlich an der Albula setzt die „Aeladecke“ nun in voller Herrlichkeit ein, höher aufgefaltet und daher mit von der Erosion verkleinerten Deckenresten der Silvrettadecke. Und hier zeigt sich auch ein prachtvoller Deckenfaltenbau, der weitgehend an die nördlichen Kalkalpen erinnert. So läßt sich östlich der Julia und beiderseits der Albula als Hauptelement die „Landwasserdeckenmulde“ erkennen. In dieser ist die „Aeladecke“ tief in die Unterlage nach NW überkippt, eingefaltet auf der Linie Piz Toissa—Conterser Stein—Filisur. Im Muldenkern, der aus Fleckenmergel besteht, liegt — harmonisch mit der „Aeladecke“ verfaltet — die Silvrettadecke mit Raibler Schichten im Muldenkern. Diese bildet im Gebiet der Landwasser die „Landwassermulde“.

Südöstlich von Tiefenkastral greift ein Deckensattel mit Gesteinen der Aroser Schuppenzone im Kern an der Motta Palousa weit nach O in die „Aeladecke“ ein. Es ist der Deckensattel der Tiefenkastraler Alp. Ihm entsprechen weiter im O, wenn auch nicht unmittelbar, Fenster und Deckensattel von Bergün sowie die Monsteinantiklinale im Kristallin der Silvrettadecke.

Südlich schließt sich daran die Fleckenmergelmulde nördlich vom Piz Michel und Tinzenhorn an, deren Fortsetzung die „Ducanmulde“ in der Silvrettadecke entspricht.

Südlich unterm Tinzenhorn und Piz d'Aela wölben sich dann Sedimente und Kristallin der Errdecke heraus. Von da an beteiligt sich die „Aeladecke“ nicht mehr weiter nach S am Westrand der ostalpinen Decken, sondern ihr Erosionsrand zieht nach O über den Albulapaß hinüber in das Inntal bis Scaufs. Die Abtrennung von den Sedimenten an der Stirn der Errdecke ist z. T. sehr schwierig und es ist bislang noch keine Einigkeit erreicht. Eggenberger (28) legt am Albulapaß die Grenze zwischen „Aeladecke“ und tiefern Serien mitten in die Fleckenmergel südlich vom Piz Uertsch und Piz Blaisun hinein. Von einer durchgreifenden Bewegungsfläche ist in diesen aber nichts zu sehen, die Fleckenmergelserie macht einen vollkommen einheitlichen Eindruck. Ich bezweifle daher die Richtigkeit dieser Grenzziehung.

Zwischen den Fleckenmergeln der „Aeladecke“ und dem Kristallin der Errdecke unterscheidet Eggenberger eine Reihe von verschiedenen tektonischen Zonen, deren Herkunftsgebiet die Berninadecke sein soll. Ich glaube nicht, daß Abkömmlinge der Berninadecke hier auftreten, ebensowenig wie ich an das Vorhandensein einer „Albuladecke“ glaube, die von anderen Seiten aufgestellt worden ist. Viel näher liegt die Möglichkeit, die verschiedenen Serien zwischen Albula und Inn in die Aeladecke und in die Errdecke aufzuteilen. Der tektonisch höhere Teil der einzelnen Zonen von Eggenberger, zum mindesten die „Zone von Gualdauna“, gehört als Basisschuppe noch zur „Aeladecke“. Denn diese Zone geht über reduzierte Raibler Schichten und Hauptdolomit ganz normal in Hierlatzkalk und Fleckenmergel über. Als Basiskeil gehören wahrscheinlich hierher auch noch die Raibler Schichten der „Zuozer Zone“. Dagegen gehören die tieferen Teile: „Montisellofalte“, „Castellschuppe“ und „Guardavalschuppe“ als durch die Überfahung der „Aeladecke“ ramponierte und losgerissene Stirnschuppen der Errdecke zu dieser letzteren. Die einzelnen „Zonen“ auf weitere Strecken durchverfolgen zu wollen, erscheint müßig; daher steht auch die Verbindung der einzelnen Zonen, wie sie auf den Profilen von Eggenberger dargestellt ist, auf sehr wackligen Füßen. Auftreten von Hierlatzkalk und Fehlen von Kössener Schichten in der „Zone von Gualdauna“ sowie Auftreten von Kössener Schichten und Fehlen von Hierlatzkalk am Uertsch in der „Aeladecke“ beweisen nichts gegen eine Einheitlichkeit der Serie, da die Fazies an der Trias-Jura-Grenze ohnehin überall rasch im Ostalpinen wechselt.

Sehr bezeichnend sind die in höherem stratigraphischen Niveau auftretenden Manganschiefer, die nach Analogie mit den nördlichen Kalkalpen wohl dem oberen Lias (58) angehören dürften. Wir sehen so in den Fleckenmergeln des Val Tisch und Piz Blaisun ein vollkommenes Äquivalent zu der Fleckenmergelserie in der Allgäu- und Lechtaldecke in den Allgäuer und Lechtaler Alpen.

Weiter im O ist der Dolomit von Scaufs wieder ein „Stein des Anstoßes“. Er wird von Eggenberger als eingefalteter Fetzen der Umbraildecke aufgefaßt (28), er kann aber ebensogut die normale Unterlage zu den Fleckenmergeln der „Aeladecke“ sein, doch ist dies für meine Darlegungen hier ziemlich gleichgültig. Die Fleckenmergel der „Aeladecke“ ziehen weiter durchs Val Trupchum und Valle di Fraelle zum Ortler.

So ergibt sich also zunächst die Gleichsetzung, wie sie auch von den Schweizern vorgenommen wurde: Arosener Dolomiten—Aeladecke—Ortlerdecke, für die der Sammelname „Campodecke“ aufgestellt wurde. Diese aber soll „mittelostalpin“ sein. Eine mittelostalpine Stellung kommt jedoch garnicht in Frage. Sehen wir näher zu.

In Abschnitt I und II habe ich dargelegt, daß die Allgäu-Lechtaldecke der nördlichen Kalkalpen nicht als Abkömmling der Silvrettadecke betrachtet werden darf. Diese letztere liegt überall tektonisch auf den Gesteinen der Allgäu-Lechtaldecke. Die Silvrettadecke ist also eine höhere tektonische Serie. Entsprechend muß die Fazies ihrer Sedimente eine südlichere sein und tatsächlich zeigt sie ja auch erhebliche südalpine Merkmale (vgl. Abschnitt II).

Wenn die Silvrettadecke aber im NW und N einheitlich der Lechtaldecke aufliegt, so ist nichts natürlicher, als daß auch im W, S und O die gleiche tektonische Einheit unter ihr zum Vorschein kommt. Dies führt aber dazu, sowohl in den Arosener Dolomiten und damit auch in der „Aeladecke“ und „Ortlerdecke“ das völlige Äquivalent bzw. die normale südliche Fortsetzung der Lechtaldecke zu sehen. Dasselbe ergibt auch der fast lückenlose Zusammenhang derselben um den Rätikon herum mit den Arosener Dolomiten in der Gegend von Davos und Arosa. Und die Fazies der Lechtaldecke im N und der „Aeladecke“ im S ist dieselbe.

Ein weiterer Beweis für die Zusammengehörigkeit dieser Serien ist die Zusammensetzung des Kristallins von Lechtaldecke und Ortlerdecke. Man braucht gewiß auf Übereinstimmung kristalliner Gesteine nicht viel zu geben, aber in diesem Falle entspricht sich das Kristallin beider Serien so vollkommen, wie sich kristalline Serien überhaupt nur entsprechen können. In beiden Einheiten finden sich dieselben Phyllite, Phyllitgneise, Chloritschiefer, Granatschiefer, in beiden treten Marmorlagen und Amphibolite auf. Im N ist es die Landecker und Innsbrucker Phyllitzone, im S die Phyllitzone des oberen Vintschgau mit den Laaser Schichten (34). Es wäre sinnlos, diese Homologie zu verkennen und die gleichartigen Serien einem labilen Deckenschema zulieb auseinanderzureißen.

Und wie im W, so hängen auch im O Lechtal- und „Ortlerdecke“ fast ganz zusammen. Die Innsbrucker Phyllite greifen von N her am Westrand des Tauernfensters weit nach S und ebenso ziehen die Phyllite des Vintschgau weit nach N. Daß ein fast ununterbrochener Zusammenhang besteht, hat die Arbeit von O. Meier erwiesen (55), und niemand kann und würde am Westrand des Tauernfensters diese Serien voneinander trennen. Also auch auf diesem Wege ergibt sich die Gleichsetzung.

Der letzte Beweis ist aber die Fazies. Die Fazies der „Aela-Ortlerdecke“ ist typisch „oberostalpin“. Würde man sie nach der bisherigen Auffassung im „Mittelostalpinen“ belassen, so würde dies paläogeographisch bedeuten: Auf das noch geantiklinal beeinflusste und reduzierte Mesozoikum der Err- und Berninadecke folgt im S anschließend eine normal entwickelte ostalpine Sedimentfolge mit mächtiger Trias

und mächtigem Jura. Nach S zu aber müßte eine neue Schwelle kommen, eine Rückläufigkeit der Fazies einsetzen, denn am Nordrand der Allgäudecke sehen wir wieder deutliche geantiklinale Beeinflussung und sehr reduzierte Mächtigkeiten des Mesozoikums. Das heißt mit anderen Worten: Ein Schnitt würde Mittel- und Oberostalpin oder Ortler- und Allgäu-Lechtaldecke trennen, und beide hätten nichts miteinander zu tun. Dann wiederholte sich in der Allgäu-Lechtaldecke zum zweitenmal die mächtige Entwicklung des Mesozoikums nach S.

Dies erscheint aber als unnötige und auch unwahrscheinliche Komplikation der ostalpinen mesozoischen Paläogeographie. Viel wahrscheinlicher ist doch nur eine ostalpine Geantiklinale, in die Err-Berninaldecke hineingehören und an die sich nach S zu Allgäudecke, dann Lechtaldecke und Ortlerdecke anschließen.

Alle Überlegungen führen so in gleicher Weise zu dem Ergebnis, daß die „Aela-Ortlerdecke“ nicht als mittelostalpinen Element nördlich von der oberostalpinen Allgäu-Lechtaldecke beheimatet ist, sondern sich zwanglos als unmittelbare Fortsetzung südlich an diese anschließt. Dieser Zusammenhang wird weiter verständlich, wenn wir zuletzt noch die Stellung der Inntaldecke einer Betrachtung unterziehen.

In Abschnitt I habe ich hervorgehoben, daß die Inntaldecke frei der Lechtaldecke aufliegt und sich nach S heraushebt infolge des Deckensattels der Landecker Phyllitzone. Genau wie für die Lechtaldecke muß daher eine südliche Fortsetzung auch für die Inntaldecke gesucht werden. Ist diese nun unter oder über der Silvrettadecke zu suchen? Ich habe selbst vor kurzem auf die Möglichkeit hingewiesen (63), die Inntaldecke aus jener Zone jüngerer Schichten herzuleiten, die auf die Phyllitzone südlich folgt und die von der Silvrettadecke überfahren wird. In den Abschnitten I und II ist diese Zone näher geschildert. Nun steht aber diese Zone jüngerer Schichten in normalem Zusammenhang mit den Landecker Phylliten, muß also noch den Sedimenten der Lechtaldecke zugerechnet werden. Trotzdem muß die Inntaldecke unter der Silvrettadecke herbezogen werden und kann nicht der abgefahrene Sedimentmantel dieser sein. Denn die Sedimente der Silvrettadecke zeigen eine ganz andere Fazies als die der Inntaldecke. Infolgedessen kann die Inntaldecke im westlichen Teil der nördlichen Kalkalpen nur als ein losgerissenes Stück einer Decke betrachtet werden, das mit der Lechtaldecke vor dem Aufschub der Silvretta nach N gewandert ist; die Fortsetzung muß im S unter der Silvretta hindurch gesucht werden. Und tatsächlich gibt es dort — südlich des Engadiner Fensters — eine Serie, die der Inntaldecke gleichgestellt und ihr zugerechnet werden kann.

Hält man an der Gleichsetzung: Lechtaldecke—Aela-Ortlerdecke fest, so haben wir im S eine höhere Deckenmasse, die allseits auf der Ortlerdecke frei schwimmt, genau wie dies die Inntaldecke auf der Lechtaldecke in N tut. Es ist die „Unbraildecke“, die im wesentlichen die Unterengadiner Dolomiten aufbaut. Sie wird als höhere Abteilung der „Campodecke“ betrachtet und wurde bisher wie diese ins „Mittelostalpin“ gestellt. Ist aber das „Mittelostalpin“ der Ortlerdecke mehr als unwahrscheinlich, so noch mehr das der „Unbraildecke“. Denn

ihre Fazies ist so typisch ostalpin wie die der kalkalpinen Decken in Bayern und Tirol, ja sogar noch südlicher, denn in der „Umbraildecke“ sind die Raibler Schichten mit ihren Tuffen und Lagern von basischen Gesteinen doch ein deutlicher Hinweis auf südalpine Verhältnisse.

Daher kann nach Fazies, tektonischer Stellung und anderen Merkmalen die „Umbraildecke“ nicht nördlich der Allgäu-Decke eingereiht, sondern muß als südliche Fortsetzung der Inntaldecke betrachtet werden. Das stimmt in gewisser Weise auch mit der Auffassung überein, die in der „Umbraildecke“ eine höhere Teildecke der „Campodecke“ sieht.

Das heißt aber mit anderen Worten: das Kristallin der „Campodecke“ ist das gemeinsame Kristallin der „oberostalpinen“ Teildecken. Diese zerfallen in zwei Deckengruppen: Allgäu-Lechtal-(Aela-Ortler-)decke unten und Inntal-Umbraildecke oben. Die Campodecke besteht daher südlich des Unterengadiner Fensters aus: Ortlerdecke und Umbraildecke, nördlich desselben aus Allgäu-Lechtaldecke und Inntaldecke. Aequivalente der Krabachjochdecke sind bisher im S noch unbekannt.

Daher ist die bekannte Stirn der Unterengadiner Dolomiten südlich vom Inn keine primäre Deckenstirn, sondern eine sekundäre Faltenform. Daß dies tatsächlich so ist, geht schon daraus hervor, daß die zuletzt über die Unterengadiner Dolomiten hinweggefahrene Silvretta-Decke unter die „Stirn“ der Umbraildecke, d. h. also unter eine später angelegte Falte eingewickelt wird (30).

Auf die eigenartige Erscheinung der Deckenzerreißung zwischen den Decken der nördlichen Kalkalpen und der Campodecke südlich des Unterengadins wird im Abschnitt IX eingegangen.

#### IV. Die Stellung der Err- und Berninadecke.

Err- und Berninadecke werden zurzeit als „unterostalpin“ bezeichnet. Faßt man diese Bezeichnung wörtlich, so würde es sich um die „unteren“ ostalpinen Decken handeln. Das „Unterostalpine“ bekommt eine höhere Bedeutung, wenn man das „Mittelostalpine“ ausschaltet, wie das im vorigen Abschnitt versucht wurde. Denn dann liegen Err- und Berninadecke tektonisch unmittelbar unter, faziell vor dem „Oberostalpinen“, d. h. unter der Lechtal-Ortlerdecke, oder mit anderen Worten: Err- und Berninadecke hätten vor der Deckenbewegung unmittelbar nördlich der Allgäu-Lechtaldecke gelegen, sie würden sich an diese direkt nördlich anschließen. Beweisend für eine solche Auffassung darf natürlich nicht die Tektonik, sondern kann nur die Fazies sein.

Die Fazies der Err- und Berninadecke läßt diese Auffassung ohne weiteres zu; sie kann als typisch ostalpin bezeichnet werden. Über dem Kristallin liegen in der Errdecke zunächst wenig mächtige grüne und rote Quarzsandsteine und Quarzite, die dem Buntsandstein entsprechen. Vertreter der anisischen und ladinischen Stufe fehlen oder sind nur sehr kümmerlich entwickelt. Im Joch zwischen den Trais Fluors und Piz Ot sah ich zirka 6 m graue und bräunliche Dolomitbreccien und zirka 1 m blaugrauen dunklen Dolomit mit schwärzlichen Hornsteinen: eine Serie,

die wohl nur als Vertreter des „Muschelkalks“ angesprochen werden kann. Hierüber folgen im selben Profil zirka 2 m bräunliche brecciöse Kalke und 1 m heller Dolomit, die vielleicht ladinisch sind, möglicherweise aber auch schon den Raibler Schichten angehören. Sicher zu den letzteren gehören zirka 10 m bräunliche und graue Rauhdecken, die von vielleicht 50 m mächtigem grauem Hauptdolomit überlagert werden. Die Trias schließt in diesem Profil ab mit etwa 10 m mächtigen blaugrauen Kalken, die bräunlich anwittern und den Kössener Schichten entsprechen. Ob die darüber folgenden etwa, 4 m mächtigen, dickbankigen blaugrauen Kalken, die sehr an nordalpinen Oberrhätkalk erinnern, noch zum Rhät oder bereits zum Lias gehören, ließ sich nicht entscheiden.

Auch in allen anderen Triasprofilen fällt die Reduktion und auch das Fehlen einzelner Stufen immer wieder auf. Zweifellos vertritt ein Teil der Rauhdecken und Dolomite unmittelbar über dem Buntsandstein, wie sie z. B. Cornelius beschreibt (21), die anisische Stufe. Hieher gehören auch die gelben Kalken, Dolomite und Sandsteine nördlich des Val Beyer, während die stellenweise darüberliegenden hellen Dolomite wohl der ladinischen Stufe zuzurechnen sind. Die Raibler Schichten führen vielfach rote Glimmersandsteine, Dolomitbreccien, bunte Dolomite und Schiefer.

Die Trias der Errdecke ist also ganz außerordentlich reduziert. Ihre Mächtigkeit beträgt nur einen Bruchteil der kalkalpinen Trias in den nördlichen Kalkalpen; Lückenhaftigkeit und terrigene Beeinflussung sind weitere wichtige Merkmale.

Ebenso typisch ostalpin wie die Trias ist auch der Lias. Der Lias wird aufgebaut in dem Profil im Joch westlich der Trais Fluors von einer zirka 25 m mächtigen Serie von blaugrauen, dünnschiefrigen, plattigen Kalken, die, bräunlich anwitternd, teilweise griffelig zerfallen. Eingeschaltet sind ihnen einzelne dickere blaugraue Kalk- und einige Breccienbänke. Die Komponenten dieser werden bis haselnußgroß und bestehen aus grauen eckigen Dolomitbruchstücken. Dieser untere Lias geht über in eine Serie von zirka 30 m phyllitischen Sandkalken und Schiefen, die nach oben immer sandiger bzw. quarzitischer werden. Die untere Hälfte dieser Serie zeigt schwarze, reichlich mit hellem Glimmer belegte, die obere grüne Tonhäute, in der unteren tritt eine Breccienbank auf, deren Komponenten bis über wallnußgroß werden und neben grauen Dolomiten mindestens 50% Kristallin (meist Glimmerschiefer) enthält. Dann folgt eine Mulde von Radiolariten, zuerst zirka 3 m rot und grün, darüber etwa 8 m (doppelt) graue Quarzite und Hornsteine, stark mit weißer Kieselsäure durchsetzt, dann als Hangendflügel wieder zirka 10 m mächtige bunte Radiolarite. Über ihnen liegen unter der Hauptdolomitklippe der Trais Fluors noch etwa 4 m dicke graue geschieferte Aptychenkalke.

Die Liasbreccien erlangen in der Errdecke eine weite Verbreitung. H. G. Steinmann hat sie aus dem Oberhalbstein und dem Val d'Agnelli näher beschrieben (88), und ebenso finden sie sich an der Stirn der Errdecke in der Albulazone.

Auch in den übrigen Gebieten der Errdecke zeigt sich überall dieselbe Zweiteilung des Lias: zuunterst eine mehr kalkige, zuoberst eine mehr

mergelig-sandige Abteilung. Dies ist eine Gliederung ähnlich wie in den nördlichen Kalkalpen, die obere Serie entspricht den Fleckenmergeln, die untere den bunten Liaskalken bzw. den unteren Kieselkalken.

Stellenweise wird die Basis des Lias auch von typischen bunten Kalken eingenommen, die dem Hierlatzkalk der Nordalpen außerordentlich gleichen. So finden sich östlich der Trais Fluors rote oder rot und weiß geflammte Krinoidenbreccien, die sich in nichts vom gewöhnlichen Hierlatzkalk unterscheiden. Seitlich gehen sie in dunkle, Hornstein führende Kalke über. (Genau wie die Hierlatzkalke im Ammergau [51] seitlich in Liaskieselkalke übergehen!) An anderen Stellen, so in der Albulazone, ist der Hierlatzkalk besonders deutlich entwickelt (hier als „Steinsbergerkalk“ oder „Lias in Alvfazies“ bezeichnet). Hier treten wieder graue, bräunliche, weiße und rote hrecciöse Kalke auf, die reichlich Dolomit und Kalkbrocken enthalten.

Anderwärts treten auch bunte, daneben graue Liasbreccien auf, die neben Dolomiten und Kalken reichlich Kristallin führen, so an der Albulastraße westlich unterhalb des Hospizes.

Aus allem ergibt sich so klar der ostalpine Habitus auch für den Jura. H. G. Steinmann hat dies so klar hervorgehoben (88), daß ich nicht weiter darauf einzugehen brauche. Nur ganz kurz sei noch auf die „Saluverserie“ hingewiesen, die von Cornelius (21) und Staub (84) für Kreide gehalten wird. Die Ansicht von Staub, der Neokom, Gault und Couches rouges nachzuweisen glaubte, braucht hier nicht diskutiert zu werden, da der „Nachweis“ völlig in der Luft hängt. So beweisen Analogien zum Unterengadiner „Gault“ gar nichts, zumal im Unterengadin der Gault ebenfalls unbewiesen ist. Die Kreideschichtserie der „Falknis-Sulzfluhdecke“ ist so völlig verschieden von den Saluverserien im Val Suvretta, daß nur dem Deckenschema zuliebe, nach dem Err- und Falknisdecke zusammengehören, eine Ähnlichkeit gefunden werden kann. Eine zweite Frage ist, ob es sich tatsächlich um Kreide, dann wahrscheinlich Oberkreide — Cenoman oder Gosau — handelt oder nicht einfach um Lias, wie früher angenommen wurde und neuerdings von H. G. Steinmann (88) — wie es scheint, mit guten Gründen — wieder behauptet wird.

Für die Auffassung von H. G. Steinmann würde das Profil im Taleinschnitt des Val Suvretta da Murezzan sprechen, wo die typische Saluverserie mit polygenen Breccien (bis kopfgroße Dolomite) und Kristallinbreccie südlich und nördlich einer schmalen Radiolaritserie folgt, die sehr wohl eine Mulde darstellen könnte.

Etwas anders dagegen liegen die Verhältnisse am Westabfall des Grates, der sich vom oberen Suvrettasee zum Piz Nair aufschwingt. Hier liegt die Saluverserie deutlich über den zirka 6 m mächtigen Radiolariten als anscheinend ganz normal das übrige Mesozoikum der Errdecke überlagernde Serie. An dieser Stelle möchte ich auch an ein geringeres Alter der Saluverserie glauben, denn so mächtige Breccien und Sandsteine sind mir nirgendwo im Lias begegnet, und immer wird im ganzen Val Saluver die Saluverserie von dem geringer mächtigen Lias durch die Radiolarite getrennt.



Die Gesteine des Piz Nair-Gipfels halte ich im Gegensatz zu Staub (84) nicht für Verrucano, sondern mit Cornelius (21) und Arbenz (8) ebenfalls für Saluverserie. Nirgends ist eine Trennung dazwischen vorhanden, die Kristallinbreccien des Nairgipfels sind genau dieselben, wie sie auch inmitten der Saluverserie auftreten. Außerdem ist ein Übergang durch zuerst nur ganz vereinzelt in den Kristallinbreccien auftretende Dolomitfragmente gegeben.

Für das Alter der Saluverserie kommen also in Betracht: Lias (H. G. Steinmann); oberer Jura (Spitz [73, 74] und Arbenz); Unter- und Oberkreide (Staub); Oberkreide (Cornelius). Für Oberkreide würde sprechen: Da die Erdecke ja typisch ostalpin ist, so wäre die Möglichkeit mächtiger Oberkreidebildungen wohl verständlich. Diese können z. B. dem Cenoman der Allgäu-Decke in den nördlichen Kalkalpen entsprechen oder auch der Gosau; sie könnten sogar schließlich zum ostalpinen Flysch in irgendeiner Beziehung stehen. Und tatsächlich erinnern die Saluverbrecien auch vielfach — abgesehen vom verschiedenen Geröllbestand — an ähnliche cenomane Bildungen. Aus diesen Gründen ist ein Oberkreidealter der Saluverserie nicht von der Hand zu weisen.

Andererseits hat auch die Auffassung als Oberjura vieles für sich. So einmal die unmittelbare Lagerung über dem Radiolarit und das Hervorgehen aus diesem. Die Saluverserie wäre dann als Vertreterin der nordalpinen roten und grauen Aptychenschichten und als nördliche Litoralfazies zu diesen zu betrachten. Daß auch dies möglich ist, zeigt ja das Auftreten von Breccien und Geröllen in den Aptychenschichten am äußersten Nordrand der Allgäu-Decke (10, 59). Es würde ferner die Auffassung damit harmonieren, nach der die sogenannte „Maraner Breccie“ (vgl. Abschnitt V) ebenfalls ein Oberjuraalter hat. Noch unsicher scheint mir die Stellung der Breccien, die im unteren Val Saluver nördlich der Alpe Saluver an den Abhängen des Piz Padella auftreten und die von Cornelius (21) für Lias gehalten werden. Sie transgredieren über den Hauptdolomit des Padella und bestehen zunächst aus eckigen groben Hauptdolomitfragmenten, dann tritt auch Kristallin neben dunklen Liaskalken auf. Das Bindemittel ist vielfach rotkalkig oder tonig. Die ganze Breccie erinnert so auffallend an die Maraner Breccie, daß man tatsächlich in Versuchung kommt, sie damit zu parallelisieren.

In Einklang mit der Auffassung als Oberjura steht auch das von Arbenz (8) veröffentlichte Profil der Murtirölgruppe bei Scans, wo die gleiche Saluverserie mit großer Wahrscheinlichkeit dem Oberjura angehört. Schon Spitz (74) hat hier dieselbe Meinung geäußert.

So scheint auch mir einstweilen das Oberjuraalter der Saluverserie die meiste Wahrscheinlichkeit zu besitzen. Allerdings hält H. G. Steinmann (88) die Saluverserie des Murtirölprofils auch für Lias.

Ähnlich wie in der Erdecke ist die Schichtenfolge auch in der Berninadecke, in der ebenfalls typisch ostalpine Fazies vorhanden ist. So tritt dieselbe Reduktion der Trias wie in der Erdecke auf, etwas mächtiger sind die Kössener Schichten entwickelt, die dasselbe Aussehen wie in den nördlichen Kalkalpen haben. Darüber oder an anderer

Stelle unmittelbar über dem Hauptdolomit transgrediert der Hierlatzkalk mit groben Komponenten von Hauptdolomit und Rhät, er erinnert vollkommen an den Hierlatzkalk von Arzo oder von Pfronten und Hindelang im Allgäu. Über ihm liegen Liaskieselkalke, Liasbreccien und Fleckenmergel.

Wo gehören nun Err- und Berninadecke ihrer Stellung nach hin, wenn man die Fazies zugrunde legt? Daß sie beide faziiell und tektonisch zusammengehören, ist ja genügend bekannt. Die Errdecke ist der Stirnteil der Berninadecke, die von dieser überfahren wird. Daher setzt die Schubbahn, bzw. Unterfläche der Errdecke nach S aus und wird von der Unterfläche der Berninadecke abgelöst und übernommen. Zwischen den beiden Decken besteht dasselbe Verhältnis wie z. B. zwischen Allgäu- und Lechtaldecke in den Nordalpen oder zwischen unterer und oberer Vilserdecke ebenda.

Legen wir zunächst die Ergebnisse des vorigen Abschnittes zugrunde, wonach die Campodecke der Allgäu-Lechtaldecke des N entspricht, so würde demnach, da im S die Err-Berninadecke direkt von der Campodecke überlagert wird, die erstere im N unter der Allgäu-Decke liegen müssen. Dort befindet sich aber nur die Aroser Schuppenzone, bzw. die Serie der Allgäuer Klippen darunter. (Über die Stellung dieser vgl. Abschnitt V.) Es fehlt also im N ein deutliches tektonisches Äquivalent der Err-Berninadecke. Hier gibt nun die Fazies einen deutlichen Hinweis auf die tatsächlichen Verhältnisse.

Das Mesozoikum von Err-Berninadecke paßt in ausgezeichneter Weise unmittelbar an den Nordrand der Allgäu-Decke. Es ist ja seit einiger Zeit mehr und mehr, vor allem von Boden (10) und mir (59, 60), darauf hingewiesen worden, daß die Sedimente der Allgäu-Decke nach N zu an Mächtigkeit stark abnehmen, daß also z. B. der Hauptdolomit bis auf weniger als 150 m herabgeht, daß dies in derselben Weise für alle Schichtglieder der Trias und des Jura gilt, und daß diese gleichzeitig einen nach N immer stärker werdenden klastischen Einschlag bekommen. Außerdem ist von größter Bedeutung, daß an der Basis der Allgäu-Decke als ältestes immer nur Raibler Schichten auftreten, nur am Iseler bei Hindelang auch rötter Buntsandstein (58). Hieraus und aus der raschen Mächtigkeitsabnahme der Sedimente nach N kann man aber den Schluß ziehen, daß am äußersten Nordrand der Allgäu-Decke die untere Trias entweder primär bereits fehlt oder primär so reduziert war, daß sie bei den Überschiebungen vollends ausfiel. Denn auffallend ist doch die Tatsache, daß am Iseler nur Buntsandstein und Raibler Schichten, sonst aber nichts anderes herausgeschuppt wurde.

Lückenhaftigkeit und terrigene Beeinflussung sind die Hauptmerkmale der nördlichsten Teile der Allgäu-Decke, die somit bereits in den Bereich der ostalpinen Geantiklinale fallen. Dann reißt aber an deren Nordrand die Verbindung ab. Der ursprüngliche Nordrand muß also bei der Deckenüberschiebung verlorengegangen sein, d. h. er ist im S irgendwo während der Deckenbewegung hängengeblieben.

Da erscheint es wohl nicht mehr als Zufall, daß ausgerechnet im S eine Deckenmasse mit relativ geringer Verbreitung vorhanden ist, deren Sedimente ganz hervorragend an den Nordrand der Allgäu-Decke bei Hindelang oder Pfronten passen.

Es ist die Err-Berninadecke.

Nun wird auch deren tektonische Stellung im äußersten S, nahe dem Herkunftsgebiet der ostalpinen Decke, verständlich. Err- und Berninadecke sind eben der am Anfang der ostalpinen Deckenbewegung hängengebliebene Randteil derselben, der heute im N am Vorarlberger und bayrischen Kalkalpenrand fehlt! Er ist im S hängengeblieben und dabei unter die Räder gekommen, von der eigenen nachdrängenden ostalpinen Deckenmasse, die wir heute als Allgäu-Lechtaldecke bezeichnen, überfahren worden.<sup>1)</sup>

So füllen heute Err- und Berninadecke einen toten Zwickel, genau wie überfahrenes Toteis unter dem darübergelassenen Gletscher, in der Südwestecke der ostalpinen Decke aus. Sie haben deshalb, gemessen am ganzen ostalpinen Deckenschub, eine nur geringe Verbreitung und wir sind deshalb hier in der Lage, einmal einen solchen im S zurückgebliebenen Randteil der ostalpinen Decke betrachten zu können.

Zuletzt sei noch an das Problem von Falknis-Sulzfluhdecke erinnert. Diese wird ja seit einiger Zeit von den Schweizern an die Err-Berninadecke angehängt und als von dieser losgerissener Sedimentmantel betrachtet. Diese Auffassung muß als rein hypothetisch betrachtet werden, denn irgendein Beweis, und wäre er noch so klein, ist trotz der Bemühungen von R. Staub bisher noch nicht erbracht worden. Weder Tektonik und Fazies lassen eine Beziehung zwischen Err-Berninadecke und Falknis-Sulzfluhdecke erkennen. Die rein ostalpine Fazies der ersteren habe ich oben hervorgehoben, kein Schichtenglied ist vorhanden, das sich in der Falknis-Sulzfluhdecke wieder finden würde. Umgekehrt ist die Fazies der letzteren alles andere als ostalpin. Schon G. Steinmann hatte dies bei seiner ersten Deckengliederung von Graubünden deutlich erkannt (86) und deshalb die Falknis-Sulzfluhdecke in das „lepontinische Deckensystem“ gestellt.

Auch am äußersten Nordrand der Errdecke oder im Liegendflügel derselben zeigt sich nirgendwo auch nur die leiseste Andeutung von Sedimenten, wie sie für die Falknis-Sulzfluhdecke bezeichnend sind. Noch nicht einmal Spuren eines faziellen Überganges in solche Gesteine sind vorhanden. Man wird mir entgegenhalten, solche Übergänge wären von Cadisch und Staub im Unterengadiner Fenster aufgefunden worden (16, 18, 85). Doch ist das, was dort zur Falknis-Sulzfluhdecke gerechnet wird, ebenfalls seiner Stellung nach gänzlich unbewiesen, so daß auch die postulierten Übergänge in der Luft hängen. Ich glaube nicht, daß im Unterengadiner Fenster überhaupt Falknis-Sulzfluhdecke vorhanden ist (vgl. auch Abschnitt V). Auch H. G. Steinmann hat gewichtige Gründe gegen die Zusammenschaltung von Falknis-Sulzfluhdecke und Err-Berninadecke beigebracht (88).

<sup>1)</sup> Der einzige Unterschied gegenüber dem Nordrand der Allgäudecke ist die höhere Metamorphose (z. B. im Lias). Diese erklärt sich aber durch höheren Druck und höhere Belastung unter der darüber hinweggehenden ostalpinen Deckenmasse. Diese selbst zeigt wieder höhere Metamorphose in Graubünden als in den nördlichen Kalkalpen (z. B. in Kössener Schichten und Fleckenmergel), d. h. in den Gebieten, in denen die Silvrettedecke noch darüber hinweggegangen ist (vgl. auch Cornelius [24]).

## V. Die Aroser Schuppenzone.

Die Aroser Schuppenzone spielt am Rand der Ostalpen überall eine große Rolle. Sie läßt sich nicht nur am Westrand derselben von südlich Tiefenkastel an fast als geschlossene Zone bis in den Rätikon verfolgen, sondern tritt auch im Unterengadiner Fenster und am Nordrand der nördlichen Kalkalpen auf. So sind ihre Reste seit langem bekannt in Vorarlberg und im Allgäu, wo sie vom Zitterklapfen an bis über Hindelang hinaus in mächtigen Schubschollen wie im Rätikon auftreten. Weiter sind Fetzen der Aroser Zone am Nordrand des ostalpinen Flysch vom Edelsberg bis an die Salzach hinüber fort und fort erhalten. Es ist das große Verdienst von K. Boden (11, 13, 14), den größten Teil dieser Fetzen in den letzten Jahren aufgespürt zu haben.

Gerade im Allgäu kann die Aroser Schuppenzone ganz vorzüglich zur Abtrennung der beiden Flyschserien benutzt werden (exotischer Klippenflysch in Vorarlberg und im zentralen Allgäu, ostalpiner Flysch im Ostallgäu und Oberbayern). Denn sie liegt überall deutlich über den exotischen Vorarlberger und Allgäuer Klippenflyschmassen, erweist sich also hier als das tektonisch höhere Element. Andererseits liegt sie im Ostallgäu und weiter östlich ebenso deutlich unter dem ostalpinen Flysch, erweist sich also als das tektonisch tiefere Element. Infolgedessen ergibt sich so die deutliche tektonische Trennung dieser beiden Flyschmassen, so daß alles, was E. Kraus neuerdings über Zusammenhänge zwischen diesen beiden Flyschserien behauptet (52), keine weitere Bedeutung hat.

Ein prägnantes Glied der Aroser Schuppenzone sind die grünen Gesteine, Diabasporphyrite und Serpentine. G. Steinmann (86) hatte früher diese Gesteinsserie von Hindelang—Oberstdorf—Rätikon—Plessurgebirge mit den mächtigen basischen Eruptivmassen von Südbünden zu einer einheitlichen Decke, seiner „rätischen Decke“, vereinigt und diese Decke als oberste penninische („lepontinische“) betrachtet. Davon mußten spätere Arbeiten abweichen. So wurde das, was Steinmann im Rätikon und Plessurgebirge als rätische Decke bezeichnete, zur „Aroser Schuppenzone“ umgetauft, während die rätische Decke in Südbünden zur „Plattadecke“ wurde. Letztere ist oberstes Pennin, erstere „unterostalpin“. Die grünen Gesteine in der Aroser Schuppenzone wurden von Staub für tektonische Einschießel der Plattadecke erklärt.

So entstand das merkwürdige tektonische Bild am Ostalpenrand, wonach die Ophiolite in Nordbünden einmal über dem „Unterostalpinen“ (Falknis-Sulzfluhdecke), das andere Mal in Südbünden unter demselben Unterostalpinen (Errdecke) liegen sollten. Diese Darstellung erschien schon immer reichlich gekünstelt. Viel einfacher ist: entweder die Ophiolite bilden eine einheitliche Serie, wie Steinmann meinte, und treten überall im selben tektonischen Niveau auf (frühere „rätische Decke“), dann ist eben die Falknis-Sulzfluhdecke nicht über, sondern unter den grünen Gesteinen Südbündens einzuordnen, also unter der Plattadecke; oder aber die Ophiolite sind nicht auf eine einheitliche Serie beschränkt, sondern treten mehrfach auf: penninische Plattadecke im S, „unterostalpine“ Aroser Schuppenzone im N.

Wie liegen nun tatsächlich die Dinge? Betrachten wir zunächst die Aroser Zone in dem Gebiet, in dem sie ihren Namen erhalten hat: in der Umgebung von Arosa. Hier findet sich folgender Schichtbestand der Aroser Schuppenzone. (Die „Tschirpen- und Casannaschuppen“ rechne ich bereits zur „Lechtal-Campodecke“, wie weiter oben in Abschnitt III ausgeführt wurde.)

Die untere Trias ist sehr kümmerlich entwickelt. Über kristallinen Schubfetzen liegen verschiedentlich etwas Verrucano und Quarzite des Bnntsandsteins. Darüber folgen direkt Rauhwacken mit Gips, stellenweise auch schwächliche Dolomite, beide Bildungen sind wohl in die Raibler Schichten zu stellen. Dann folgt normaler typischer Hauptdolomit, bis 100 m mächtig. Stellenweise liegen darüber geringmächtige Kössener Schichten, anderwärts wird der Hauptdolomit unmittelbar vom Lias überlagert. Dieser besteht meist an seiner Basis, häufig (Weißfluhgebiet) ganz, aus groben Breccien, die den Liasbreccien der Errdecke in Südbünden vollkommen gleichen in Aussehen und Zusammensetzung der Komponenten. Es finden sich reichlich Kristallin, Verrucano, Buntsandstein und vor allem Hauptdolomit.

Darüber liegt sogenannter „Aptychenkalk“. Es muß hier aber einmal ausgesprochen werden, daß dieser Aptychenkalk (und dies gilt ebenso für denjenigen in der Err-Berninadecke!) gar nichts zu tun hat mit den Sedimenten, die in den nördlichen Kalkalpen (Allgäu-Lechtaldecke und Inntaldecke) als Aptychenkalk und Aptychenschichten bezeichnet werden. Einmal ist eine lithologische Ähnlichkeit nicht vorhanden und weiter entsprechen sie sich auch stratigraphisch keineswegs. Der „Aptychenkalk“ der Aroser Schuppenzone sowie der Err-Berninadecke liegt unter den Radiolariten, die Aptychenschichten der Nordalpen folgen über diesen. Da nun der „Aptychenkalk“ in den genannten unterostalpinen Gebieten unter den Radiolariten, diese aber vermutlich das einzige Sediment sind, das überall in allen Zonen ungefähr zur selben Zeit gebildet wurde, so ergibt sich ein höheres Alter für den „Aptychenkalk“ in der Aroser Zone und Err-Berninadecke. Da weiter die Radiolarite ungefähr in den oberen Dogger gehören (vielleicht reichen sie noch in den unteren Malm hinein) (51), so ergibt sich, daß die Aptychenschichten in den Nordalpen dem Malm entsprechen (sie gehen hier bis in das Neokom hinein), während der „Aptychenkalk“ der unterostalpinen Gebiete wohl ganz in den Dogger fällt. Beide Bildungen haben daher nichts weiter gemein als den Namen und können gar nicht für stratigraphische Vergleiche dienen, wie dies bisher gern gemacht wurde. Ferner haben die Schweizer zweifellos sowohl dem „Aptychenkalk“ wie auch den Radiolariten der „unterostalpinen“ Zonen ein zu jungliches Alter gegeben (Radiolarite, z. T. untere Kreide).

Über diesem „Aptychenkalk“ liegen die Radiolarite, die sich in nichts von denen der Nordalpen unterscheiden. Damit reißt dann die deutlich erkennbare Stratigraphie der Aroser Schuppenzone ab; über den Radiolariten folgen stellenweise noch Sedimente von bisher unsicherer Stellung. Sie umfassen den Komplex der „Maraner Breccie“, die von G. Steinmann früher für Cenoman gedeutet wurde (86), später aber von ihm als tektonische Breccie aufgefaßt worden ist (87).

Eine Deutung als tektonische Breccie kommt meines Erachtens aber nicht in Frage; ich betrachte sie wie Cadisch (23) und Arbenz (8) als sedimentäre Breccie. Daß diese später tektonisch noch mitgenommen wurde, ist gerade in der Arosener Gegend weiter kein Wunder, aber daß die Breccie nicht tektonischer, sondern sedimentärer Entstehung ist, geht daraus mit aller Sicherheit hervor, daß ihre Komponenten eben sehr polygen sind. Ich beobachtete nicht nur rote Tonschiefer (des Radiolarites), Radiolarit und Hauptdolomit (wie z. B. bei Maran selbst), sondern in den meisten Vorkommen noch reichlich grünes Kristallin, Liaskieselskalk und Liashornsteine. Und zwar finden sich die letztgenannten Komponenten an Stellen, wo keine tektonischen Flächen vorhanden sind, an denen eine tektonische Breccie hätte entstehen können. Selbst wenn man aber solche annehmen würde, wäre nichts geholfen, denn auch in diesem Falle ist nicht ersichtlich, wo Kristallin und Lias hätten herkommen sollen, um zur tektonischen Breccie verarbeitet zu werden. Es ist keine Beziehung zwischen den Komponenten der Breccie und ihrem Herkunftsgebiet in tektonischer Hinsicht vorhanden.

Von den Schweizern wird der Horizont der Maraner Breccie für ein Transgressionssediment ein Radiolarit gehalten, eine Auffassung, die sehr viel Wahrscheinlichkeit besitzt. Doch kommt auch ein etwas jüngeres Alter der Breccie in Frage. Ich beschreibe zunächst einige Profile.

### 1. Nördlich Maran. Abkürzer zum Ochsenalpweg.

Über Serpentin Breccie aus Hauptdolomit. Darüber Radiolarit, übergehend in rote und grüne Schiefer. Darauf grobe Dolomit-Kalkbreccien, die wenig Radiolaritkomponenten führen, sie gehen in ebensolche Breccien mit massenhaften eckigen, großen und kleinen Brocken von Radiolariten über. Diese stellen zweifellos aufgearbeitetes Radiolaritmaterial dar.

### 2. Maraner Bergli westlich Maran.

Zunächst Hauptdolomit, übergehend in grobe Breccien, die Komponenten aus Hauptdolomit, Kalken und Kristallin führen. Die Komponenten sind durchschnittlich faustgroß, stellenweise treten auch bis kopfgroße, eckige Fetzen von Kristallin auf. Darüber folgen Breccienbänke, die neben den eben genannten reichlich Brocken von Radiolarit führen. Sie bilden ehenmäßige Bänke gleicher Dicke. Die Längsachse der Komponenten liegt in der Schichtungsebene. Ihnen eingeschaltet sind rote und grüne, kalkfreie, glimmerführende Schiefer. Darüber folgt sofort wieder Hauptdolomit von wenigen Metern Mächtigkeit, über dem sich die ganze Schichtenfolge von neuem wiederholt. Am Gipfel des Maraner Bergli keilen die Breccien aus, hier legen sich unmittelbar auf den Hauptdolomit grünliche, z. T. eisenreiche Schiefer und Mergel. Sie gehen über in graue Schiefer, hellgraue Mergel und dunkle sandige Mergel, denen Ophicalcit und Variolit eingeschaltet sind (auf Blatt Arosa [19] nicht eingezeichnet), ich halte sie für echte „Aptychenschichten“, also für Sedimente, die jünger als die Radiolarite sind.

### 3. Brüggerhorn Südseite.

Auf der Südseite (Weg zum Weißhorn) liegen über Kristallin metamorphe, dunkle, kalkige Schiefer des Lias, dann graue „Aptychen-schichten“, darüber Radiolarit. Dieser wird überlagert von groben, bräunlich anwitternden Dolomitreccien (wie bei Maran), in denen ich aber keine Brocken von Radiolarit finden konnte.

### 4. Brüggerhorn Gipfel.

Auf der Nordseite des Brüggerhorns ist unmittelbar unter dem Gipfel ein gutes Profil aufgeschlossen (die geologische Karte Blatt Arosa [19] ist auch hier reichlich ungenau): Unter den Schiefen des Gipfels (1, oberer Jura, Neokom?) liegen zirka 30 cm rote und grüne Schiefer,

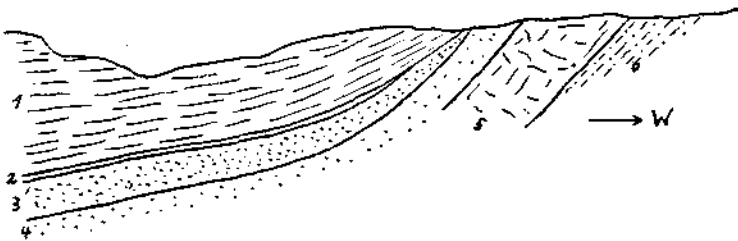


Fig. 2. Profil auf der Nordseite des Brüggerhorngipfels. (Zahlen vgl. Text.)

2; darunter 1,5—2 m Breccie, 3, mit bis faustgroßen eckigen Brocken von Radiolarit, Kalk, Hauptdolomit und Kristallin, nach unten, 4, übergehend in wenig mächtige reine Dolomitreccie. Diese wird unterlagert von zirka 5 m mächtigem Hauptdolomit, 5, der auf einem nach Osten auskeilenden Kristallinfetzen, 6, liegt (Fig. 2).

### 5. Plattenhorn Südostseite.

Hier sind in der Wand südlich unterm Plattenhorn Südgipfel ausgezeichnete Aufschlüsse (Fig. 3). Von N nach S folgen aufeinander: über Kristallin, 1, Hauptdolomit, 2; darüber, 3, wenige Meter grobe polygene Breccie, die Komponenten bestehen aus Hauptdolomit und aus grauen Sandkalken, Kalken und schwarzen Hornsteinen des Lias. Scharfe Grenze oben gegen 6—8 m grüne und rote glatte Schiefer, 4, der Radiolaritgruppe mit kleinen Manganknollen. Sie werden mit sehr scharfer Grenze überlagert von etwa 5 m grober Maraner Breccie, 5, mit polygenen Komponenten, Radiolaritmaterial ist nicht häufig. Dem oberen Teil der Breccie sind zwei wenig mächtige Bänke von grauen und grünen Kalken, 6, mit Algenresten eingeschaltet, die wohl Oberjura sind. Darüber folgen graue dichte Kalke, 6, ebenfalls Oberjura oder Dogger, dann eine Serie von dunklen metamorphen Schiefen (Lias), 8, in denen mehrfach graue dichte Kalke auftreten, wie 6. Sie werden überlagert von Ophicalcit, 7, darüber Radiolarit, 4, dann folgen wieder metamorphe Schiefer, 8, die von Kristallin, 1, überschoben werden. Die ganze Serie fällt zirka 70° nach S ein.

Auffallend ist das vollkommene Fehlen von Brocken der basischen Intrusiva in der Maraner Breccie. Dies kann wohl nur so erklärt werden, daß die Maraner Breccie älter als die Intrusion der grünen Gesteine ist. Aus den geschilderten Verhältnissen ergibt sich, daß die Maraner Breccie wohl etwas jünger als die Radiolarite sein muß. Sie entspricht vielleicht dem Alter nach den Saluergesteinen der Errdecke (vgl. Abschnitt 4) oder den Konglomeraten in den Aptychenschichten am Nordrand der bayrischen Alpen.

Eine Transgression des Oberjura beschreibt auch Brauchli aus der weiter südlich gelegenen Tschirpenkette (15). Doch fehlt dort vollkommen die echte Maraner Breccie; die Schiefer und Kalke, die nach Brauchli Oberjura sind und über Hauptdolomit transgredieren sollen, können nach meinen Beobachtungen ebensogut Rhät oder Lias sein. Von einer Oberjuratransgression in der Tschirpenkette konnte ich mich nicht überzeugen.

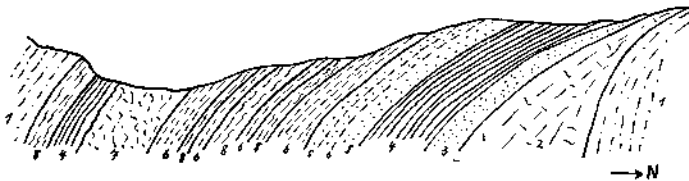


Fig. 3. Profil auf der Südostseite des Plattenhorns. (Zahlen vgl. Text.)

Die auffallendste Erscheinung in der Aroser Schuppenzone sind die darin auftretenden grünen Gesteine, wie Serpentin, Variolit und Diabasporphyr. Die wichtigste Frage ist die nach dem Verband dieser Intrusiva mit den umgebenden Sedimenten. R. Staub (84) hält die ganzen basischen Gesteine für tektonische Einschießel der Plattadecke in die Aroser Zone. Diese würde somit eine tektonische Mischungszone darstellen, die aus „unterostalpinen“ und aus penninischen Gesteinen besteht.

Dieser Auffassung kann ich mich nicht anschließen. Es ist vollkommen ausgeschlossen, die basischen Intrusiva von den Sedimenten der Aroser Zone abzutrennen. Fast überall zeigen die Intrusiva deutliche Kontaktwirkung auf ihr umgebendes Nebengestein, vor allem auf Radiolarite und Aptychenschichten. So zeigt sich, z. B. auf der Nordseite des Aroser Weißhorns in zirka 2500 m Höhe folgendes (Fig. 4): Über die mit dem Hauptdolomit der Weißhornbasis verfalteten Fleckenmergel (mit Breccien im unteren Teil und eingeschalteten Linsen und Putzen von schwarzem Hornstein) legen sich etwa 15 m graue, dichte, z. T. geflaserte Kalke; nach oben gehen diese in helle graue, geschieferte Kalke über, die stellenweise bräunliche Kalkbänke führen. Diese erinnern vollkommen an Gesteine, wie sie z. B. für den Dogger im Ammergebirge (51) sehr bezeichnend sind. Die ganze Serie entspricht wohl den „Aptychenschichten“ unter dem Radiolarit. Dieser selbst folgt darüber in 1—2 m Mächtigkeit, ist seitlich und nach oben verzahnt mit Variolit, der stellenweise sogar vollkommen den Radiolarit aufzehrt und verdrängt. Verschiedentlich sind aber dann noch Radiolarite schollenweise im Variolit enthalten. Weiter nach oben geht der Variolit in Serpentin über, dem der Hauptdolomit einer höheren Schuppe des Weißhorns aufgeschoben ist.



Hier kann kein Zweifel an der engen Zusammengehörigkeit der ganzen Serie sein. Aber ebenso treten auch an allen anderen Stellen die basischen Intrusiva zusammen mit Radiolariten und „Aptychenschichten“ auf, mit diesen durch alle Übergänge von Opicalciten verknüpft.

Auch andere Beobachter dieser Gegend schildern ähnliche Verbandsverhältnisse. So beschreibt Cadisch (16) den Primärkontakt des Totalserpentins mit seinem Nebengestein und ebenso ähnliche Erscheinungen noch von anderen Stellen.

Andererseits geht es auch nicht, die kontaktmetamorph veränderten Gesteine zusammen mit den Intrusiva als herausgelöst aus der Arosener Zone und als penninisch zu betrachten, denn sie sind auf das engste mit den übrigen Gesteinen der Schuppenzone verbunden. Daß natürlich trotzdem nachträglich durch die Tektonik viele Schichtenverbände zerrissen und gegenseitig verschoben wurden, braucht bei dem so heterogenen

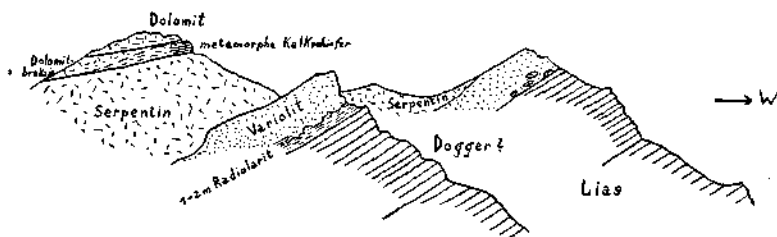


Fig. 4. Profil auf der Nordseite des Gipfels vom Arosener Weißhorn.

Gesteinsmaterial der Arosener Zone nicht Wunder zu nehmen. Auf keinen Fall geht es an, wie R. Staub dies in seinem Profil (84) tut, die gesamte Weißhornkette als penninisch zu betrachten. Zu einer solchen Auffassung kann man nur kommen, wenn man nur die tektonisch am meisten gestörten Profile ansieht, wie z. B. südlich vom Hörnli (Fig. 5), wo unter der Basis des Tschirpen (Lechtaldecke) alles durcheinander geraten ist. Bei der Betrachtung der ganzen Zone und sämtlicher Profile ergibt sich aber die Unhaltbarkeit dieser Auffassung.

Ich halte also die ganze Arosener Schuppenzone für eine einheitliche ostalpine Serie, deren Sedimente typisch ostalpin sind und die durch das Auftreten der basischen Eruptiva besonders bezeichnet ist.

Nach N zieht diese Serie weiter durch den Rätikon, hier sich schon vielfach in einzelne Linsen auflösend. Und ebenso deutlich ist sie dann am Nordrand der Allgäudecke weiter zu verfolgen, durch den Bregenzer Wald und das Allgäu hindurch, wo sie stellenweise in recht bedeutenden Fetzen auftritt (z. B. Warmatsgundtal, Umgebung von Hindelang). Diese Vorkommen erinnern vollkommen an gewisse Stellen im Rätikon oder Plessurgebirge, z. B. am Ochsenalpweg. Trotzdem ist neuerdings der Versuch unternommen worden (52), die Arosener Zone im Allgäu als eine „normale Flyschfolge“ der Oberkreide zu betrachten, die so normal ist, daß sogar die Diabasporphyrite, Radiolarite und Aptychenschichten in den Flysch gestellt worden sind. Dieser Versuch, der es nicht weiter als die Geologie zur Zeit Gümbels gebracht hat

und auf ungenügender Beobachtung der tektonischen Kontakte beruht, braucht hier nicht weiter erörtert zu werden.

Fetzenweise tritt auch die Arosener Zone noch am Nordrande der südbayerischen Flyschzone auf, wie am Anfang dieses Abschnittes bereits erwähnt wurde. Ich komme nachher noch auf die Fetzen der Arosener Zone am Nordrande der bayrischen Alpen zurück.

Vom Plessurgebirge nach S läßt sich die Schuppenzone über die Albula hinaus noch bis über Conters im Oberhalbstein verfolgen, dann setzt sie aus. Und damit erhebt sich sofort die Frage nach dem Herkunftsort der Arosener Zone: Ist dieser unter oder über der Errdecke zu suchen, oder ist vielleicht die Arosener Zone der Errdecke gleichzusetzen?

Betrachtet man nur die basischen Eruptiva als maßgebend, so könnte man zu der Auffassung kommen, die Arosener Zone mit der Plattadecke

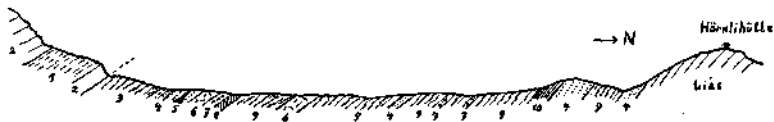


Fig. 5. Profil südlich von der Hörnlühütte.

1 = Hauptdolomit; 2 = Raibler Schichten des Tschirpen; 3 = graue dichte Flaserkalk (Oberjura?), Übergang in 4 = Ophicalzit; 5 = Diabas; 6 = Dolomit; 7 = Kristallin; 8 = verquetschter Dolomit und Kalk, z. T. marmorisiert; 9 = metamorphe Kalkschiefer, bräunlich uwitternd (Lias?); 10 = Radiolarit.

Südbündens in Parallele zu setzen, sie also unter der Errdecke durch dem obersten Penninikum einzureihen. Dem widerspricht aber die typische ostalpine Fazies der Arosener Zone, die der Platta-Margnadecke vollständig fehlt, denn nirgendwo ist in der Plattadecke der so typische Schichtenbestand der Arosener Schuppenzone gefunden worden. Eine Verbindung dieser beiden kommt daher meines Erachtens nicht in Frage. So bleibt nur übrig, die Arosener Zone entweder der Errdecke gleichzusetzen oder sie, über diese hinweg, von weiter im S herzuleiten. Es käme dabei dann hiefür nur die Berninadecke in Betracht, denn in die Campodecke direkt kann die Arosener Zone keineswegs versetzt werden. Heute hört die Arosener Zone oberhalb Conters nach S zu auf, gerade da, wo die Errdecke nach N hin ihr Ende findet. Man könnte deshalb annehmen, daß die Arosener Zone entweder hier einfach in die Errdecke übergeht (tatsächlich stoßen die Sedimente beider zusammen, ohne daß es bis jetzt möglich wäre, eine Grenze dazwischen zu finden) oder daß sich die Arosener Zone zusammen mit der Campodecke unter dem Piz Michel nach S in die Luft hebt. In beiden Fällen aber würde die Arosener Schuppenzone der doch eng zusammengehörigen Err-Berninadecke zufallen. Vergleicht man die Fazies beider, so zeigt sich, daß die Arosener Zone ganz ausgezeichnet zur Err-Berninadecke paßt. In beiden ist die Trias noch etwas unvollständig, geantiklinal, und beide zeigen denselben Lias mit den so typischen mächtigen Liasbreccien. Im übrigen ist das Mesozoikum der Arosener Zone etwas mächtiger als das der Errdecke, so

daß daraus der Schluß abgeleitet werden könnte, die Arosener Zone in südlichen Teilen der Err-Berninadecke zu beheimaten, bzw. zwischen dieser und der Campodecke. Ganz im Einklang mit dieser Auffassung steht, daß auch Cornelius die Gesteine der Allgäu-Vorarlberger Klippenzone, die ich ebenfalls für Arosener Schuppenzone halte, von der Südseite der Err-Berninadecke herleitet (26).

Es fehlen nur die Serpentine und übrigen basischen Gesteine in der Err-Berninadecke Südbündens, wenn nicht die Serpentine der Berninadecke doch vielleicht hierher gehören.

Es gibt für diese ursprüngliche Lage der Arosener Zone aber noch einen weiteren Beweis, der im ostalpinen Flysch von Südbayern liegt. Dieser enthält nicht nur Gerölle der Allgäu- und Lechtaldecke, sondern auch Fetzen von Serpentin, Diabas und außerdem Brocken eines roten Granits (51), der dem des Buchdenkmals außerordentlich gleicht. Er gleicht aber auch den roten Graniten der Err-Berninadecke ebenso. Daraus geht aber hervor, daß das Südufer des ostalpinen Flysch die Campodecke (Allgäu-Lechtaldecke), das Nordufer aber die Arosener Zone war. Diese liegt daher der Campodecke unmittelbar nördlich vor. Das deckt sich mit den oben abgeleiteten Ergebnissen. Ebenso treten auch im Oberjura und Neokom am bayrischen Alpenrand Diabaskörner auf, die nur von N her sedimentiert sein können.

Werfen wir noch einen Blick auf das Unterengadiner Fenster. Dort scheint vor allem die Arosener Zone eine große Verbreitung zu besitzen. Schon lange sind hier die basischen Intrusiva aus dem Fensterrahmen bekannt. Um so auffälliger ist es, daß noch niemals echte Vertreter der Falknis-Sulzfluhdecke aufgefunden wurden. Wohl sind durch Cadisch (16, 18) und später in einer Arbeit von Cadisch und Staub (85) Gesteine der Kreide beschrieben worden, die als Vertreter der Falknis-Kreide angesprochen werden. Das sind aber nur lithologische Ähnlichkeiten, diese Gesteine brauchen noch keineswegs der Falknisdecke zu entsprechen. (Ungefähr dieselben Gesteine treten auch in der Oberkreide der Lechtaler Alpen auf!) Auffallend ist und bleibt das Fehlen von echtem Falknisjura sowie der markanten Oberjurakalke der Sulzfluhdecke. Es scheint mir deshalb das Vorkommen der Falknis-Sulzfluhdecke im Unterengadiner Fenster einstweilen noch nicht genügend begründet zu sein, zumal die tektonischen Verhältnisse auch eine andere Einordnung dieser Serien zulassen (vgl. Abschnitt VIII: das SW-NO-Streichen des Unterengadiner Fensters läßt gar kein Wiederauftauchen der Falknis-Sulzfluhserie erwarten) und vor allem die begleitenden Gesteine gar nicht für Falknis-Sulzfluhdecke sprechen. Die Basis des Ganzen wird von den grünen Graniten („Tasnagrinit“ und Verwandte) gebildet, die für die Err-Berninadecke so sehr bezeichnend sind. Diese haben wir aber oben (Abschnitt IV) als echt ostalpin erkannt. Weiter sprechen auch die anderen Gesteine für eine ostalpine Serie, so der Verrucano mit den Quarzporphyren, typischer Hauptdolomit, Liaskalk, Liasbreccien und Hierlatzkalk, Aptychenschichten und Radiolarite. Die Kreideschichten kommen ganz ähnlich auch in der Lechtaldecke der Lechtaler Alpen wieder vor, beweisen daher nichts für Falknis-Sulzfluhdecke. Die ganze Serie, in sich vielfach geschuppt, zeigt deutlich

geantiklinalen Charakter und ist von den Ophioliten begleitet. Wie weit dabei normale Primärkontakte zwischen den Intrusiva und den Sedimenten vorhanden sind, ist noch nicht festgestellt.

Daraus ergibt sich der Schluß: Die Sedimente der Aroser Zone sind im Unterengadin auf dem Kristallin der Err-Berninadecke zum Absatz gelangt. Eigentliche Sedimente der Err-Berninadecke sind hier nicht mehr vorhanden, diese werden durch Sedimente der Aroser Zone ersetzt. Dies würde eine Verschmälerung der ostalpinen Geantiklinale in der Richtung von SW nach NO bedeuten. Damit wäre auch die Tatsache erklärt, daß z. B. weiter im O (Westrand des Tauernfensters) nirgendwo die Err-Berninadecke auftritt, sondern als tiefste geantiklinale ostalpine Serie immer nur die Aroser Schuppenzone!

Err-Berninadecke und Aroser Schuppenzone gehören meines Erachtens eng zusammen, ihre Sedimente sind mit denen der nördlichsten Allgäudecke im Bereich der großen ostalpinen Geantiklinale zum Absatz gekommen. Sie bilden zusammen den Nordrand der „oberostalpinen“ Deckenserie, der beim Vormarsch nach N zum Teil gleich im S hängen und zurückgeblieben ist („Err-Berninadecke“), zum Teil noch nach N verschleift wurde und so als abgesplitteter Stirnteil unter die Räder der „oberostalpinen“ Decke gekommen ist (Aroser Schuppenzone).

## VI. Die ostalpine Deckeneinheit im Norden und Süden.

Schon aus den bisherigen Ausführungen geht meine neue Auffassung über die Zusammengehörigkeit der einzelnen ostalpinen Decken hervor. Im folgenden seien zusammenfassend die Dinge dargestellt, wie sie sich aus dem Tatsachenmaterial zwangloser ergeben als nach dem augenblicklich herrschenden Deckenschema.

Die bisher als „Mittelostalpin“ bezeichnete Einheit mit ihrer verwirrenden Fülle von Lokalnamen (Campodecke als Sammelbegriff; Aeladecke, Ortlerdecke, Umbraildecke) kann verschwinden. Nach Kristallin und Fazies ihrer Sedimente ist sie weiter nichts als die südliche Fortsetzung der Deckenteile, die im N als „Oberostalpin“ der nördlichen Kalkalpen bezeichnet werden. Diese sind kein Abkömmling der Silvrettadecke, wie bisher angenommen wurde. Die Silvrettadecke ist mit der Öztaldecke zu einer einzigen tektonischen Serie zusammenzufassen, die als Silvrettadecke bezeichnet wird. Diese ist die höchste tektonische Einheit und kann direkt von den Dinariden abgeleitet werden. Jedenfalls ist sie tektonisch höher als alle ostalpinen Decken im westlichen Teil der nördlichen Kalkalpen.

Die bisher als „Unterostalpin“ benannte Serie (Err-Berninadecke, Aroser Schuppenzone) bildete den ursprünglichen Nordteil der oberostalpinen Decke, ist also nördlich unmittelbar an die Allgäudecke zu hängen und beim Vormarsch des ostalpinen Blockes im S zurückgeblieben und von rückwärtigen Deckenteilen überfahren worden. Die Falknis-Sulzfluhdecke findet keinen Platz im Ostalpinen, sie muß tiefer liegen.

Faziell reihen sich so unmittelbar aneinander: Err-Berninadecke—Aroser Schuppenzone—Allgäu-Lechtaldecke—Inntaldecke. Dahinter

reihen sich die Dinariden an, zuvorderst mit den Sedimenten der Silvrettadecke, die nach N mehr und mehr Anklänge an die Sedimente der nördlichen Kalkalpen zeigen (Kalkkögel), nach S aber eine immer dolomitischere Fazies (Tribulaun), bzw. immer mehr süd-alpines Gepräge (Graubünden) zeigen.

So ergibt sich eine ursprüngliche, einheitliche „ostalpine“ Decke, die Bezeichnungen unter-, mittel- und oberostalpin sind schematisch und überflüssig. Stellt man diese vereinfachte Deckennomenklatur in Vergleich zu der bisherigen (links), so ergibt sich:

ober- ostalpin	{	Nöblacher Decke Ötztaldecke	Nössischer Decke Silvrettadecke	} (Dinariden)
	{	Silvrettadecke	Krabachjochdecke Inntaldecke Lechtaldecke Allgäudecke	} (Campodecke)
mittel- ostalpin	{	Campodecke	Umbraildecke Ortlerdecke- Aeladecke	} ostalpine Geantiklinale
unter- ostalpin	{	Aroser Schuppenzone Err-Berninadecke, Falknis-Sulzfluhdecke		

Aus der Gegenüberstellung dieser Tabelle geht ohne weiteres die gewaltige Vereinfachung gegenüber dem alten Schema hervor. Der ganze hier dargestellte Deckenbau läßt sich auf die einfache Formel zweier Decken bringen: Campodecke mit dem Randstreifen der ostalpinen Geantiklinale und darüber die Silvrettadecke, die schon als Abkömmling der Dinariden betrachtet werden kann. Alle übrigen Decken sind nur Zerreißen innerhalb der ostalpinen Deckeneinheit, also interne Deckenbildung, als deren bedeutendste und selbständigste wohl die Abspaltung der Inntal-Umbraildecke betrachtet werden muß.

Es ergibt sich so eine grandiose Einheitlichkeit der ostalpinen Decke, die ihre Bewegung „en bloc“ durchführte und an und mit der ostalpinen Geantiklinale vom Untergrund losriß. Während des Deckenschubs zerlegte sie sich in ihre Teildecken, ähnlich wie dies ja auch für die helvetischen Decken gilt, die während des Deckenschubs aus einer einheitlichen Gleitmasse sich in Teildecken zerlegten. Hierbei noch eine „Wurzel“ für jede Decke zu suchen, ist natürlich überflüssig, da es keine gibt. Damit kommen wir zu dem Mechanismus dieser Deckenbewegung. Zunächst müssen wir aber noch einen Blick auf den Ablagerungsraum der ostalpinen Gesteine werfen.

## VII. Die ostalpine Geosynklinale.

Schon mehrfach sind Versuche unternommen worden, die ostalpine Geosynklinale zu umgrenzen und darzustellen. So habe ich selbst 1923 einen Versuch unternommen (60). Immer aber wirkte das Vorhandensein einer mittelostalpinen Zone störend, in der typische und mächtige ostalpine Sedimente noch nördlich der Allgäudecke einzuzeichnen waren, obwohl schon in der Allgäudecke eine deutliche Abnahme der Mächtigkeit

und Verarmung des Schichtenbestandes nach N festzustellen waren. Nördlich der „oberostalpinen Geantiklinale“ war daher noch einmal ein ostalpiner Faziesrückfall im mittelostalpinen Becken anzunehmen.

Durch die neue Auffassung wird auch die ostalpine Geosynklinale wesentlich vereinfacht, der störende mittelostalpine Faziesrückfall kann wegfallen. Es folgt so auf den penninischen Meeresraum (siehe Fig. 6) die „ostalpine Geantiklinale“, die alles in sich einschließt, was früher als „unterostalpinen Inselkranzgebirge“ (16), „romunischer Rücken“ (49, 50) und „oberostalpine Geantiklinale“ (60) bezeichnet worden ist. Er deckt sich aber auch insoweit mit dem „südvindelizischen Rücken“ von Leuchs (53), als dieser die kristalline Schwelle am Nordrand der ostalpinen Geosynklinale (= kalkalpinen Meeresraum von Leuchs) damit meint. Eine Differenz zwischen Leuchs und mir besteht nur in der räumlichen Lage dieses Hochgebietes, das Leuchs als trennende Barre zwischen Helvetisch und Ostalpin (= Kalkalpin) ansieht unter Außerachtlassung des Pennins im Engadiner und im Tauernfenster.<sup>1)</sup>

Wie läßt sich nun die ostalpine Geantiklinale vom Westrand der Ostalpen weiter nach O verfolgen? Kockel (49) und ich (60, 64) sind schon früher diesem Problem nachgegangen und dabei zu Ergebnissen gekommen, die von der bisherigen Deckentheorie nicht unbedeutend abweichen. Ich muß heute erst recht an dieser Meinung festhalten, und ich stelle auch hier noch einmal die Gründe zusammen, die für meine frühere Auffassung sprechen. Da ist einmal die Tatsache festzuhalten, daß das Helvetikum nach O verschwindet und nicht einmal mehr den Wiener Wald erreicht. Über die Ybbs hinaus geht kein Helvetikum. Man könnte dem ja entgegenhalten, das Helvetische sei unter den ostalpinen Überschiebungsmassen begraben. Da wäre es nun wirklich ein Wunder, wenn sich nicht doch irgendwo helvetische Schubsetzen herumtrieben. Solche sind aber weder in der östlichen Flyschzone noch in den Karpathen bekannt. Außerdem weisen die helvetischen Sedimente schon im Vorarlberg und Allgäu deutliche Zeichen der Verschmälerung und Einengung des helvetischen Meeresraumes nach O auf. So ist das Faziesgefälle nicht mehr NW—SO, sondern W—O geworden (61). Weiter zeigt die Versandung der helvetischen Sedimente nach O zu schon bis Schliersee das allmähliche Ende an. Und auch die beliebte Methode, den Flysch Österreichs als helvetisches oder ultrahelvetisches Äquivalent zu betrachten, ist ganz abwegig, denn dieser Flysch hat gar nichts mit dem Helvetikum zu tun (12, 64, 66, 67). Dasselbe gilt aber ebenso für die penninische Zone; auch sie muß nach O ein Ende finden. Es wäre ja schließlich merkwürdig, wenn es anders wäre und wenn die einzelnen Faziesgebiete girlandenförmig um den Erdball liefen.

Nun gibt es aber glücklicherweise noch bessere Beweise. Sie liegen im Ostalpinen selbst. Schon mehrfach ist ja auf die Anzeichen der

1) Der Name „vindelizisch“ für innerhalb der Alpen gelegene Landstreifen ist wohl am besten überhaupt ganz zu vermeiden. Es gibt nur ein vindelizisches Land, das nördlich vom Helvetikum (bzw. Absatzraum der helvetischen Decken) liegt, also unter der Molasse Oberbayerns und Oberschwabens. Im W entspricht ihm der Lage nach genau das Aarmassiv.

nördlichen Schwelle (ostalpine Geantiklinale) am Nordrand der ganzen Kalkalpen vom Allgäu bis nach Wien hingewiesen worden. Die Gesteine der österreichischen „Klippenzone“, die ebensogut ostalpin sind (67, 90) wie die der übrigen nördlichen Kalkalpen, wurden in unmittelbarer Nähe der Geantiklinale abgelagert (Grestener Schichten usw.). Und von dieser selbst liegen die Reste ja im Granit des Buchdenkmals vor. Dieser Granit steht aber gleichzeitig schon den Gesteinen der böhmischen Masse sehr nahe. Und allenthalben enthalten sowohl kalkalpine Gesteine wie auch der Flysch Komponenten desselben roten Granits. Und noch weiter östlich, im Wiener Wald, erreichen solche Komponenten eine weite Verbreitung. Solche und weitere klastische Bestandteile (dazu kommen die Granitaufschürflinge von der Flyschbasis im Wiener Wald [32]) sind von N eingeschwenkt und zeigen deutlich böhmische Abkunft. Mit anderen Worten: die ostalpine Geantiklinale, die in Graubünden in Err- und Berninadecke vorliegt, ist im O zum Südrand der böhmischen Masse geworden. Daran ändert auch das „Fenster“ des Semmering nichts, dessen tektonische Natur (liegt überhaupt ein Fenster vor und kann der Semmering nicht den Tribulaunen entsprechen?) noch so ganz ungeklärt ist. Im Semmering treten weder helvetische noch penninische, sondern ausschließlich ostalpine Sedimente auf.

Die ostalpine Geantiklinale hängt sich also nach O an die böhmische Masse an, und nun wird das Auskeilen der helvetischen und penninischen Meeressräume und Faziesgebiete verständlich. Im Meridian von Wien gibt es nur noch „Ostalpin“ und dasselbe gilt für die Karpathen, an deren Nordrand der böhmisch-sudetische Untergrund häufig genug aufgeschürft ist, ohne jede Spur von helvetisch oder penninisch, und die Richtigkeit der hier dargelegten Anschauung nur bestätigt.

Genen S und SW springt die ostalpine Geantiklinale von der böhmischen Masse ab und macht den Platz frei für penninisch und helvetisch, die sich in immer breiter werdender Zone nach W zwischen vindelizischem Land-Aarmassiv einerseits und ostalpiner Geantiklinale andererseits einschieben. Damit wird die ostalpine Geantiklinale zur Trennungsschwelle zwischen germanischem und mediterranem Gebiet (Fig. 6).

Bezeichnend für die ostalpine Geantiklinale scheinen Granite von bestimmter Zusammensetzung zu sein. Ich erwähne folgende: Granit vom Buchdenkmal, bestehend aus Quarz, Mikroklinperthit, Plagioklas und z. T. chloritisiertem Biotit (Heritsch [45]). Tasnagranit, bestehend aus Quarz, Mikroklinperthit, serizitisierter Albit-Oligoklas, Biotit, meist in Chlorit oder Muskovit umgewandelt (77). Albulagranit, bestehend aus Quarz, Mikroklinperthit, Albit-Oligoklas, teilweise saussuritisiert, Biotit, meist in Chlorit umgewandelt (77).

Dieselbe Zusammensetzung haben die Granitbrocken, die ich neuerdings im ostalpinen Flysch des Ammergaus gefunden habe (51), und die ebenfalls von der ostalpinen Geantiklinale stammen.

Ich wage nicht zu entscheiden, ob die eigenartige gleiche Zusammensetzung dieser Granite, die sich nur im Bereiche der ehemaligen ostalpinen Geantiklinale finden, mehr als Zufälligkeit ist. Daß Tasnagranit

und Albulagrün gefärbt sind, spielt als sekundäre Umwandlung keine Rolle, müßte aber immerhin erklärt werden.

Dieselbe Zusammensetzung endlich, besonders übereinstimmend mit dem Granit des Buchdenkmals, haben die berühmten Habkerngranite, die als exotische Komponenten und Blöcke im Wildflysch der Habkern-Hochkugeldecke liegen. Heritsch gibt als Bestandteile an (45): Quarz, Mikroklinperthit, Plagioklas, teilweise chloritisierter Biotit. Es könnten dementsprechend auch die Habkerngranite von der ostalpinen Geantiklinale

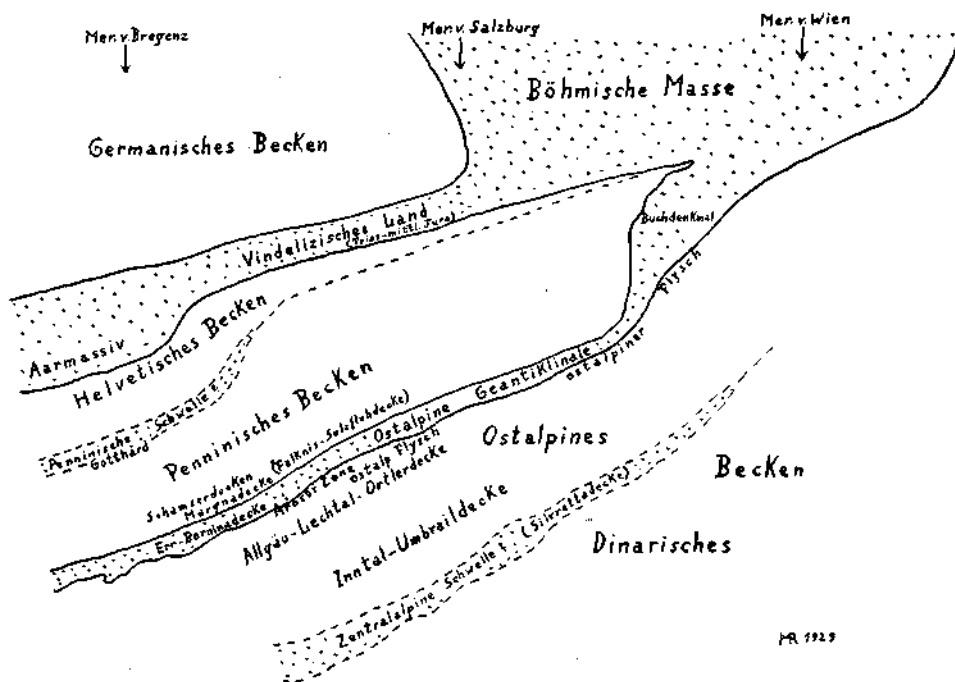


Fig. 6. Paläogeographische Skizze der Ostalpen (Trias und Jura).

Punktirt: Gebiete vorwiegender Abtragung. Weiß: Gebiete vorwiegender Sedimentation.

hergeleitet werden. In einen Fall wurden solche Granite nach S in die kalkalpinen Sedimente und den ostalpinen Flysch sedimentiert, im andern Falle von der Geantiklinale nach N in den exotischen Klippenflysch der Habkern-Hochkugeldecke bzw. in den Falknismalm transportiert.

Weniger scharf wird die Grenze zwischen Ostalpin und Dinariden gewesen sein, stehen sich doch in fazieller Beziehung beide schon äußerst nahe. Eine kristalline Schwelle oder wenigstens die Andeutung einer solchen, wenn auch vielfach unterbrochen, mag als Grenze zwischen beiden Gebieten bestanden haben, gewisse Anzeichen in den Sedimenten sprechen dafür. Diese Zone liegt heute in der Silvrettaecke vor. (Der Ausdruck „zentralalpine Schwelle“ ist unglücklich, denn die Zentralalpen sind ein geographischer und kein geologischer Begriff. Auch heute noch wird der Begriff „Zentralalpen“ in tektonischem Sinne immer



wieder besonders von den Gegnern der Deckenlehre angewandt. So sind die nördlichen Kalkalpen zwar nicht über die Silvrettadecke [also Silvretta-Ötztal-Masse] herübergekommen, wohl aber über das Engadiner und das Tauernfenster. Beide aber sind „Zentralalpen.“)

Die hier dargelegten Faziesverhältnisse sind von großer Wichtigkeit für die Frage der ostalpinen Deckenbewegung, der wir uns jetzt zuwenden.

### VIII. Die ostalpine Deckenbewegung.

Es kann heute trotz aller Diskussionen kaum mehr ein Zweifel darüber bestehen, daß die Bewegung der ostalpinen Decke als ganze Masse von S nach N gerichtet war. Und doch gibt es eine Reihe von Erscheinungen, die sich anscheinend mit dieser Bewegungsrichtung gar nicht oder nur schlecht vereinigen lassen, sondern eine mehr westgerichtete Bewegung zu erkennen geben. Infolgedessen konnten und mußten Anschauungen entstehen, wie sie von Rothpletz (68) und später von Spitz (74, 75, 77) geäußert wurden. Über diese Anschauungen darf nicht einfach hinweggegangen werden, da zweifellos etwas Richtiges in ihnen steckt. Auch gegenwärtig rechnet ja die Deckentheorie schon mit SO-NW-Bewegung der Silvrettadecke oder mit „Querfallen“ in Graubünden.

Und doch lassen sich beide Bewegungsrichtungen miteinander in Einklang bringen. Ich führe nun zunächst einige Stellen vom westlichen Ostalpenrande an, die auf SO-NW- oder O-W-Bewegung hindeuten.

Geht man von N am Rand der ostalpinen Decken bis in den Rätikon entlang, so zeigen sich bereits am bayrischen Alpenrand die Spuren solcher Bewegung. Wir finden sie zum erstenmal im Ostallgäu bei Füssen und im westlichen Ammergerirge, in einem Gebiet, wo rein äußerlich schon das W-O-Streichen der nördlichen Kalkalpen begonnen hat. Die Schichten streichen hier aber in Wahrheit am Alpenrand bei Pfronten, Füssen und im westlichsten Ammergau SW—NO, werden dann aber von zahlreichen Blattverschiebungen derartig versetzt, daß immer der westliche Teil nach NW vorgesetzt ist (51).

Dadurch wird äußerlich bereits das W-O-Streichen der nördlichen Kalkalpen vorgetäuscht. Der Effekt, der erzielt wird, besteht aber darin, daß der Bogen der ostalpinen Decke sich langsamer nach SW zurückzieht, als dem Schichtenstreichen entsprechen würde, und erst von Hindelang bis Oberstdorf schwenkt dann die ostalpine Decke stark nach SW zurück. Es zeigt dies deutlich eine Ausweichsrichtung der ostalpinen Decke im Allgäu nach NW, also einen primären Bogen, an. Diese Erscheinung wird noch verstärkt durch das Streichen der Allgäuer Hauptmulde, die in den Taunheimer Bergen schon O—W streicht, dann aber rasch nach SW umbiegt und südlich Oberstdorf vorbeistreicht.

Man kann dieses tektonische Verhalten erklären durch eine primäre Schubrichtung aus SO, wie sie vielfach ja auch angenommen wird. Im Widerspruch damit steht das Streichen der zahlreichen Spezialfalten unter den Allgäuer Überschiebungen, die nach Cornelius (22) auf eine fast rein süd-nördliche Bewegungsrichtung hindeuten. Man entgeht diesen Schwierigkeiten, wenn man annimmt, daß die Schubrichtung tatsächlich

S—N war, daß aber bei dieser Bewegung die ostalpine Decke im W ein Hindernis hatte, an dem ihre Bewegung gebremst und verlangsamt wurde. Dadurch werden die östlichen Deckenteile nach N weiter vorgezogen als die am westlichen Deckenrand, die dafür ihrerseits Ausweichbewegungen in der Richtung gegen und auf die westliche Hemmungszone, also in der Richtung gegen W und vor allem NW, machen müssen. Arbenz hat schon 1913 diese Ansicht vertreten (5). Besonders die Nordwestbewegung stellt sich so als vermittelnde Bewegungsrichtung zwischen dem S-N-Schub und dem Festgehaltenwerden im W dar.

Dieselben Strukturen finden sich im Rätikon, in den die ostalpine Decke vom Allgäu her in der bekannten Weise zurückschwenkt. Im Rätikon knicken die Streichrichtungen zum zweitenmal ganz deutlich ab. Das WSW-ONO-Streichen der Faltenzüge in den Vorarlberger und Lechtaler Alpen geht zuerst in ein SW-NO-Streichen, dann im eigentlichen Rätikon sogar mitunter in reines N-S-Streichen über. Ich brauche hier nur folgende Falten als Beispiele anführen: Die Scesaplanamulde mit ihrer Kreidefüllung streicht von nördlich Bludenz nach SW und SSW, streckenweise zeigt sie fast reines N-S-Streichen (z. B. südlich Brand), SW-Streichen haben weiter die Hauptdolomitmulde der Fundelkopfschuppe, N-S-Streichen die Faltenzüge der Trias innerhalb der Dreischwestern-Heupielschuppe.

Ebenso streichen auch die Deckensättel des Rätikon und die daraus hervorgehenden Schuppenflächen (54, 63, 92) SW, zuletzt biegen sie in N-S-Streichen um, dann geht der Schuppenbau deutlich nach NW und W. Das sind Strukturen, die nur am primär angelegten Westende der ostalpinen Decke entstehen konnten, Axialgefälle und Erosionsrand helfen hier nicht weiter.

Ähnliche Strukturen finden sich auch überall weiter im S. So streicht die ostalpine oberste Schuppe der Casanna („Tschirpendecke“) mit ihren Schichten SW-NO, weiter sei hier an das N-S-Streichen der Schuppen innerhalb der Falknisdecke südlich von Tschierschen erinnert. Auch die Schichten der Aroser Schuppenzone im Aroser Gebiet zeigen deutliches SW-NO-Streichen, und ähnliches gilt für die Aroser Dolomiten (z. B. Furkahorn, wo Achsen und Schichten NO streichen). Auch die Umbiegung des eingewickelten Rothornkristallins nach S kann nicht allein auf den Erosionsanschnitt zurückgeführt werden. Und weiter ist in dieser Gegend das SW-NO-Streichen der Faltenachsen innerhalb der Silvrettadecke zu erwähnen. Alle diese Strukturen, deren Bewegungssinn nach NW oder W gerichtet ist, können nur in einem Oberflächenstockwerk entstehen, das freie Bewegungsmöglichkeit hat. Dies trifft ja für die ostalpine Decke zn. Decken tieferer Stockwerke müssen vielfach den S-N-Schub durch reines W-O-Streichen festhalten. Dies tun ja auch tatsächlich die penninischen Decken, die unter den ostalpinen Deckenbogen untertauchen.

Gleichsinnig damit streichen weiter im O die Achse des Unterengadiner Fensters, die Falten am Rand der Umbraildecke (der Stirnrand des Münstertaler Kristallins verläuft sogar N—S), das Kristallin der Campodecke im Vintschgau und die Judikarienlinie. Und endlich sei hier noch an die — wenn auch vielfach umstrittenen — Querfalten

in Südgraubünden erinnert, die allerdings nicht mehr die große Bedeutung haben wie die vorerwähnten Strukturen, da sie schon nahe dem Südrand dieser ganzen Erscheinungen liegen und sich deshalb nicht mehr so deutlich abbilden wie weiter im N.

Aber auch außerhalb der ostalpinen Decke treten noch solche Strukturelemente auf, die nicht vernachlässigt werden dürfen. So schwenken die Falten im westlichen Tauernfenster aus der O-W- in die SW-Richtung ein. Weiter hat Arbenz schon vor längerer Zeit auf die Konvergenzerscheinungen im helvetischen Gebiet hingewiesen (5), ich brauche hier nicht mehr darauf einzugehen. Auch die in den Ostalpen selbst vorhandenen Strukturen dieser Richtung (z. B. Knickung der Karwendelmulde, Weyrer Bögen, N-S-Linien in Steiermark usw.), die Heritsch (44) zusammengestellt hat, können hier übergangen werden; erwähnt sei nur noch, in wie ausgezeichnete Weise noch heute die kalkalpinen Decken in der Form ihres Erosionsrandes solche Strukturen festhalten (Allgäu-Lechtal-Inttaldecke), auch hier wieder ein Beweis für die primäre Anlage dieser Dinge.

So ergibt sich, daß die ostalpine Decke nicht über die Westalpen hinweg gezogen werden darf. Ihr heutiger westlicher Erosionsrand tastet noch deutlich dem primären Westrand nach. Diesem am nächsten stehen wir vielleicht im Rätikon, weiter entfernt wohl im Oberengadin.

Wie weit die ostalpine Decke dabei noch mit ihrem Bogen nach W gereicht hat, läßt sich heute noch nicht eindeutig festlegen, immerhin muß sie noch erheblich östlich des Scheitelpunktes der Tessiner und der Aarmassivkulmination geblieben sein. So ergibt sich eine Linie, die am wahrscheinlichsten vom Rätikon an Vättis vorbei zur Adula und von da zum Comer See verläuft. Sie stellt die primäre Begrenzung des ostalpinen Deckenbogens dar (Fig. 7).

Aus dem Gesagten ergibt sich von selbst, daß eine Frage nach der „Wurzelzone“ der ostalpinen Decke überflüssig ist. Eine „Wurzel“ im Sinne der früheren Deckentheorie ist nicht vorhanden, die ostalpine Decke setzt als Ganzes, als große Platte im S mit der Campodecke und ihren Äquivalenten in die Tiefe. Von einer „Wurzel“ kann man nicht reden. Ebenso sind natürlich keine „Wurzeln“ für die einzelnen ostalpinen Teildecken vorhanden, die alle nur aus dem Übereinanderschoben einzelner Platten entstanden sind.

Auf der Suche nach nicht vorhandenen „Wurzeln“ hat die frühere Deckentheorie schon viel Zeit und Mühe unnötig verschwendet, weil vergessen wurde, daß die meisten Decken (nur das Pennin macht eine Ausnahme) keine Überfaltungsdecken oder „Deckfalten“, sondern plattenförmig übereinandergeschobene Überschiebungsdecken sind.

Ich fasse zusammen: Die ostalpine Decke hat eine Deckenbewegung en bloc durchgeführt, die Zerreißfläche liegt an der ostalpinen Geantiklinale, die den Schub noch mitgemacht hat. Nach einem „Mittelschenkel“ zu suchen, ist überflüssig, denn solche Decken wie die ostalpine gehen nicht aus einer Falte hervor, es handelt sich nicht um eine „Deckfalte“, sondern um eine Überschiebungsdecke.

Der ostalpine Deckenblock zeigt nicht nur eine Nordgrenze, sondern ebenso deutlich eine Westgrenze, die durch die große Kulminationszone

Tessiner Kuppel—Aarmassiv bedingt ist. Erst östlich dieser Zone stößt die ostalpine Decke ungehindert nach N vor. Sie bildet so einen großen,

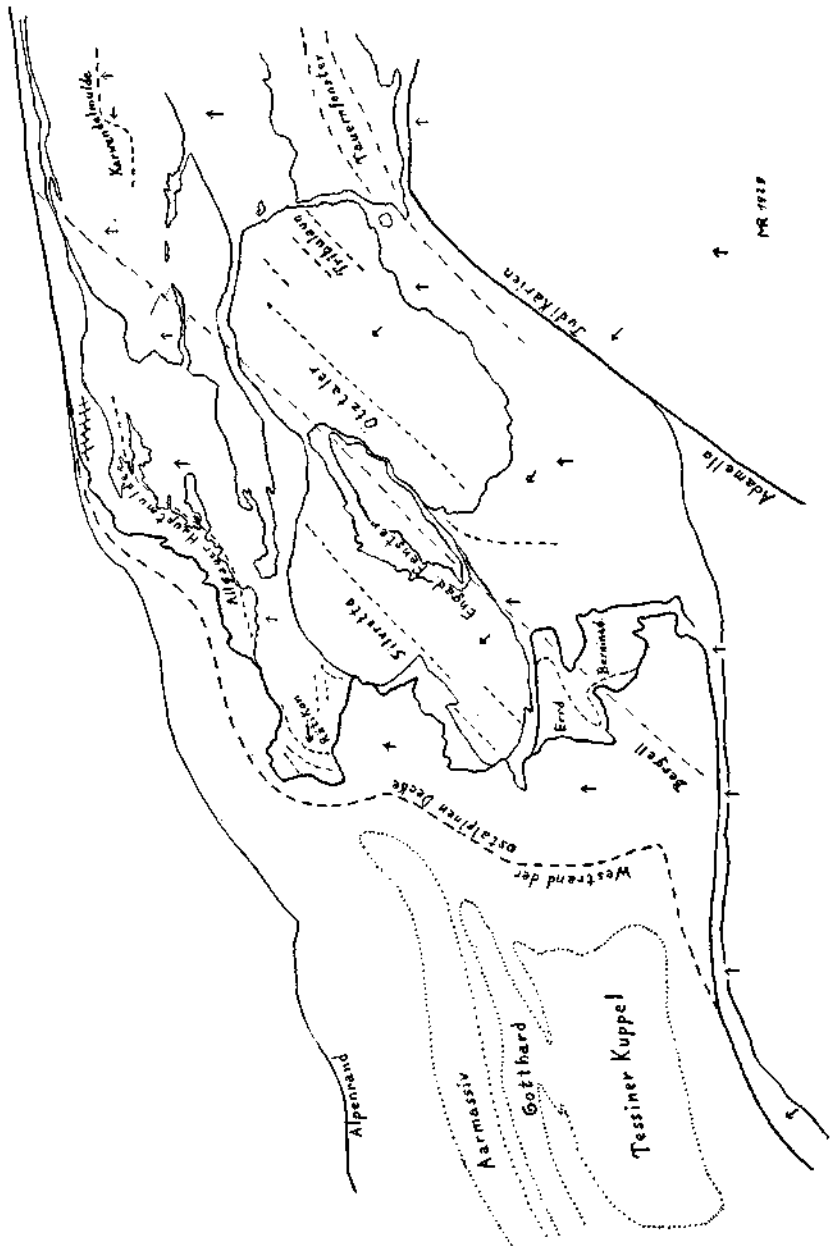


Fig. 7. Die Strukturen am Westrand der Ostalpen.

nach N hinausbrandenden Deckenbogen, der eingespannt ist zwischen der Südschweiz und dem Wiener Wald. An diesen beiden Punkten ist der ostalpine Deckenbogen aufgehängt mit der geringsten Schubweite.

Durch das Hängenbleiben am westlichen Hindernis bei der S-N-Bewegung und die dadurch entstehenden Aufwärtsbewegungen gegen das Hindernis zu, ergeben sich die abweichenden Strukturen am Westende der ostalpinen Decke.

Während der Deckenbewegung des ostalpinen Blockes entstehen durch Reibung, Widerstände, Hängenbleiben einzelner Teile usw. ähnlich wie im Helvetikum die einzelnen Teildecken.

Dies führt uns zu einer Gesamtbetrachtung des ostalpinen Deckenbogens.

### IX. Der ostalpine Deckenbogen.

Faßt man alle Erscheinungen tektonischer Art zusammen, die sich an der Grenze der Ostalpen entlang finden, so geht daraus deutlich die Tatsache hervor, daß die ganzen Strukturen nicht beliebige Zufälligkeiten sein können, sondern im Bau des Gebirges begründet liegen müssen. Wie schon im vorigen Kapitel ausgeführt, lassen sich diese Erscheinungen nur als Folge der primären Westbegrenzung der ostalpinen Decke verstehen.

Rothpletz hat darauf seine O-W-Bewegung begründet und damit schärfste Ablehnung erfahren. Und nicht ganz mit Unrecht, denn Rothpletz ließ sich durch die sekundären Erscheinungen des Deckenschubs täuschen. Seine Randspalten, längs denen die Ostalpen nach W bewegt sein sollen, existieren nicht, es sind die bei der späteren Deckenfaltung steilgestellten Überschiebungsf lächen, an denen überall die ursprüngliche S-N-Bewegung nachgewiesen werden kann. Weiter ließ sich Rothpletz durch die zahlreichen W—O streichenden Striemen auf Rutschflächen täuschen, die doch nichts weiter als der Ausdruck ost-westlicher Dehnung und Ausweichsbewegung infolge süd-nördlicher Zusammenpressung sind.

Der S-N-Bewegung der ostalpinen Decke als Ganzes muß bei jeder Theorie Rechnung getragen werden. Was ist aber als Folge dieser Bewegung und aus dieser Bewegungsrichtung heraus beim Fortgang der Bewegung entstanden?

Es ist ganz klar, daß wenn die ostalpine Deckenmasse über die ganzen Westalpen noch mit hinweggegangen wäre, niemals solche Strukturen hätten entstehen können, wie wir sie am Rande der Ostalpen gegen die Westalpen finden. Diese Strukturen können nur als während der Deckenbewegung entstanden und aus dieser heraus erklärt werden. Damit geben sie sich aber als eine Erscheinung zu erkennen, die nur da entstanden sein kann, wo die ostalpine Decke ein primäres Ende gegen W nahm. Wie haben wir uns dieses aber vorzustellen?

Aus der ostalpinen Geosynklinale in S heraus wandert der ostalpine Block einschließlich der ostalpinen Geantiklinale, an der er abreißt, nach N langsam vorwärts. Dieses Vorwandern geschieht an einer Linie, die unmittelbar östlich der Tessiner Gneiskuppel und des Gotthard-Aar-Massivs lag. Ich sehe die Kulmination dieser Gebiete also für älter an als den ostalpinen Deckenschub. Östlich dieser großen S—N streichenden Kulminationszone konnte der ostalpine Deckenblock ungehindert nach N wandern. Gegen W war seine Bewegungsfähigkeit gehemmt und gebremst eben durch diese Kulmination. Daher müssen

sich in dem westlichen Randstreifen bestimmte Strukturelemente einstellen. Einmal bewegen sich die Deckenteile am Westrand, wo sie gebremst werden, langsamer als weiter östlich liegende Deckenpakete. Infolgedessen erklären sich eine Reihe von SW—NO streichenden Zonen ohne weiteres durch die raschere Bewegung weiter östlich gelegener Partien (z. B. Allgäuer Hauptmulde; Falten im Rätikon und Plessurgebirge, Achse des Unterengadiner Fensters usw.).

Als weitere Folge dieser Strukturen und als Folge der Dehnung in diesem Bogenstück der ostalpinen Decke müssen Ausweichsbewegungen nach NW und sogar nach W gegen die westlichen Begrenzungsgebiete eintreten; auf diese können daher S—N streichende Schuppen und Falten bezogen werden, darunter fallen auch die sogenannten „Querfalten“ von Graubünden. Deckenteile, die bei der Bewegung hängen bleiben, werden von den nachdrängenden Deckenmassen überfahren und bleiben, wie abgeschertes Toteis im Schutze eines Hindernisses, im S zurück. Als solche hängengebliebene Masse betrachte ich die Err-Berninadecke. Daß solche Deckenteile besonders am westlichen Rand der ostalpinen Deckenmasse hängen bleiben, ist kein Wunder und erklärt sich durch die Bremswirkung im W. Infolgedessen läßt sich auch die Err-Berninadecke nicht weit nach O verfolgen.

Andererseits können während der Deckenbewegung die vordersten nördlichen Randteile infolge der Reibung am Untergrund hängen bleiben oder jedenfalls zum mindesten in der Bewegung sehr verlangsamt werden gegenüber den nachdrängenden, rascher wandernden Deckenmassen. Diese müssen daher den jeweiligen Randstreifen überholen, überfahren und unter sich zurücklassen. Ganze Deckenteile kommen so unter die Räder und bilden eine „tektonische Grundmoräne“. Als ein solches Element fasse ich die Aroscher Schuppenzone z. B. auf.

So erklären sich meines Erachtens sämtliche S-N- und SW-NO-Strukturen am Westrand der Ostalpen aus der S-N-Bewegung heraus. In ihrer bezeichnenden Anordnung gehen sie deutlich die primäre Westbegrenzung der ostalpinen Decke und damit der Ostalpen kund. Es ist wohl ganz unmöglich, im Westrand der ostalpinen Decke einen reinen Erosionsrand sehen zu wollen und die ostalpine Decke nach W über die Schweizer Alpen in die Luft zu verlängern. Tut man dies, dann kommt man allerdings zu einer Auffassung, wie sie konsequent von Alb. Heim durchgeführt worden ist in der Arbeit über die Gipfelflur (43), nach der über dem Aarmassiv noch 40—50 km Gesteinsmaterial gelegen haben soll. Dafür bieten aber weder Morphologie noch Tektonik auch nur den leisesten Anhaltspunkt (62).

Ich sehe im heutigen Westrand der ostalpinen Decke allerdings auch einen Erosionsrand, aber einen solchen, der noch die ursprüngliche Kontur der ostalpinen Decke verrät und nachahmt, deren primärer Westrand einige Kilometer weiter im W gelegen haben mag.

Man wird hier ohne Zweifel den Einwand erheben: Wenn die ostalpine Decke primär schon östlich und südlich der Tessiner Kuppel geendet hat, wie erklären sich dann die Schweizer Klippen am Nordrand der Schweizer Alpen? Demgegenüber ist folgendes entgegenzuhalten: Die westlichen Klippen sind ihrer Herkunft nach noch ganz unsicher,

nachdem E. Haug sich in jüngster Zeit wieder ganz energisch mit guten Gründen für eine Herkunft aus der Zone des Brianconnais eingesetzt hat (41). Mit der ostalpinen Decke haben diese Vorkommen nichts zu tun. In den östlichen Klippen (Giswyler Stöcke, Jberger Klippen) treten sehr wahrscheinlich echte ostalpine Splitter auf. Deswegen ist es trotzdem unnötig, die ostalpine Decke in geschlossener Masse his dahin zu verlängern. Diese Deckenketten können auf passivem Wege dahin verfrachtet worden sein, aufgeladen auf penninischen Flysch oder andere Deckeneinheiten, die diese Fracht weiter mit nach N nahmen. Daß dabei die Erosion schon während der Verfrachtung die Klippen angriff und zerschnitt, ist sehr wahrscheinlich. Klippen sprechen meiner Ansicht nach nicht unbedingt für geschlossene Deckenzusammenhänge. Zerreißungs- und Abgleitungsvorgänge sowie passive Verfrachtung gestalten das mechanische Bild sehr viel einfacher.

Dies gilt nicht nur für die Schweizer Klippen, sondern ebenso z. B. für die Inntaldecke auf der Lechtaldecke oder die Nößlacherdecke auf der Silvretta-Decke.

Die Schweizer Klippen sprechen also nicht für eine Verlängerung der ostalpinen Decke nach W über Aarmassiv und Tessiner Kuppel hinaus.

Gehen wir in der ostalpinen Decke weiter nach O, so bietet das Unterengadiner Fenster das erste größere Problem. Die SW—NO streichende Achse des Fensters habe ich weiter oben zu erklären versucht. Viel wichtiger ist aber noch ein anderes tektonisches Problem. Das Unterengadiner Fenster wird im NW, N und O umgeben vom Kristallin der Silvretta-Decke, im S aber von der Umbraildecke der Unterengadiner Dolomiten. In Abschnitt II habe ich die Deckenverbindungen geschildert, die hier wahrscheinlich sind. Danach sind in der weiteren Umgebung des Fensters zu unterscheiden: Lechtaldecke im N — Ortlerdecke im S und Inntaldecke im N — Umbraildecke im S. Alles wird überfahren von der Silvretta-Decke, deren Identität mit der Ötztaldecke ich oben festgestellt habe.

Im N taucht die Lechtaldecke unter die Silvretta-Decke unter. Wo diese sich am Fensterrand wieder in die Höhe hebt, fehlt die Lechtaldecke mit geringen Ausnahmen (in der Umgebung von Prutz), und die Silvretta-Decke liegt unmittelbar tieferen tektonischen Serien auf (Aroser Schuppenzone). Und am südlichen Fensterrand fehlt ebenfalls zunächst die Lechtaldecke, hier liegt die Umbrail-Inntaldecke den tieferen Einheiten auf. Wie erklärt sich diese eigenartige Struktur?

Es ist hier im Gebiet des Unterengadiner Fensters, dessen Fenster-natur heute nicht mehr diskutiert zu werden braucht, eine großartige Deckenzerreißen eingetreten. Die Lechtaldecke ist ganz von der Ortlerdecke, die Inntaldecke ganz von der Umbraildecke abgerissen; die Lechtaldecke ist mit einem Teil der ihr vorher aufgeschobenen Inntaldecke losgerissen und nach N in die nördlichen Kalkalpen verfrachtet worden. Dadurch ist das Unterengadiner Fenster entstanden, nicht die Erosion hat dieses erst entstehen lassen, sondern es ist bereits während der Deckenbewegung aufgerissen als tektonisches „Reißfenster“. (Dieser treffende Ausdruck zum erstenmal angewandt von C. W. Kockel in 51.)

Die Gründe, die zum Losreißen der nördlichen Hälfte der Lechtaldecke geführt haben, müssen in folgender Ursache gesucht werden. Zuerst wandert die ostalpine Decke als Ganzes nach N, wahrscheinlich etwas aufwärts. Die leise Aufwölbung, auf und über welche die Deckenmasse wegwandert, verstärkt sich im Laufe der Deckenbewegung. In einem gewissen Stadium dieser Aufwölbung reißen dadurch die nördlichen Deckenteile los und wandern als Abgleitungsdecke in die nördlich der Aufwölbung liegende Depression hinein, die als Vortiefe damit tektonisch zusedimentiert wird. Dabei zerreißt die abgeglittene Deckenmasse weiter und schiebt sich in Einzelpaketen übereinander, dem Raum der Vortiefe entsprechend. So ist die Struktur der nördlichen Kalkalpen zu erklären.

Die Teile der Inntaldecke, die auf der abgleitenden Lechtaldecke schon aufgefahren waren, glitten mit ab und wurden so passiv mit nach N verfrachtet auf dem Rücken der Lechtaldecke. So erklärt sich die Zerreißung der Inntaldecke in Inntaldecke im N und Umbraildecke im S.

Zwischen dem im S noch verbliebenen und dem nach N abgerissenen Teil der ostalpinen Decke liegt nun eine breite Zone, in der die tieferen Deckenserien bloßgelegt sind. Aber in der letzten Phase des ostalpinen Deckenschubs wird auch diese Zone noch von einem Ereignis betroffen. In den Raum, der durch Abreißen des nördlichen Deckenteils freigeworden war, legt sich die höchste und am letzten entstandene Decke hinein, die Silvrettadecke. So erklärt sich heute deren eigenartige tektonische Stellung im Gebiet des Unterengadiner Fensters und ihre Auflagerung auf ganz verschiedenen tektonischen Einheiten.

Zeitlich würden sich also die Vorgänge in diesem Gebiet folgendermaßen abspielen: 1. Zuerst wandert die ostalpine Decke geschlossen nach N. 2. Dann folgt die erste Teildeckenbildung, die Inntal-Umbraildecke fährt der Lechtal-Ortlerdecke auf. 3. Reißt die nördliche Deckenmasse ab (Allgäu-Lechtaldecke und Inntaldecke) und fährt nach N in die nordalpine Vortiefe hinein. 4. Erfolgt die Überschiebung der Silvrettadecke, sie nimmt dabei besonders den Raum ein, der vorher in 3. durch das Losreißen freigeworden ist. 5. Deckenfaltung.

Das jüngste große Ereignis, das eintritt, ist demnach das Erscheinen der Silvrettadecke. Diese zeigt sich bereits deutlich in ihren Strukturen denen angepaßt, die schon vorher beim ostalpinen Deckenschub eingetreten wäre. Das heißt, sie paßt sich der SW-NO-Richtung an (z. B. Streichen der Landwassermulde in Graubünden). Dabei ist sie zweifellos von SO her überschoben, es war also die Abknickung am westlichen Rand der Ostalpen bereits eingetreten, so daß nun aus SO her überschoben werden konnte. Das zeigt wieder die Jungendlichkeit der Überschiebungen der Silvrettadecke.

Es ist daher sicher, daß diese Bewegung nicht vorgosauisch sein kann, wie Sander (69, 70) angenommen hat.

Ebenso werden von den Schweizern die nach NW und W gerichteten Bewegungen für jünger angesehen als die reine S-N-Bewegung. Dies stimmt mit der hier dargelegten Auffassung ausgezeichnet überein, denn es ist klar, daß diese sekundären Bewegungen als Folge des S-N-Schubes z. T. gleichzeitig, z. T. aber auch etwas jünger sein müssen als die reine S-N-Bewegung, keineswegs aber können sie älter sein.



Wenden wir uns weiteren auffälligen Erscheinungen in diesem Teil der Ostalpen zu. Schon Ampferer (2) hat zum erstenmal auf die Parallelität der Richtungen dieses Gebietes hingewiesen: Westrand der Ostalpen, Achse des Unterengadiner Fensters, Judikarielinie.<sup>1)</sup> Diese letztere selbst, die die Grenze zwischen „Alpen“ und „Dinariden“ darstellt, hängt natürlich aufs engste mit dem oben geschilderten Bewegungsmechanismus zusammen. Der Vorstoß der Dinariden östlich von ihr nach N wiederholt nun in derselben Form den Vorstoß der ostalpinen Decke am Westrand der Ostalpen. Der Raum, der durch das Abwandern der ostalpinen Decke frei wurde, wird nun durch die Dinariden eingenommen; auch sie sind nach N vorgestoßen, auch sie beschreiben längs der Judikarielinie einen deutlichen Bogen, konform dem ostalpinen Bogen und von diesem abhängig. Und auch hier stellen sich ähnliche Strukturen innerhalb der Dinariden wie am Westrand der Ostalpen ein. (Dinarischer Bogen.)

Ob es mehr als eine Zufälligkeit ist, daß in der südwestlichen Verlängerung des Unterengadiner Fensters der junge Granit des Bergeller Massivs und in der Fortsetzung der Judikarielinie der Tonalit des Adamello liegen, wage ich nicht zu entscheiden.

Durch den Vorstoß der Dinariden nach N werden aber gewisse Strukturen innerhalb der ostalpinen Decke im Gebiet des Tauernfensters klar. Es ist vor allem die große Phyllitzone des Vintschgaus, die ein auffälliges Verhalten zeigt (Kristallin der „Campodecke“). Diese Zone ist südlich vom Ortler sehr breit und streicht W—O. Östlich vom Ortler geht sie in SW-NO-Streichen über bei gleichzeitiger Verschmälerung, südlich vom Westende des Tauernfensters ist sie außerordentlich schmal geworden. Verlängert man aber diese Zone in ihrem SW-NO-Streichen über das Westende des Tauernfensters nach NO weiter, so trifft man in der direkten Fortsetzung auf die Quarzphyllitzone von Innsbruck, die hier in großer Breite plötzlich einsetzt und nach O in die bekannte Phyllit- und Grauwackenzone am Südrand der Kalkalpen übergeht. Diese Zone kann nur die direkte Fortsetzung der Phyllitzone des Vintschgaus und der Gegend südlich des Ortlers sein, also wieder „Campodecke“. Die SW-NO-Strukturen folgen dem Deckenrand der ostalpinen Decke im NW und der Achse des Unterengadiner Fensters. Das, was südlich der Ötztaler Alpen und des Ortlers, also südlich der Zentralalpen,<sup>2)</sup> liegt, befindet sich infolge der SW-NO-Strukturen vom Brenner an nördlich der Tauern, also nördlich der Zentralalpen.<sup>3)</sup> Das ist nicht anders zu erwarten, ist aber bisher merkwürdigerweise nie erkannt worden.

Ebenso liegt die Hauptmasse der Umbrail-Inntaldecke nördlich der Ötztaler Alpen und der Tauern. Ich stehe damit im Gegensatz zu R. Staub, der die Fortsetzung der „Campodecke“ unter den Ötztalern und unter den Pinzgauer Phylliten sucht (84, p. 168). Daraus ergibt

<sup>1)</sup> Hierher gehört wohl auch als primäre Erscheinung das Abbiegen des Aarmassivs nach NO zum vindelizischen Land. Ich glaube nicht, daß die Kulminationen im Engadiner- und Tauernfenster auf eine östliche Verlängerung des Aarmassivs bezogen werden dürfen.

<sup>2)</sup> Im geographischen Sinne gemeint.

sich, daß die kalkalpinen Decken der westlichen Nordalpen südlich des Engadiner Fensters von der Campodecke abgeglitten sind (z. T. mit Kristallin = Landecker Phyllitzone), weiter im O aber von der Pinzgauer Phyllitzone weggefahren sind, also nördlich der Zentralalpen.<sup>1)</sup> Um ein Mißverständnis wegen der Heimatberechtigung der Nordalpen auszuschließen, betone ich ausdrücklich, daß ich dabei Kalkalpen + Phyllit + Grauwackenzone über die Tauern berleite. Nur das Abgleiten der kalkalpinen Decken während der Deckenbewegung ist im W vorwiegend südlich der Zentralalpen,<sup>1)</sup> östlicher vorwiegend nördlich der Zentralalpen<sup>1)</sup> erfolgt.

Der dafür südlich der Zentralalpen<sup>1)</sup> freigewordene Raum wird von den Dinariden eingenommen, als deren abgefahrener Randteil ich die Silvrettadecke betrachte.

Im Sinne dieser Ausführungen entsteht so das Bild eines sehr vereinfachten, mechanisch verständlichen Deckenbanes, der mit den Tatsachen bedeutend besser im Einklang steht als bisherige Deutungen, die von der Deckenlehre in diesem ganzen Gebiet versucht worden sind. Hinzu kommt eine weitgehende Vereinfachung durch Zerreißen, Abgleitungen und passive Verfrachtung während der Deckenbewegung. Es ist deshalb verfehlt, ungezählte Decken zwiebelschalenförmig übereinander zu zeichnen und auch noch für jede Decke eine „Wurzel“ finden zu wollen, die doch nicht vorhanden ist.

Es ergibt sich die primäre Anlage eines ostalpinen Deckenbogens in diesem Raum zwischen Aar-Gotthard-Massiv und Tessiner Kulmination einerseits und den Tauern andererseits. Ein Deckenbogen, der durch das extreme Vordringen der ostalpinen Decke und der Dinariden entsteht und der in die große Depression zwischen Schwarzwald-Aarmassiv und der böhmischen Masse hineinfließt. Es ist dabei klar, daß die Schubweiten der ostalpinen Decke am Westrand am größten sind und nach O allmählich abnehmen. Bei Wien, wo die frühere ostalpine Geantiklinale an der böhmischen Masse hängt, Helvet und Pennin ihr Ende gefunden haben, ist der Schuß am geringsten (vgl. Fig. 6). Je weiter wir also von Wien nach W gehen, desto geringer wird die „Heimatberechtigung“ der nördlichen Kalkalpen, die über Tauern- und Engadiner Fenster herübergeglitten sind.

Der ostalpine Deckenbogen ist dabei kein primärer, das heißt geosynkinal angelegter Gebirgsbogen, wie ihn der Westalpenbogen darstellt, sondern ein sekundär entstandener tektonischer Bogen. Westalpiner Bogen und ostalpiner Bogen sind daher einander nicht gleichwertig. Der sekundäre ostalpine Bogen ahmt den primären westalpinen nach, liegt hinter diesem und setzt direkt in dem Bogen des Seengebirges der Südschweiz fort.

Der ostalpine Deckenbogen hat dabei aber vielleicht größere Bedeutung, denn er stellt das wichtigste und am meisten auffallende tektonische Element mit besonderen Strukturen innerhalb der ganzen Alpen dar.

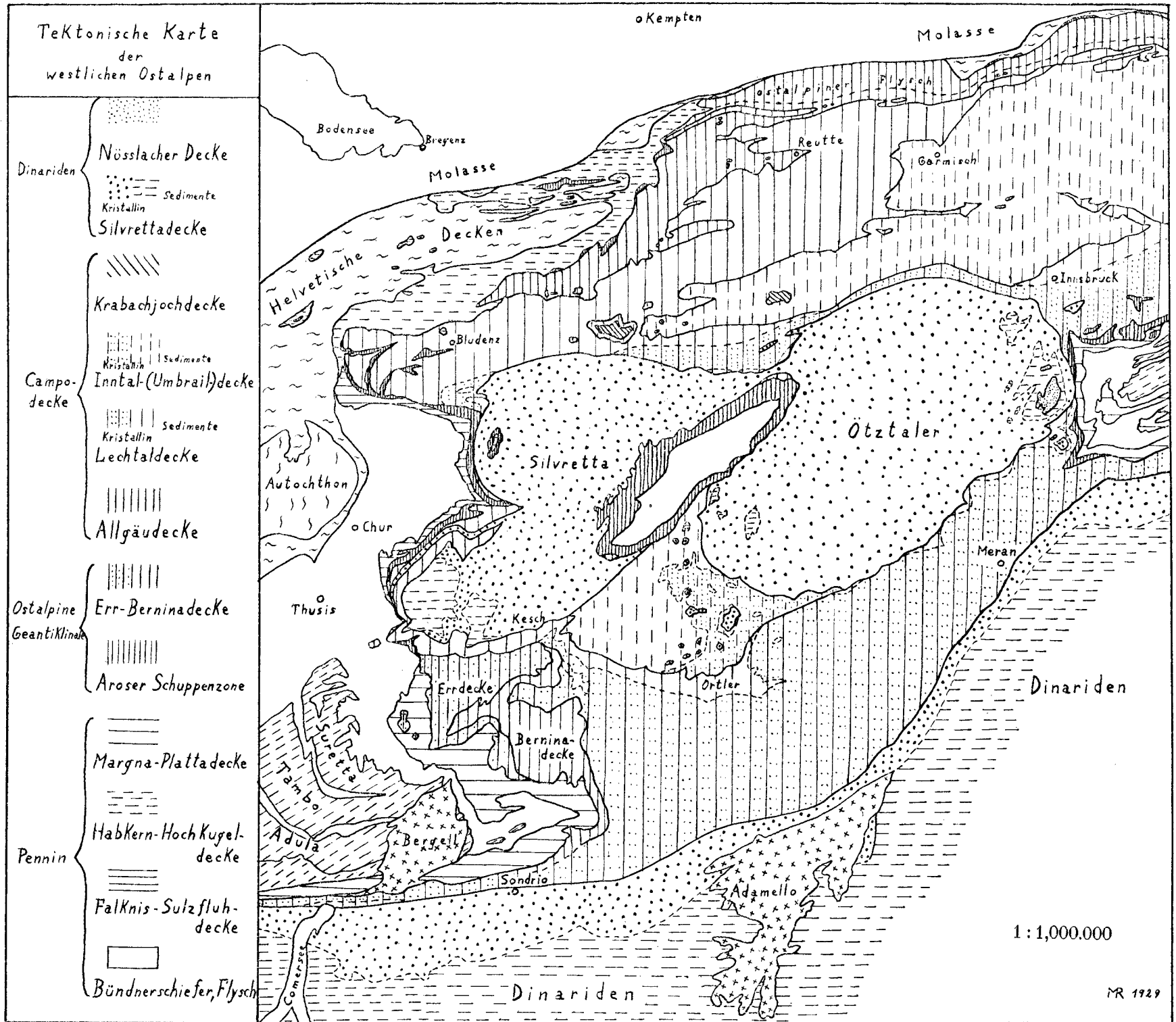
<sup>1)</sup> Im geographischen Sinne gemeint.

## Benutzte Literatur.

1. Ampferer O. Über die tektonische Heimatberechtigung der Nordalpen. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien 1918.
2. — und Hammer W. Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien 1911.
3. — — Blatt Landeck mit Erläuterung. Geologische Bundesanstalt, Wien 1924.
4. — und Sander B. Über die tektonische Verknüpfung von Kalk- und Zentralalpen. Verhandlungen der Geologischen Staatsanstalt, Wien 1920.
5. Arbenz P. Der Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft, Zürich 1913.
6. — Über die Faltenrichtungen in der Silvrettadecke Mittelbündens. *Eclog. Geol. Helv.* 15, 1920.
7. — Zur Frage der Abgrenzung der penninischen und ostalpinen Decken in Mittelbünden. Verhandlungen der Schweizer Naturforschenden Gesellschaft, Bern 1922.
8. — Über das Alter der Saluver Konglomerate und der Juratransgression in den nnterostalpinen Decken Graubündens. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft, Zürich 1926.
9. Arni P. Geologische Forschungen im mittleren Rätikon. Dissertation, Zürich 1926.
10. Boden K. Geologische Untersuchungen am Geigerstein und Fockenstein bei Lengries. Geognostisches Jahreshft 28, München 1916.
11. — Geologische Beobachtungen am Nordrand des Tegernseer Flysches. Ebenda 33, München 1921.
12. — Tektonische Fragen im oberbayrischen Voralpengebiet. *Centralblatt für Mineralogie usw.* 1922.
13. — Der Flysch im Gebiete des Schliersees. Geognostisches Jahreshft 35, München 1923.
14. — Das Flyschgebiet zwischen Isar und Loisach bei Tölz in Oberbayern. Ebenda 38, München 1925.
15. Brauchli R. Geologie der Lenzerhorngruppe. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge 49, 1921.
16. Cadisch J. Geologie der Weißfluhgruppe. Ebenda 1921.
17. — Zur Geologie des zentralen Plessurgebirges. *Eclog. Geol. Helv.* 17, 1923.
18. — Leupold W., Eugster H. und Brauchli R. Geologische Untersuchungen in Mittelbünden. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft Zürich, 1919.
19. — Frey F. und Glaser Th. Geologische Karte von Mittelbünden 1:25.000. Unter Mitwirkung von P. Arbenz. Blätter Davos, Arosa, Lenzerhorn, Piz Michèl und Bergün. 1916—1927.
20. Cornelius H. P. Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin. Neues Jahrbuch für Mineralogie usw. Beilage Bd. 35, 1912.
21. — Über die Stratigraphie und Tektonik der sedimentären Zone von Samaden. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge 45, 1914.
22. — Zur Frage der Bewegungsrichtung der Allgäuer Überschiebungsdecken. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1919.
23. — Die kristallinen Schollen im Retterschwangtale (Allgäu) und ihre Umgebung. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft 14, Wien 1921.
24. — Zur Vergleichung der mechanischen Metamorphose kristalliner Gesteine am westlichen Ostalpenrande. *Centralblatt für Mineralogie usw.*, 1923.
25. — Vorläufige Mitteilungen über geologische Aufnahmen in der Piz d'Errgruppe. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, Neue Folge 50, 1923.
26. — Das Klippengebiet von Balderschwang im Allgäu. Geologisches Archiv, München 1926.

27. — Zur Auffassung des westlichen Ostalpenrandes. *Eclog. Geol. Helvet.* 21, 1928.
28. Eggenberger H. Geologie der Albulazone zwischen dem Albulahospiz und Scansf. *Ebenda* 19, 1925.
29. — Eugster H. Geologie der Ducangruppe. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge 49, 1923.
30. — Der Ostrand des Unterengadiner Fensters. *Eclog. Geol. Helv.* 17, 1923.
31. Frischknecht G. Die zwei Küniminationen Tosa und Tessin und ihr Einfluß auf die Tektonik. *Ebenda* 1923.
32. Götziinger W. Aufnahmeberichte über die Blätter Tulln und Baden—Neulengbach. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1928 und 1929.
33. Häfner W. Geologie des südöstlichen Rätikon. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge 54, 1924.
34. Hammer W. Geologische Beschreibung der Laaser Gruppe. *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, Wien 1906.
35. — Die Ortltergruppe und der Ciavaltatschkamm. *Ebenda* 1908.
36. — Die Schichtfolge und der Bau des Jaggl im oberen Vintschgau. *Ebenda* 1911.
37. — Blatt Glurns und Orler mit Erläuterung. k. k. Geologische Reichsanstalt, Wien 1912.
38. — Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal. *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, Wien 1914.
39. — Die Phyllitzzone von Landeck. *Ebenda* 1918.
40. — Blatt Nauders mit Erläuterung. Geologische Bundesanstalt, Wien 1923.
41. Haug E. Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales. *Bull. Soc. Géol. de France* 25, 1925.
42. Heim Alb. Geologie der Schweiz. Bd. II, Leipzig 1922.
43. — Die Gipffellur der Alpen. *Neujahrsblatt der Naturforschenden Gesellschaft*, Zürich 1927.
44. Heritsch F. Die Grundlagen der alpien Tektonik. Berlin 1923.
45. — Habkern- und Pechgrabengranit. *Eclog. Geol. Helv.* 19, 1925.
46. — Die Deckentheorie in den Alpen. *Fortschr. der Geologie und Paläontologie*. Berlin 1927.
47. Kober L. Regionaltektonische Gliederung des mittleren Teils der ostalpinen Zentralzone. Akademie der Wissenschaften, Wien 1922.
48. — Bau und Entstehung der Alpen. Berlin 1923.
49. Kockel C. W. Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft*, Wien 1922.
50. — Beitrag zur Kenntnis der Grenze zwischen Germanischem und Mediterranem Meeresbereich im jüngeren Mesozoikum der Ostalpen. *Naturforschende Gesellschaft Leipzig* 1922.
51. —, Richter M. und Steinmann H. G. Die Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. *Wissenschaftliche Veröffentlichungen des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins*. IX, 1930.
52. Kraus E. Über Flysch und Molasse im Allgäu. *Geologische Rundschau* 20, 1929.
53. Leuchs K. Bayrische Alpen. Berlin 1927.
54. Leutenegger W. O. Geologische Untersuchungen im mittleren nordöstlichen Rätikon. *Dissertation*. Zürich 1928.
55. Meier O. Studien zur Tektonik des Tanerufensterrahmens am Brenner. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft*, 18, Wien 1927.
56. Ott E. Geologie der westlichen Bergünner Stöcke. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge 49, 1925.
57. Preiswerk H. Die zwei Deckenküniminationen Tosa—Tessin und die Tessiner Querfalte. *Eclog. Geol. Helv.* 16, 1921.
58. Reiser K. A. Geologie der Hinfelanger und Pfrontner Berge im Allgäu. *Geognostisches Jahreshft* 33, 35, 36. München 1920—1923.
59. Richter M. Beobachtungen am Nordrand der oberostalpinen Decke im Allgäu. *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, Wien 1923.
60. — Der Nordrand der oberostalpinen Geosynklinale. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 75, 1923.
61. — Beiträge zur Geologie der helvetischen Zone zwischen Iller und Rhein. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft*, Wien 17, 1924.

62. — Zum Problem der alpinen Gipffellur. Zeitschrift für Geomorphologie. Berlin 1929.
63. — Die Struktur der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn. Neues Jahrbuch für Mineralogie nsw., Beil. Bd. 63, 1929.
64. — Die Stellung der nordalpinen Flyschzone im Rahmen der Ostalpen. Geologische Rundschau 15, 1924.
65. — Das Problem des alpinen Wildflysch. Ebenda 1927.
66. — Die nordalpine Flyschzone zwischen Vorarlberg und Salzburg. Centralblatt für Mineralogie usw. 1922.
67. — Die nordalpine Flyschzone zwischen Salzburg und Wien. Ebenda 1928.
68. Rothpletz A. Geologische Alpenforschungen. I. und II. München 1900 und 1905.
69. Sander B. Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt, Wien 1921.
70. — Zur Geologie der Zentralalpen. Ebenda 1921.
71. Schmidt W. Zur Phasenfolge im Ostalpenbau. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1922.
72. v. Seidlitz W. Geologische Untersuchungen im östlichen Rätikon. Naturforschende Gesellschaft Freiburg i. Br. 1906.
73. Spitz A. Sammelreferat über Arbeiten von H. P. Cornelius und R. Staub. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien 1917.
74. — Fragmente zur Tektonik der Westalpen und des Engadin. IV. Ebenda 1919.
75. — und Dyrenfurth G. Ducangruppe, Plessurgebirge und die Rhätischen Bogen. Eclog. Geol. Helv. 12, 1912.
76. — Die Triaszonon am Berninapass und im östlichen Puschlav. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien 1913.
77. — — Monographie der Engadiner Dolomiten. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge 44, 1914.
78. Stahel A. H. Geologische Untersuchungen im nordöstlichen Rätikon. Dissertation, Zürich 1926.
79. Staub R. Über Faziesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizer Alpen. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge 46, 1917.
80. — Zur Geologie des Oberengadins und Puschlavs. Eclog. Geol. Helv. 16, 1920.
81. — Zur Geologie des Salsalbo im Puschlav. Ebenda 15, 1920.
82. — Nener Ergebnisse der geologischen Erforschung Graubündens. Ebenda 16, 1920.
83. — Über das Längsprofil Graubündens. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft, Zürich 64, 1919.
84. — Der Bau der Alpen. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge 52, 1924. Mit Karte und Profiltafeln.
85. — und Cadisch J. Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters. Eclog. Geol. Helv. 16, 1921.
86. Steinmann G. Geologische Beobachtungen in den Alpen. I. und II. Naturforschende Gesellschaft Freiburg i. Br. 9—10, 16. 1895—97, 1905.
87. — Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? Geologische Rundschau 16, 1925.
88. Steinmann H. G. Die Bedeutung der Liasbrekzien im Unterostalpin Graubündens. Ebenda 20, 1929.
89. Streckeisen A. Geologie und Petrographie der Flüelagruppe. Dissertation, Zürich 1928.
90. Trauth F. Über die Stellung der „pieninischen Klippenzone“ und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft 14, Wien 1921.
91. Trümpy D. Geologische Untersuchungen im westlichen Rätikon. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge 46, 1916.
92. Verdam J. Geologische Forschungen im nördlichen Rätikon. Dissertation, Zürich 1928.
93. Zyndel F. Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge 41, 1912.



# Beitrag zur Kenntnis der eozänen Echinidenfauna des Krappfeldes (Kärnten).

Von Maurice Collignon.

(Mit 3 Tafeln.)

Die Eozänfauna des Krappfeldes ist seit langem ziemlich gut bekannt. Schon 1847 von v. Hauer<sup>1)</sup> und 1855 von Lipold<sup>2)</sup> erwähnt, wurde sie 1884 der Gegenstand einer wichtigen Monographie Peneckes.<sup>3)</sup> Dieser Gelehrte hat insbesondere zahlreiche Arten Foraminiferen, Gastropoden, Lamellibranchiaten und auch einige Seeigel beschrieben; überdies hat er die von ihm sorgfältig beschriebenen und kartierten Ablagerungen mit denjenigen parallelisiert, die er im Pariser Becken als äquivalent erachtete; er fügte Versteinerungsverzeichnisse und Profile hinzu.

1901 hat Oppenheim,<sup>4)</sup> indem er in einem gewissen Maße die Peneckesche Arbeit revidierte, neue Versteinerungen beschrieben; er macht auf das Vorkommen des am Fuchsofen gefundenen *Conoclypus Anachoreta* Ag. aufmerksam und bestätigt die Anwesenheit des *Echinolampas Suessi* Laube, zieht aber die Gültigkeit der Gattung *Ottiliaster* und das Vorhandensein des *Linthia Heberti* Cott. in Zweifel.

1905 gibt K. A. Redlich<sup>5)</sup> eine vortreffliche geologische Beschreibung des Krappfeldes, bringt aber nichts Neues in paläontologischer Hinsicht.

1912 gibt Boussac,<sup>6)</sup> die Werke seiner Vorgänger kurz zusammenfassend, einen Überblick über die stratigraphischen und faunistischen Verhältnisse der Nummuliten führenden Schichten des Krappfeldes und schließt sich hinsichtlich der Altersstellung der Meinung Oppenheims an, der diese Schichtengruppe in das Oberlutetien gestellt hatte.

1) v. Hauer. Mitteilungen über die Braunkohlen führenden Gebirgsschichten der Gegend von Guttaring und Althofen in Kärnten. Berichte über Mitteilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien 1846. Wien 1846.

2) Lipold. Die eocäne Tertiärformation bei Guttaring. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt. VI. Wien. 1855.

3) Penecke. Das Eocän des Krappfeldes in Kärnten. XC. Band der Sitzungsberichte der k. k. Akademie der Wissenschaften. I. Abt. Novemberheft. S. 328 bis 371, mit 5 Tafeln. 1884.

4) Oppenheim. Über einige alttertiäre Faunen der österreichisch-ungarischen Monarchie. Beiträge zur Geologie und Paläontologie Österreich-Ungarns und des Orients. Band XIII. S. 141 bis 277, mit 9 Tafeln und 7 Textfiguren. Wien 1901.

5) K. A. Redlich. Die Geologie des Gurk- und Görtzschitztales. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt. 1905. 55. Band, 2. Heft. S. 327 bis 348, mit 2 Tafeln und 3 Textfiguren.

6) J. Boussac. Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. Mémoires pour servir à l'explication de la Carte géologique de France. Chapitre XIII. Paris. Imprimerie nationale. 1912.

Endlich hat Liebus 1927<sup>1)</sup> eine umfangreiche Arbeit über die Foraminiferen des Krappfeldes veröffentlicht, in welcher er auch Cidaridenbruchstücke beschreibt.

In dieser Reihe der das Eozän des Krappfeldes betreffenden Publikationen spielen die Seeigel eine geringe Rolle, obschon Penecke zirka zehn verschiedene Arten erwähnt hatte. Allerdings ist die Bearbeitung dieser Seeigel wenig verlockend: obschon die Seeigel ziemlich zahlreich zu finden sind und in einem hohen Grad dazu beitragen, dieser Fauna einen besonderen Stempel zu geben, sind sie im allgemeinen in einem recht schlechten Erhaltungszustand; die meisten der Stücke stammen aus den sehr harten Nummulitenkalken, in welchen sie so fest im Gestein sitzen, daß sie oft nur als Bruchstücke herausgemeißelt werden können und meistens nur als spezifisch und sogar generisch unbestimmbare Steinkerne zu erbeuten sind. Dagegen sind diejenigen, die in dem liegenden, sandigen Horizont gefunden wurden, in einem besseren Zustand, der der Beschreibung und Untersuchung keine Schwierigkeiten bereitet.

Mir stand eine Sammlung von 122 Seeigeln zur Verfügung, von welchen 23 nur mit einem Gattungsnamen belegt werden konnten — und dies auch nur, wenn es sich um gemeine Formen handelte, wie z. B. *Conoclypus*, *Echinotampas* oder *Echinanthus* — und 26 vollständig unbestimmbar blieben; und noch mehr: unter den 73 übrigen Seeigeln wurden mindestens 10 Stück nur unter Vorbehalt bestimmt; infolgedessen konnte nur ungefähr die Hälfte der mir anvertrauten Echiniden den Gegenstand der folgenden Untersuchung bilden.

Das Material stammt zumeist aus alten Sammlungen, die selten genauere Fundortsangaben machen: oft ist die sehr unklare Angabe „Krappfeld“ die einzige, die die Versteinerungen begleitet.<sup>2)</sup>

Wie Penecke, habe ich die reichen Sammlungen des Klagenfurter Landesmuseums zur Verfügung gehabt; da sich aber diese Sammlungen seit 1884 beträchtlich vermehrt haben (der größere Teil des Zuwachses stammt aus dem Nachlaß Prof. Hans v. Gallensteins), war es mir möglich, eine viel größere Anzahl von Stücken zu untersuchen und daher die Anwesenheit zahlreicher Arten festzustellen, die Penecke unbekannt geblieben waren.

Es scheint mir ganz überflüssig zu sein, auf die stratigraphischen Verhältnisse der Tertiärablagerungen des Krappfeldes zurückzukommen: diese wurden von Penecke in seiner Arbeit von 1884, von Redlich 1905 und von Boussac 1912 vortrefflich geschildert.

Mein Freund Franz Kahler, Kustos am Landesmuseum in Klagenfurt, hat die Gefälligkeit gehabt, mir die schöne Sammlung zur Verfügung zu stellen, die hier bearbeitet wird, und er hatte auch die Freundlichkeit, mir den deutschen Text der Arbeit durchzusehen.

<sup>1)</sup> Liebus. Neue Beiträge zur Kenntnis der Eozänfauna des Krappfeldes in Kärnten. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt. LXXVII, 3. und 4. Heft. S. 333 bis 392, mit 3 Tafeln und 4 Textfiguren. Wien 1927.

<sup>2)</sup> Fundstellen, woher die große Mehrzahl der Seeigel stammt, sind: Dobranberg, Fuchsofen, Görtshittäl, Guttaring, Kleinkogel, Klein St. Paul, Klinzer, Sittenberg, Schrebergärten am Sonnberg, Vogelbaner.



Herr J. Lambert-Paris, der weltberühmte Echinologe, hatte die Güte, eine nicht unbeträchtliche Anzahl meiner Bestimmungen zu prüfen und mir seine hochgeschätzten Ratschläge zu geben: so habe ich aus seiner großen Erfahrung in der Kenntnis der fossilen Seeigel manchen Vorteil gezogen. Beiden Herren spreche ich hier auf das herzlichste meinen besten Dank aus.

Ebenso danke ich herzlichst Herrn Oberbergrat Dr. O. Ampferer, Redakteur des Jahrbuches der Geologischen Bundesanstalt, der die Güte hatte, meine Arbeit aufzunehmen.

N. B. Um den Text nicht zu belasten, habe ich jede Diagnose nur mit einem summarischen Literaturverzeichnis begleitet, indem ich nur jene Werke angebe, in denen der berücksichtigte Seeigel zum ersten Male beschrieben oder am besten abgebildet worden ist, ferner nenne ich jeweils die wichtigste moderne Literatur.

## Beschreibung der Arten.

### Gattung *Rhabdocidaris* Desor 1855.

#### 1. *Rhabdocidaris* cf. *mespilum* Desor.

1844. *Cidaris* cf. *mespilum* Penecke. Das Eocän des Krappfeldes, S. 22. Vollständiges Literaturverzeichnis in J. Lambert: Note sur quelques Echinides éocènes de l'Aude. Bull. Soc. Geol. France. 3<sup>e</sup> Serie. Tome XXV, Seite 484, 1897.

Auf Grund der von verschiedenen Autoren abgegebenen Figuren und der Anführung Peneckes beziehe ich auf *Rhabdocidaris mespilum* Desor ein Bruchstück eines 1 cm langen, mit einem groben Dorne versehenen Stachels.

Keine Fundortsangabe. 1 Exemplar (Nr. 117).

#### Stratigraphische und geographische Verbreitung.

Diese Art tritt häufig in den Schweizer Alpen, in dem Vicentino, in Südfrankreich (Biarritz, Ariegedepartement) und in Ungarn auf.

#### 2. *Porocidaris Schmideli* Münster.

1881. *Cidaris Schmideli* de Loriol. Monogr. des Echin. contenus dans les conches nummulitiques de l'Égypte. S. 61, Taf. I, Fig. 1—15.

1900. *Porocidaris Schmideli* Oppenheim. Die Priabonaschichten und ihre Fauna. Palaeontographica, XLVII. S. 85.

1902. *Porocidaris Schmideli* Oppenheim. Rev. der tertiären Echinoiden Venetiens und des Trentino unter Mitteilung neuer Formen. Zeitschrift der deutschen Geologischen Gesellschaft. Bd. 54. S. 173.

1918. *Porocidaris Schmideli* Lambert. Revision des Echin. du Nummulitique de la Provence et des Alpes françaises. Mem. Soc. Pal. Suisse. Vol. LXIII. S. 5 Taf. 1. Fig. 3—4.

Diese Art, Typus der Gattung, die durch Warzen mit stark gekerbtem Halse und durch Scrobikulargrübchen charakterisiert wird, befindet sich nicht in der mir anvertrauten Sammlung.

Ich nenne sie auf Grund der Anführung Liebus, der in seiner Denkschrift von 1927 folgendes schreibt: „II. Echinoidea. Von den Echinoiden sind ausschließlich Bruchstücke von Stacheln und Adambulacralplatten vertreten, die zumeist lediglich den Nachweis erbringen,

daß wir hier mit Cidariden zu tun haben. Ein kleiner flacher, zweiseitig etwas zugespitzter Stachelrest deutet auf *Cidaris Schmideli* Desor.“

### Stratigraphische und geographische Verbreitung.

Obereozän der Alpen; Oppenheim zufolge Vicentino von Lutecien bis zur Priabonien; J. Lambert zufolge im Lutecien der Provence, im Auversien und Bartonien Südwestfrankreichs; wurde auch aus Istrien, Ungarn und Ägypten erwähnt.

N. B. J. Lambert<sup>1)</sup> warnt vor zu leichten Verwechslungen zwischen *Rhabdocidaris mespilum* und *Porocidaris Schmideli*; es ist hier unmöglich, die Trennung zwischen den beiden Arten zu machen; ich hegnüge mich sie zu erwähnen.

### Gattung *Porosoma* Cotteau 1856.

#### 3. *Porosoma Kahleri* nov. sp.

(Taf. XXXI, Fig. 1, 1 a, 1 b.)

Schale mäßig groß, vollkommen fünfeckig, leicht nach oben gewölbt, nach unten abgerundet, rings um das Mundfeld scharf eingestülpt.

Ambulacralfelder mit Stachelwarzen tragenden, zusammengesetzten Ambulacrallplatten. Porenfelder aus drei Elementen mit nur einmal gejochten Poren bestehend, fast gerade in dem oberen Teil, leichte Biegungen in der Zone des größten Umfanges bildend, und wieder fast gerade nach unten. Jede zusammengesetzte Ambulacrallplatte trägt im allgemeinen sechs Porenpaare, ausnahmsweise sieben, die klein, gerundet, sehr regelmäßig und sehr gedrängt, aber in ganz gleichmäßiger Stellung vom Mundfeld bis zum Afterfeld stehen.

Ambulacralfelder, oben schmal, in der Zone des größten Umfanges sehr beträchtlich breiter werdend, mit zwei Reihen Stachelwarzen, die relativ stark über die Schalenoberseite vorspringen, schwach gekerbt (wegen der Abnutzung der Stachelwarzen kommen die Kerbungen nur bei zwei oder drei derselben in der Zone des größten Umfanges ziemlich scharf vor), undurchbohrt, mit schlecht umgrenzten Höfchen, rasch und beträchtlich kleiner werdend zwischen der Zone des größten Umfanges und des Afterfeldes und zwischen dieser Zone und dem Mundfeld, regelmäßig voneinander entfernt; in der Zahl von 16 bis 17 vorhanden. Zwischengranulationen sehr zahlreich, bezüglich der Breite der Ambulacralfelder, sehr ungleich, sehr gedrängt in der Nähe des Mundfeldes und des Ambitus, bis zum Verschwinden sich verkleinernd in der Nähe des Afterfeldes.

Interambulacralfelder sehr breit, mit zwei Reihen primären Warzen versehen, die mit jenen der Ambulacralfelder identisch sind; eine Sekundärreihe kleiner Warzen, zwischen der Primärreihe und dem Porenfeld existiert nur in der ambitalen und peristomalen Region und verschwindet vollständig über dem Ambitus. Überdies gibt es sehr zahlreiche Zwischenkörnchen, die wenig ungleich und sehr gedrängt sind.

<sup>1)</sup> Lambert: Revision des Echinides fossiles des falaises de Biarritz. Actes de la Soc. Linn. de Bordeaux, LXXI. S. 12—14. 1920.

Mittelgürtel sehr breit, sehr eingestülpt, konkav, mit fast dem Anschein einer Furche, sehr körnchenreich, ausgenommen in der Nähe des Scheitelschildes, wo sie körnchenfrei wird. (Dieses Freisein von Granulationen ist vielleicht nur scheinbar, weil an ihrer mutmaßlichen Stelle Spuren von Körnchen deutlich sichtbar sind, die durch eine ältere Säurepräparierung des Seeigels zerstört worden sind.)

Mundfeld sehr eingestülpt, ziemlich groß, fast zehneckig, mit sehr kleinen und wenig tiefen Einschnitten. Scheitelschild unbekannt.

Maße: Höhe . . . . .	13.5 mm,
Durchmesser des Scheitels . . . . .	10 „
Durchmesser des Mundfeldes . . . . .	14 „

### Beziehungen und Unterschiede.

*Porosoma Kahleri* unterscheidet sich von den anderen eozänen *Porosoma* durch seine nur in der Nähe des Ambitus und des Mundfeldes leichte Biegungen bildenden Porenfelder, durch die Breite der Ambulacralfelder und durch die furchenartige Vertiefung des Mittelgürtels: folglich glaube ich eine neue Artenbezeichnung für diesen schönen Seeigel schaffen zu dürfen, die ich mit Vergnügen meinem Freund Herrn Franz Kahler, Custos am Landesmuseum von Klagenfurt, dank dessen Gefälligkeit ich diese schöne Echinidens fauna bearbeiten konnte, widme.

Im besonderen unterscheidet sich *Porosoma Kahleri* von *Porosoma Blanggianum* Desor<sup>1)</sup> durch die zahlreicheren, gedrängteren und kleineren Körnchen des Mittelgürtels, durch deren Vertiefung und durch die gut individualisierten Sekundärwarzen; von *Porosoma Pulchrum* Laube<sup>2)</sup> durch die Anwesenheit der Sekundärwarzen, die bei dieser Art nicht zu finden sind, durch die gleichmäßigen und fast so zahlreichen Ambulacral- und Interambulacralwarzen. *P. Pellati* Cott.<sup>3)</sup> besitzt eine ganz kreisförmige Form, ein sehr kleines Mundfeld und eine viel höhere Anzahl von Warzen. *P. Rousseli* Cott.<sup>4)</sup> ist mit schmaleren Ambulacralfeldern und Mittelgürteln versehen und besitzt gekerbte und unregelmäßig angeordnete Sekundärwarzen. *P. Pentagonale* Cott.<sup>5)</sup> hat durchaus gute, etwas gewellte Porenfelder und zerstreut seltene und gekerbte Sekundärwarzen. *P. Cribrum* Ag.<sup>6)</sup> hat fast viereckige Interambulacralasseln und besitzt nur wenige Körnchen. *P. Haimi* Desor,<sup>7)</sup> den

<sup>1)</sup> Desor, Echinologie Helvétique, S. 20, Taf. I, Fig. 14—15. Die besonderen Merkmale dieser Art wurden von J. Lambert endgültig festgestellt (Rév. des Echin. foss. de la Catalogne, S. 67, Taf. III, Fig. 36—39).

<sup>2)</sup> Laube, Ein Beitr. z. Kennt. der Echin. des Vicent. Tertiärggeb. Sitzb. d. Ak. d. Wiss. XXIX, S. 12, Taf. I, Wien 1868.

<sup>3)</sup> Cotteau, Pal. Fr. Echin. Eoc., S. 492, Taf. 313, Fig. 7—11 und Taf. 314.

<sup>4)</sup> Cotteau, Pal. Fr. Echin. Eoc., S. 493, Taf. 315.

<sup>5)</sup> Cotteau, Pal. Fr. Echin. Eoc., S. 498, Taf. 316.

<sup>6)</sup> Gut abgebildeter Tynus in *Sismonda*: Memoria geo-zoologica sugli Echinidi del Contado di Nizza. Mem. Real Ac. Sc. di Torino, 1843, S. 62, Taf. II, Fig. 14—16. Die Charaktere dieser Art wurden von J. Lambert präzisiert (Descr. Echin. foss. de la Province de Barcelone, Mém. Soc. Géol. Fr. Pal. 1902, S. 31—32 und Revision des Echin. foss. de la Catalogne Memorias del Museo de Cienc. nat. de Barcelona, S. 66, 1927). Cf. auch: Laube op. cit. Taf. I, Fig. 4.

<sup>7)</sup> J. Lambert, Descr. Echin. foss. Barcelone. S. 32—35, Taf. 4, Fig. 14—16.

J. Lambert als sehr nahestehend zu *P. Rousseli*, *P. Pellati*, *P. Pentagonale* betrachtet, hat in jeder Reihe 18 außerdem nicht so große Stachelwarzen und in der Nähe des Scheitelschildes schmalere und nur mit sehr seltenen Körnchen versehenen Mittelgürtel; dagegen ist, wie in unserer neuen Art, jeder Mittelgürtel vertieft; also stünde *P. Kahleri* der *P. Haimeii* am nächsten. *P. Vidali* Lambert<sup>1)</sup> hat sehr entwickelte Stachelwarzen und verhältnismäßig schmale Mittelgürtel. *P. Distinctum* Lambert,<sup>2)</sup> *P. Dalloni* Lambert<sup>3)</sup> unterscheiden sich durch die eigentümliche Beschaffenheit der Täfelchen. *P. Samperi* Cott.<sup>4)</sup> ist ein sehr kleiner Seeigel. *P. Granulare* Lamb.<sup>5)</sup> hat nur 5 Paar Poren in einer Großplatte und ist verhältnismäßig hoch. *P. Armatum* de Lor<sup>6)</sup> hat 13—14 dicke Stachelwarzen und schmale Mittelgürtel.

#### Geographische und stratigraphische Verbreitung der Gattung *Porosoma*.

Die Gattung *Porosoma* umfaßt im Eozän verschiedene Arten aus Südfrankreich, Spanien, aus der Schweiz und aus Indien. Sie wurde als Seltenheit ausnahmsweise von Laube aus dem Vicentino zitiert. Penecke erwähnt (op. cit. S. 22) ein *Cyphosoma* des Nummulitenkalkes des Kleinkogels; es versteht sich von selbst, wie schwierig es ist, mit der Gattungsbezeichnung *Cyphosoma* einen Seeigel zu belegen, der sich in schlechtem Erhaltungszustand befindet; es ist möglich, daß es sich um die hier beschriebene Art handelt.

Fundort: Dobranberg (Exemplar Nr. 110).

#### Gattung *Conoclypus* Ag. 1833.

##### 4. *Conoclypus Conoideus* Leske.

1890. *Conoclypeus conoideus* Cott. Pal. Fr. Echin. Eoc. S. 200, Taf. 252—256.

Von sehr zahlreichen Autoren zitiert (Dames, Laube, Oppenheim, de Loriol, Schlosser), aber selten abgebildet.

Die Seeigel, die ich mit dieser Art identifiziere, sind fast alle mit Sicherheit bestimmbar.

Sie sind in den meisten der Fossilfundstellen des Kärntner Eozäns zu finden, im besonderen am Fuchsofen, Kleinkogel, bei Guttaring, am Sittenberg und Sonnberg (Nr. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 20, 56).

Das dickste der Exemplare (Nr. 8, von unbekanntem Fundort) ist in der Richtung der Körperachse lang gezogen, eine Tatsache, die es den von Cotteau (Pal. Fr. Taf. 256—258) abgebildeten Exemplaren nähern würde, die *C. Leymeriei* sind. Aber es ist wahrscheinlich nur seitlich komprimiert, und sein schlechter Erhaltungszustand gestattet keine genauere Bestimmung.

1) J. Lambert, Descr. Echin. foss. Barcelone. S. 35—36, Taf. II, Fig. 10—12.

2) J. Lambert, Descr. Echin. foss. Barcelone. S. 68, Taf. III, Fig. 29.

3) J. Lambert, Descr. Echin. foss. Barcelone. S. 69, Taf. III, Fig. 33—35.

4) Cotteau, Echini des fossiles de la province d'Alicante. Mém. Soc. Géol. Fr. 1891. S. 97, Taf. 15, Fig. 7—II.

5) J. Lambert, Note sur quelques Echinides éocéniques de l'Aude, Bull. Soc. Géol. Fr. 3<sup>e</sup> Serie, 1897. S. 506, Taf. 18, Fig. 8—10.

6) De Loriol, Notes pour servir à l'histoire des Echinodermes. II<sup>e</sup> Serie, Teil 3, 1905. S. 4—5, Taf. 1, Fig. 2a—e.

Ein anderes Exemplar (Nr. 7) besitzt ein sehr gebogenes Ambulacralfeld, und das Mundfeld, anstatt zentral zu sein, liegt nach vorne; das Stück ist zu schlecht erhalten, um entscheiden zu können, ob es eine neue Art repräsentiert oder nicht; es stünde auf alle Fälle ganz nahe zu *Conoclypeus Conoideus*. (N. B.: Die submarginale Öffnung ist keineswegs die Afterlücke; es handelt sich hier um einen Fossilationszufall.)

#### Geographische und stratigraphische Verbreitung.

Schweizer, Bayerische und Österreichische Alpen, Istrien, Siebenbürgen, Bakonyerwald, Vicentino, Französische Pyrenäen, Provinzen von Aragonien und Alicante, Südfrankreich, Krim, Kaukasus, Palästina, Ägypten, Lybien. Wurde schon von Penecke (op. cit. S. 22) aus dem Nummulitenkalk des Kleinkogels erwähnt.

#### 5. *Conoclypeus Duboisi* Ag.

1839. *Conoclypeus Duboisi* Ag. Desc. des Echin. de la Suisse I. S. 67, Taf. X, Fig. 2—13.

1876. *Conoclypeus Duboisi* de Loriol. De ser. des Echin. Tert. de la Suisse. S. 85, Taf. XIV, Fig. 1—2.

1925. *Conoclypeus Duboisi* Schlosser. Die Eocäenfaunen der Bayerischen Alpen. Abh. d. Bayer. Ak. d. Wiss., XXX. Bd., S. 25.

Seeigel mit fast halbkugelförmiger Gestalt, in der Körperachse leicht gestreckt, mit abfallender Oberseite, ebener Unterseite und scharfem Umkreis.

Wie bei den von den verschiedenen Autoren beschriebenen und abgebildeten Exemplaren sind die Ambulacralfelder breit und die bis zum Ambitus reichenden Porenstreifen schmal. Mundfeld vom Nebenstein verdeckt. Afterlücke marginal, klein, oval in der Körperachse. Warzen klein und wenig gedrängt auf der Oberseite, viel gedrängter auf der Unterseite.

Mit einem Worte, diese Beschreibung stimmt in allem mit jener von de Loriol überein, und ich glaube, daß es möglich ist, das betreffende Exemplar mit *Conoclypeus Duboisi* Ag. mit Sicherheit zu identifizieren.

Fundort: Fuchsofen, Nummulitenkalk (Exemplar Nr. 43).

#### Geographische und stratigraphische Verbreitung.

In den Schweizer und Bayerischen Alpen sehr häufig.

#### 6. *Conoclypeus anachoreta* Ag.

1839. *Conoclypeus anachoreta* Ag. Desc. des Echin. foss. de la Suisse I. S. 63, Taf. X, Fig. 5—7.

1865. *Conoclypeus anachoreta* Ooster. Petrif. Remarq. Echinides. Taf. XVII, Fig. 1—3.

1876. *Conoclypeus anachoreta* de Loriol. Desc. des Echin. Tert. de la Suisse. S. 77, Taf. XI—XII.

1901. *Conoclypeus anachoreta* Oppenheim, Über einige allert. . . S. 4.

1925. *Conoclypeus anachoreta* Schlosser, op. cit. S. 25.

Mehrere Seeigel aus den verschiedenen Fundstellen des Krappfeldes beziehen sich auf diese gut bekannte und oft abgebildete Art. Die Stücke der Art sind verschiedengestaltig, sie können länglich oder fast kreisrund, fast kugelförmig, konisch und sogar sehr hoch aussehen. Sie unterscheidet

sich durch ihre verhältnismäßig schmalen Ambulacralfelder, ihre ziemlich breiten Porenfelder, ihr subzentrales Mundfeld und ihre in der Längsrichtung ovale Afterlücke.

Fundort: Fuchsofen, Kleinkogel, Guttaring (Exemplar Nr. 15, 16, 21 [?], 26, 55 [?], 57 [?], 58, 69).

#### Geographische und stratigraphische Verteilung.

Diese Art tritt ziemlich häufig an den Fundorten der Schweizer, Bayerischen und Österreichischen Alpen, im besonderen in Blang bei Yberg auf. Erwähnt bei Callosa (Alicante), wo sie von allerhöchster Seltenheit ist. Bei Guttaring schon von Oppenheim zitiert.

#### 7. *Conoclypus Cotteaui* Lamb.

1908. *Conoclypus Cotteaui*, J. Lambert. Echinides de la Haute-Garonne. Bull. Soc. Géol. Fr. IV. Série, Tome VIII, S. 362 (mit vollständigem Literaturverzeichnis dieser Art).

Diese Art wurde von J. Lambert für *Conoclypus Pyrenaeicus* Cott. (Cotteau: Pal. Fr. Echin. Eoc. Taf. 259) aus dem Nummulitik von Aragonien für ein Stück aufgestellt, das langgestreckt und verschmälert nach hinten ist und dessen submarginale Afterlücke in lateraler Richtung oval ist.

Das Exemplar Nr. 9 scheint mir ganz typisch zu sein.

Dieser Seeigel, der ziemlich selten zu sein scheint, wurde bisher meines Wissens nur in Aragonien und bei Montbrun (Haute-Garonne) gefunden.

Fundort: Kleinkogel (Nr. 9, 12).

#### 8. *Conoclypus Leymeriei* Cott.

Vollständige Synonymie in J. Lambert, Echinides de la Haute-Garonne. Bull. Soc. Géol. Fr. 1908, IV. Série, Tome VIII, S. 363.

Das Exemplar Nr. 17 ist sicher ein *Conoclypus Leymeriei* Cott. Mir scheint es bemerkenswert zu sein, daß diese Art von Cotteau in der Pal. Fr. (Echin. Eoc. Taf. 256, Fig. 2, und Taf. 257 und 258) und von Ooster. (Echin. foss. des Alpes Suisses, Taf. XIV, Fig. I, und Taf. XXI, Fig. I) unter verschiedenen Artbenennungen abgebildet worden ist (*Conoclypeus Conoideus* var. *Leymeriei*, *C. Pyrenaeicus*, *C. Leymeriei*). J. Lambert zufolge steht er dem *C. Conoideus* nahe, von dem er sich durch seine nicht so hohe, etwas herabgesenkte, breitere und nicht so schnabelartige und nach hinten gedehnte Form, seine etwas vertieften Ambulacralfelder und seine auf der Oberseite nicht so stark gedrängten Warzen unterscheidet.

Er ist bisher aus dem Eozän der Pyrenäen und der Schweiz bekannt.

Fundort: Nr. 17 Krappfeld, Nr. 14 (zweifelhaft) Klein St. Paul.

#### Gattung *Echinoneus* Van Phelsum 1778.

#### 9. *Echinoneus* sp.

Ein Seeigel von niedriger Gestalt ist wahrscheinlich zur Gattung *Echinoneus* zurückzuführen; aber er ist in einem solchen mangelhaften

Erhaltungszustand, daß es mir unmöglich ist, entscheidende Beweise dafür zu geben, um so mehr, als diese Gattung erst vom Oligozän an bekannt wird.

Fundort: Unbekannt. Dem Nebengestein nach muß er aus dem Nummulitenkalk des Kleinkogelzuges stammen.

### Gattung *Amblypygus* Ag. 1840.

#### 10. *Amblypygus dilatatus* Ag.

1875. *Amblypygus dilatatus* de Loriol. Descr. des Oursins Tert. de la Suisse. S. 44, Taf. III, Fig. 8. Taf. IV, Fig. I.

Ein Seeigel vom Fuchsofen trägt sämtliche Merkmale der Gattung und der Art: suborbikulare Form; regelmäßig konvexe Oberseite; Unterseite rings um das Mundfeld sehr eingestülpt; auch die übrigen Merkmale stimmen vollständig mit den Abbildungen der Autoren (de Loriol, Cotteau) überein: etwas exzentrische Stellung des Scheitels, Form der Ambulacral- und Porenfelder, Anordnung der Poren und besonders das sehr große ovale, langgestreckte, den größten Teil des zwischen Mundfeld und hinteren Rand begrenzten Raumes ausfüllende Mundfeld. Die Identifizierung ist unzweifelhaft.

Fundort: Fuchsofen (Exemplar Nr. 48).

#### Geographische und stratigraphische Verbreitung.

*Amblypygus dilatatus* Ag. ist eine der leitendsten Arten der Oberen Lutetienstufe. Kommt in den Schweizer und Bayerischen Alpen vor, sowie in Frankreich (Biarritz und Montagne d'Alarie), im Vicentino, in Spanien (Aragonien, Alicante, Katalonien), in Istrien und auch in der Krim und in Ägypten.

### Gattung *Oligopodia* Duncan 1889.<sup>1)</sup>

#### 11. *Oligopodia Daleau* Cott.

Taf. XXXII, Fig. 3.

Ein kleiner Seeigel vom Fuchsofen (Nr. 86) stimmt trotz seines mangelhaften Erhaltungszustandes, mit der Cotteauschen Beschreibung und den Lambertschen Bemerkungen sehr gut überein. Insbesondere zeigt er das sehr deutlich langgestreckte Mundfeld und das in einer sehr eingestülpten Furche in der Nähe des Ambitus gelegene Afterfeld.

Ein anderes Exemplar aus Klein St. Paul (Nr. 79) ist, obschon es sehr beschädigt ist, wahrscheinlich auf dieselbe Art zurückzuführen, schon wegen seiner allgemeinen Form und seiner sehr charakteristischen Abflachung.

<sup>1)</sup> Duncan, A revision of the genera and great groups of the Echinoidea. Jour. Linn. Soc. London. Zoology. 1889.

1883. *Echinobrissus Daleau* Cotteau. Echinides nouveaux ou peu connus. 2. Série, S. 34, Taf. IV, Fig. 14—16.

1885. *Echinobrissus Daleau* Cotteau. Pal. Fr. Echin. Eoc. S. 484, Taf. 128, Fig. 9—13, Taf. 129.

1912. *Nucleolus Daleau* Lambert. Rev. des Echinides fossiles du Bordelais. Actes de la Soc. Linn. de Bordeaux. 1912—1928. S. 34.

## Geographische und stratigraphische Verbreitung.

*Oligopodia Daleani* Cott. wurde im Obereozän des Bordelais gefunden, wo er eine seltene Art ist.

Gattung *Eolampas* Duncan und Sladen 1882.12. *Eolampas pusillus* Penecke.

Taf. XXXIII, Fig. 2, 2a, 2b.

1884. *Ottiliaster pusillus* Penecke. Das Eozän des Krappfeldes. S. 24, Pl. III, Fig. 1.

Trotz der Abnutzung der Schale des Scheitels dieses sehr kleinen Seeigels, der von einem Präparator durch Abkratzen stark beschädigt wurde, ist es möglich, bei ihm zu erkennen, daß das unpaarige Ambulacralfeld von den paarigen Feldern sehr verschieden ist: es ist schmal und langgestreckt, während die paarigen Ambulacralfelder verhältnismäßig breit, blattförmig, zugespitzt und an ihrem Ende geschlossen sind. Der Seeigel ist infolgedessen der Gattung *Eolampas* Duncan und Sladen 1882<sup>1)</sup> einzuverleiben, die wesentlich durch die Ungleichartigkeit der Ambulacralfelder charakterisiert ist, zu der *Ottiliaster* Penecke 1884 und *Pseudopygaulus* Gauthier 1885 Synonyme sind.<sup>2)</sup>

Ich komme auf die Beschreibung, die von Penecke in der oben erwähnten Arbeit gemacht wurde, nicht zurück, da ich nichts hinzuzufügen habe. Oppenheim<sup>3)</sup> hat die Gültigkeit der Gattung *Ottiliaster* und der Art *O. pusillus* besprochen; er glaubt darin eine Art *Echinolampas* in einem jungen Stadium zu erblicken; nach genauer Untersuchung der Abbildungen Peneckes sowie jener der zahlreichen von Duncan und Sladen<sup>4)</sup> und von Cotteau<sup>5)</sup> beschriebenen *Eolampas*-Arten einerseits, von verschiedenen *Eolampas* cf. *Excentricus* Duncan und Sladen, die ich im Jahre 1926 bearbeitet habe,<sup>6)</sup> und des in meinen Händen sich befindenden Exemplares andererseits glaube ich nicht der Oppenheimschen Meinung mich anschließen zu können; hier handelt es sich um einem gut charakterisierten *Eolampas*, dessen Größe auch mit jener sämtlicher beschriebener und abgebildeter *Eolampas*-Arten übereinstimmt.

1) Duncan und Sladen, *Monographs of the fossil Echinoidea of Western Sind*. Pal. indica 1882—1886, Série XIV, S. 61.

2) Es scheint mir vorteilhaft zu sein, daran zu erinnern, daß Coquand (Géol. et Pal. de la Prov. de Constantine, S. 29) im Jahre 1863 eine Gattung *Pseudopygaulus* für *Catopygus Trigeri* Coq. geschaffen hatte, die er mit einer vorderen Furche versehen erachtete. Später, als er seinen Irrtum erkannte, hat er diese neue Gattung gestrichen, die ein „nomen nudum“ geblieben ist. Im Jahre 1885 hat Gauthier (Echinides fossiles de l'Algérie, Heft 9, S. 69) die Gattungsbennung wieder gebraucht und sie auf ganz verschiedene Merkmale begründet, die außerdem jene der Gattungen *Ottiliaster* Penecke 1885 und *Eolampas* Duncan und Sladen 1882 sind. (Lambert et Thiery: Essai de nomenclature raisonnée des Echinides, S. 359.)

3) Oppenheim, Über einige alttert. . . . S. 4.

4) Duncan und Sladen, op. cit. S. 150, Taf. XXI, Fig. 11—15.

5) Cotteau. Pal. Fr. Echin. Eoc. S. 469 und S. 476, Taf. 125 und 127.

6) Collignon et Cotteau. Pal. de Madagascar. XIV, Fossiles du Miocène marin; Ann. de Pal. 1927, S. 13, Taf. II, Fig. 27—31.



Geographische und stratigraphische Verbreitung der Gattung  
*Eolampas*.

Die zehn Arten umfassende Gattung *Eolampas*, lauter Arten von kleinerer Gestalt, ist auf das Eozän Südfrankreichs, Algiers, Tunesiens, Ägyptens, Indiens beschränkt. In Madagaskar wurde sie aus dem Eozän der Tuleargegend erwähnt<sup>1)</sup> sowie aus den Schichten der Untermiozän des Tanjomakaps und der Sadaspitze.

Fundort: Dobranberg (Nr. 77).

Gattung *Echinanthus* Breynius 1732.

13. *Echinanthus Pellati* Cott.

1863. *Echinanthus Pellati* Cotteau. Echin. Foss. des Pyrénées. S. 94, Taf. IX, Fig. 1.

1876. *Echinanthus Pellati* de Loriol. Descr. des Oursins foss. de la Suisse. S. 58, Taf. VI, Fig. 10.

1920. *Echinanthus Pellati* Gastex et Lambert. Rev. des Echiu. Foss. des falaises de Biarritz. S. 44.

Die beiden Steinkerne Nr. 66 und 83 sind auf *Echinanthus Pellati* zurückzuführen. Sie sind deutlich erkennbar an ihrer ovalen Form, ihrer abgeflachten, längs des hinteren Ambulakralfeldes kieltragenden Oberseite, ihrer regelmäßig konvexen Unterseite, dem nach vorne exzentrischen Scheitelapparat und Mundfeld, dem vertikalen, den hinteren Rand ausschweifenden Periprokt.

Trotz seines mangelhaften Erhaltungszustandes sind auf dem einen Exemplar die an der Endspitze geschlossenen Petalodien der Ambulakralfelder leicht zu beobachten.

Fundort: Fuchsofen (Nr. 66).

Geographische und stratigraphische Verbreitung.

Frauzösisches und schweizerisches Eozän (Obereozän). Siebenbürgen.

14. *Echinanthus* cf. *Bathypygus* Bittner.

1880. *Echinanthus bathypygus* Bittner. Beitr. z. Kennt. altert. Echin. Beitr. z. Geol. u. Pal. Osterr.-Ung. u. d. Orients. Bd. I. S. 7. Taf. II. Fig. 2.

Drei Steinkerne sind durch ihre fünfeckige, langgestreckte Form, durch die Stellung des Afterfeldes und des Mundfeldes in der Nähe von *Echinanthus bathypygus* Bittn. zu stellen. Aber der schlechte Erhaltungszustand dieser Versteinerungen erlaubt mir nicht, sie mit Genauigkeit zu bestimmen.

Mit dieser Art vereinige ich gleichfalls zwei andere Steinkerne, die dieselbe Form haben, bei denen aber das Afterfeld stark emporragt, eine Tatsache, die auf die Verschwindung der wahrscheinlich sehr dicken Schale zurückzuführen ist. (Exemplare Nr. 63 und 65.)

Fundort: Die Exemplare 50 und 65 stammen von Klein St. Paul; das Exemplar Nr. 63 wurde am Kleinkogel gefunden; die Exemplare 33 und 60 stammen von einer unhekannten Fundstelle, ihr Nebengestein deutet aber auf die Stufe des Nummulitenkalkes.

<sup>1)</sup> J. Lambert, Sur quelques Echinides éocéniques de Madagascar. C. R. Ac. des Seinces. Paris. Séance du 17—7—1929.

## Geographische und stratigraphische Verteilung.

Wurde von Bittner aus Nugla und Pedena in Istrien erwähnt.

15. *Echinanthus Oosteri* De Loriol.

1865. *Echinanthus Wrighti* Ooster. Synopsis des Echin. foss. des Alpes Suisses. S. 73, Taf. XII, Fig. 3.

1875. *Echinanthus Oosteri* de Loriol.

Ooster hatte einen kleinen Seeigel aus Blangg in den Schwitzer Alpen mit *Echinanthus Wrighti* Cott.<sup>1)</sup> identifiziert. Später hat ihn de Loriol von dieser Art abgetrennt und hat mit ihm seinen *Echinanthus Oosteri* geschaffen, und zwar wegen seines nach vorne exzentrischen Scheitels, seiner nach hinten abgelenkten Unterseite und seines zirkulären Alterfeldes, das niedriger gestellt ist als jenes von *Echinanthus Wrighti*.

Dieser Art schließe ich einen kleinen Seeigel von Fuchsofen (Nr. 85) an, der gut mit den Bemerkungen Loriols und den Abbildungen Oosters übereinstimmt.

## Geographische und stratigraphische Verbreitung.

Vicentino. Schweizer Alpen. Eozän.

16. *Echinanthus tumidus* Ag.

1877. *Echinanthus tumidus* Dames. Echin. der Vicent. und Veron. Tertabl. Palaeontographica. XXV. 3. Folge, Bd. I, S. 33, Fig. 1.

1884. *Echinanthus tumidus* Penecke. op. cit. S. 23.

Dieser Seeigel, den ich in der mir anvertrauten Sammlung nicht aufgefunden habe, wurde von Penecke erwähnt, der ein in vortrefflichem Erhaltungszustand befindliches Exemplar vom Dobranberg untersucht hatte.

## Geographische und stratigraphische Verbreitung.

Vicentino. Schweizer Alpen.

Gattung *Harionia* Dames 1877.17. *Harionia* sp.?

1901. *Harionia* sp.? Oppenheim. Über einige alt. . . S. 4.

Zwei Seeigel gehören unbestreitbar zur Gattung *Harionia* Dames: sie besitzen ein weit nach vorne gelegenes, quer fünfseitiges Mundfeld; das hoch über der Zone des größten Umfanges gelegene Alterfeld öffnet sich auf dem oberen Teil der breiten, ebenen Hinterseite. Und zwar zeigt der eine eine mit Granulationen bedeckte Sternalzone.

Leider ist die Oberseite fast vollkommen undeutlich, und infolgedessen ist es mir ganz unmöglich, die beiden Seeigel mit einer Artbenennung zu belegen. Außerdem handelt es sich unzweifelhaft um eine neue Art, die durch eine beträchtliche Größe und durch eine sehr breite und sehr niedergewölbte Form charakterisiert ist. Beide (Nr. 51 und 52) wurden in Klein St. Paul gefunden (Nummulitenkalk).

<sup>1)</sup> Gottean. Pal. Fr. Echin. Eoc. Teil I. S. 618, Taf. 194.

Oppenheim erwähnt einen von Wittwa bei Ebenstein (eine Lokalität, von der ich keine Versteinerung bekommen habe) stammenden Seeigel, der in den Sammlungen der Bergakademie in Leoben sich befindet. Diesem Autor nach handelt es sich um eine typische *Harionia*, die er wegen ihres mangelhaften Erhaltungszustandes mit einer Artenbezeichnung nicht belegen wollte.

*Harionia* ist eine eozäne Gattung, die im Vicentin, in Indien, Ägypten und auf den Bonininseln gefunden worden ist.

#### Gattung *Galerolampas* Cotteau. 1889.

##### 18. *Galerolampas Mayeri* de Loriol.

1875. *Pygorhynchus Mayeri* de Loriol. Descr. des Echin. Tert. de la Suisse S. 51, Taf. V, Fig. 2—5.

1884. *Pygorhynchus Mayeri* Penecke. Das Eocän des Krappfeldes. S. 23.

Zwei Seeigel (Nr. 67 und 72) in schlechtem Erhaltungszustand scheinen auf die von Penecke schon erwähnte Loriolsche Art zurückgeführt werden zu können.

Schon in den Schweizer und österreichischen Alpen sowie im Vicentin gefunden.

#### Gattung *Plesiolampas* Duncan und Sladen 1882.

##### 19. *Plesiolampas Rousseli* Cotteau.

(Taf. XXXI. Fig. 2, 2a, 2b.)

1894. *Oriolampas Rousseli* Cotteau. Pal. Fr. Echin. Eoc. S. 715, Taf. 382, Fig. 1—6.

Das mir vorliegende Exemplar unterscheidet sich von den gemeinen Stücken dieser Art, die gewöhnlich von kleiner oder mittlerer Größe sind, durch seine verhältnismäßig große Gestalt, wenn es auch nicht die Dimensionen des *P. Michelini* Cott. erreicht.

Das vom Kleinkogel stammende Exemplar ist vorne gerundet, nach hinten sehr leicht langgestreckt. Oberseite schmal, aber regelmäßig gewölbt, ziemlich dick am Ambitus; Unterseite flach, in der Peristomalgegend sehr leicht konkav werdend. Ambulakralenden nach vorne sehr leicht exzentrisch. Ambulakralfelder subpetaloid, breit, sich stetig bis in der Nähe des Ambitus verbreitend, wo sie ihre größte Breite besitzen, ungleich, da die hinteren Felder wesentlich länger als das vordere und die seitlichen sind. Porenfelder breit, mit sehr ungleichen Poren besetzt, die der inneren Reihe rund, die der äußeren schmal, langgestreckt, mit den vorigen durch eine sehr deutliche Rinne verbunden und in schiefe Paare angeordnet, in der Ambitalgegend verschwindend und auf der Unterseite in linienförmigen Reihen und gerundet wiedererscheinend.

Die ganze Fläche der Ambulakral- und Interambulakralfelder wird mit kleinen Warzen bedeckt, deren Abnutzung eine Beschreibung nicht erlaubt und die auf der Unterseite gedrängter als auf der Oberseite sind. Zwischenkörnelung nur unter Anwendung einer sehr starken Vergrößerung sichtbar. Mundfeld quer angelegt, nach vorne etwas exzentrisch, in einer Vertiefung der Unterseite, genau fünfeckig, in die

Ambulakralfelder sehr eingeschnitten, mit einem hervorragenden, in die Interambulakralfelder sehr vorspringenden Rand; keine sichtbare Floszelle. Afterlücke verhältnismäßig klein, am Rand der Unterseite gelegen, in der Körperachse langgestreckt. Scheitel mit 4 ziemlich großen Genitilporen; leider erlaubt mir sein ungenügender Erhaltungszustand nicht, ihn weiter zu analysieren.

Dimensionen: Höhe . . . . . 22 mm.

Länge . . . . . 55 mm.

Breite . . . . . 49 mm.

#### Beziehungen und Unterschiede.

Schon deshalb, weil er alle im Eozän gefundenen *Plesiolampas Rousseli* an Größe weit übertrifft, hatte ich zuerst daran gedacht, diesen Seeigel als eine neue Art zu betrachten; aber Herr J. Lambert, dem ich das betreffende Stück eingesandt hatte, meinte entschieden, ihn mit *Plesiolampas Rousseli* zu vereinigen, indem er bemerkte, daß dieser Größenunterschied — obschon er ein nicht unbedeutlicher ist — wesentlich nur als Individualcharakter anzusehen sei. Die Dimensionen der Petalodien, die ich ebenfalls erwähnte, stehen gleichfalls im Verhältnis zu der Größe des Seeigels.

*Plesiolampas Rousseli* weicht von *P. Michelini* Cott.<sup>1)</sup> aus der Montianstufe durch seinen nicht abgerundeten und nicht so breiten Umriß, seine flache Unterseite, die Abwesenheit der Zwischenkörnelung, die verhältnismäßig etwas breiteren Petalodien, seinen nicht so exzentrischen Scheitel und ganz besonders durch den Umriß des Mundfeldes ab, das bei *P. Michelini* fünfeckig ist und weder Einschnitte noch Vorsprünge besitzt.

*P. Paquieri* Lambert<sup>2)</sup> von Quidam Bao in Südafrika, zwischen Taboua und Temeona, besitzt einen sehr deutlichen fünfeckigen Umriß.

*P. Saharæ Bather*<sup>3)</sup> ist mit einem dem Rand genäherten, den Ambitus einschneidenden Afterfeld versehen; im übrigen steht er dem vorigen sehr nahe.

*P. Lorioli* Cott.<sup>4)</sup> ist in der Körperachse sehr langgestreckt und besitzt ein subfünfeckiges Mundfeld ohne Einschnitte und Vorsprünge.

Fundort: Kleinkogel. 1 Exemplar. (Nr. 31.)

#### Geographische und stratigraphische Verbreitung der Gattung *Plesiolampas*.

Die Seeigel der Gattung *Plesiolampas* sind zwar selten, besitzen aber eine sehr ausgedehnte Verbreitung: in der Montianstufe der französischen Pyrenäen erscheinen sie zuerst, zerstreuen sich im mittleren und oberen Eozän und sind in den Alpen, in Afrika und Indien zu

1) Cotteau. Pal. Fr. Echin. Eoc. S. 501, Taf. 133 bis 135.

2) J. Lambert. Sur un *Plesiolampas* de l'Afrique centrale communiqué par M. Paquier. Bull. Soc. Geol. Fr. 4<sup>e</sup>, Serie VI. S. 692, Taf. XXIII (und von Herru J. Lambert mitgeteilte Auskünfte).

3) Bather. Eocene Echinids from Sokoto. Geol. Mag. N. S. Dec. V. Fol. 1, S. 293, Fig. 1—4. 1904.

4) Cotteau. Echinides éocènes de la Province d'Alicante. S. 52, Taf. VI, Fig. 6—9.

finden. Insbesondere wurde bisher, meiner Kenntnis nach, *Plesiolampas Rousseli* nur im mittleren Eozän der Montagne Noire (Frankreich) gefunden, wo er sehr selten ist. Sein Vorkommen im Eozän des Krappfeldes ist folglich ein bemerkenswertes.

### Gattung *Echinolampas* Gray 1825.

#### 20. *Echinolampas* cf. *Fraasi* de Loriol.

(Taf. XXXIII, Fig. 1.)

1881. *Echinolampas Fraasi* de Loriol. Monographie des Echinides contenus dans les couches nummulitiques de l'Égypte. S. 36, Taf. V, Fig. 1.

Sehr großer und massiver Seeigel (Länge 100 mm, Breite 81 mm, Höhe 58 mm) mit ovalem, langgestrecktem Umriß, sehr leicht nach hinten verschmälert. Oberseite hoch, ziemlich einformig gewölbt, trotz der von dem Seeigel erlittenen Mißbildung. Ambitus gerundet. Ambulakralgipfel fast zentral. Der Scheitel ist leider vom Nebengestein bedeckt.

Die Ambulakral- und Porenfelder stimmen mit den Abbildungen und der Beschreibung de Loriols überein; aber auf diesem Exemplar ist ein Merkmal bemerkbar, das von diesem Autor nicht erwähnt ist: die verhältnismäßige Einstülpung der Ambulacralfelder gegenüber der gewölbten erscheinenden Interambulacralfelder. Warzen klein und gedrängt, in tiefen Höfchengrübchen. Mundfeld zentral, sehr eingestülpt, vom Einbettungsgestein verhüllt. Afterlücke ganz am Rande, quer angelegt (durch einen Fossilisationszufall, der die Schale längs der Langachse gehrochen hat, leicht aus der Richtung gelenkt).

#### Beziehungen und Unterschiede.

Trotz seines mangelhaften Erhaltungszustandes scheint dieses Exemplar weder mit einem anderen *Echinolampas*, noch mit einem *Conoclypeus* verwechselt werden zu können, mit dem man es leicht identifizieren könnte: eine gewisse Unsicherheit ergibt sich aus der Deformierung der Schale.

#### Geographische und stratigraphische Verbreitung.

Oft in der Lutetianstufe des Mokattams bei Kairo gefunden.

Fundort: Fuchsofen, 1 Exemplar (Nr. 105).

#### 21. *Echinolampas* cf. *Suessi* Laube.

1869. *Echinolampas Suessi* Laube. Ein Beitrag zur Kenntnis der Echinoiden der vicentinischen Tertiärablagerungen. S. 24. Taf. IV, Fig. 2.

1877. *Echinolampas Suessi* Dames. Die Echiuiden der vicentinischen und veronesischen Tertiärablagerungen. S. 37.

1884. *Echinolampas Suessi* Penecke. Op. cit. S. 23.

1902. *Echinolampas Suessi* Oppenheim. Rev. der . . . . S. 903.

Drei Seeigel sind wahrscheinlich auf *Echinolampas Suessi* Laube zurückzuführen, von dem sie den ovalen Umriß, den excentrischen Scheitel, die flachen und verhältnismäßig schmalen Ambulacralfelder, die parallel laufenden Porenfelder, das große, ovale und ganz inframarginale Afterfeld besitzen.

Aber es ist mir wegen ihres mangelhaften Erhaltungszustandes unmöglich, sie sicher bestimmen zu können, sowie auch wegen der Unmöglichkeit, die Unterseite des am besten erhaltenen Stückes aus dem besonders harten Gangstein zu befreien. Außerdem ist es unzweifelhaft, daß die Laubesche Art ungenügend definiert ist, da dieser Autor die Unterseite weder beschrieben noch abgebildet hat.

#### Geographische und stratigraphische Verbreitung.

Vicentino, Istrien, Callosa (Alicante).

Fundort: Nr. 41, 42 und 44, Fuchsöfen. Nr. 37 und 40, Sittenberg (Nr. 40 und 42 sind zweifelhaft).

#### 22. *Echinolampas Studeri* Ag.

1839. *Echinolampas Studeri* Agassiz. Echin. foss. de la Suisse, I. S. 59. Taf. IX, Fig. 7, 8.

1865. *Echinolampas Studeri* Ooster. Op. cit. S. 77. Taf. XIV, Fig. 3—7. Taf. XV, Fig. 1.

1876. *Echinolampas Studeri* de Loriol. Desc. des Oursins Foss. de la Suisse. S. 69. Taf. IX, Fig. 1, 2.

1925. *Echinolampas Studeri* Schlosser. Op. cit. S. 26.

Seeigel mit breitovalem Umriss, manchmal nach vorne und nach hinten sehr verbreitert und abgerundet. Oberseite fast kegelförmig mit einem nach vorne exzentrischen Scheitel der auf der größten Höhe des Stückes liegt. Unterseite leicht eingestülpt, rings um das Mundfeld breit trichterförmig. Ambulakralfelder breit, den Ambitus fast erreichend, mit schmalen Porenfeldern. Mundfeld auf meinem Exemplar wenig deutlich, anscheinend fünfeckig. Afterlücke quer gelegen, groß, ganz inframarginal. Schale mit kleinen, sehr gedrängten, in den Höfchen tief gefaßten Warzen, die ebenso zahlreich und gedrängt auf der Ober- als auf der Unterseite sind. Scheitel sehr klein, schlecht erhalten, auf dem einen der Stücke vier trapezartig angeordnete Genitalporen deutlich zeigend und daher mit der Oosterschen Fig. 2 vollständig übereinstimmend.

#### Geographische und stratigraphische Verbreitung.

In den Schweizer Alpen weit verbreitet.

Fundort: Sittenberg, Fuchsöfen (Nr. 34—36).

#### 23. *Echinolampas* cf. *Escheri* Ag.

1839. *Echinolampas Escheri* Agassiz. Descr. Echin. foss. de la Suisse, I. S. 59. Taf. IX, Fig. 7, 8.

1865. *Echinolampas Escheri* Ooster. Op. cit. S. 77. Taf. XIV, Fig. 3—7. Taf. XV, Fig. 1.

1876. *Echinolampas Escheri* de Loriol. Desc. des Oursins Foss. de la Suisse. S. 69. Taf. IX, Fig. 1, 2.

1925. *Echinolampas Escheri* Schlosser. Op. cit. S. 26.

Dieser Seeigel steht *Echinolampas Escheri* Ag. äußerst nahe, ist aber nicht so sehr konisch, langgestreckter, und besitzt schmale, sehr ungleiche Ambulakralfelder. Mundfeld breit, fünfeckig. Afterfeld verhältnismäßig klein, ganz inframarginal.

Der schlechte Erhaltungszustand der verschiedenen Stücke erlaubt mir nicht, sie mit Sicherheit auf die Agassizsche Art zurückzuführen; jedoch stimmen sie mit den Oosterschen Figuren ziemlich gut überein.

### Geographische und stratigraphische Verbreitung.

Lutetiensstufe der Schweizer Alpen, Siebenbürgen.

Fundort: Kleinkogel (Nr. 35 und 39).

## 24. *Echinolampas* aff. *subcylindricus* Desor.

(*Cylindrolampas* Lambert 1918.)

(Taf. XXXI, Fig. 3, 3 a, 3 b.)

1876. *Echinolampas subcylindricus* de Loriol. Descr. des Oursins foss. de la Suisse. S. 70. Taf. IX, Fig. 3—6.

1877. *Echinolampas subcylindricus* Dames. Op. cit. S. 37.

1877. *Echinolampas subcylindricus* de Loriol. In Favre: Etude stratigr. de la partie S—O de la Crimée (snivi de la description de q. q. Echinides de cette région). S. 69. Taf. IV, Fig. 9.

1903. *Echinolampas subcylindricus* Oppenheim. Venetien und Trentino. S. 203.

1925. *Echinolampas subcylindricus* Schlosser. Op. cit. S. 26.

Zwei Seeigel sind sehr wahrscheinlich auf diese wohlbekannte, aber ziemlich seltene Art zurückzuführen.

Der erste, sehr klein, ist sehr langgestreckt, oval, aber nach hinten wenig verschmälert. Jedoch regen mich die Exzentrizität seines am ersten Drittel der Länge gelegenen Scheitelschildes, seine petalodienähnlichen, sehr ungleichen Ambulakralfelder und sein ovales, quer gelegenes, inframarginales Aterfeld an, ihn mit *Echinolampas subcylindricus* zu vergleichen. Leider erlaubt sein sehr mangelhafter Erhaltungszustand nicht, ihn sicher mit dieser Art zu vereinigen.

Das andere Exemplar ist verhältnismäßig groß; es wird hier abgebildet. Seine Form ist etwas von den vortrefflichen Abbildungen von de Loriol abweichend; fünfeckig, sehr langgestreckt, abgerundet und verschmälert nach vorne, stark gewölbt in der Höhe der Endspitzen der paarigen hinteren Petalodien, nach rückwärts verschmälert, so daß es rückwärts spitzig aussieht. Oberseite leicht konvex; Unterseite stellenweise aufgebläht, etwas konkav gegen das Peristom zu. Ferner ist dieser Seeigel sehr hoch im Vergleich mit den Dimensionen seiner zwei Durchmesser (Länge 30 mm, Breite 19 mm, Höhe 17 mm). Ambulakralenden nach vorne sehr exzentrisch (im ersten Drittel der Länge). Das unpaare Ambulakralfeld ist verwittert, doch läßt sich noch beobachten, daß sie aus Porenstreifen bestand, die aus zwei gejochten Poren bestanden. Paariges Ambulakralfeld breit, petalodienähnlich, spitzig und an deren Ende geschlossen, ungleich, die vorderen kürzer als die hinteren; diese letzteren haben ihr Ende im zweiten Drittel der Oberseite; ihre Porenfelder sind schmal, mit in quer gelegenen Reihen angeordneten Porenpaaren, dessen jedes aus einer runden inneren und einer leicht eiförmigen äußeren Pore besteht, die durch eine Rinne verbunden werden. Die Abnutzung der Schale erlaubte mir nicht, die genaue Zahl der Porenpaare zu zählen. Porenzwischenfelder ziemlich

breit, mit kleinen Warzen bestreut. Interambulakralfelder ungleich; das hintere ist das breiteste und besetzt die ganze hintere Oberseite des Seeigels; es ist vollständig mit kleinen, sehr gedrängten, sehr regelmäßigen und sehr feinen Warzen bedeckt, die im Grunde eines tiefen Höfchen stehen; sie sind auf der ganzen Fläche der Schale sehr regelmäßig gedrängt zu beobachten. Mundfeld exzentrisch nach vorne, aber nicht so hoch wie der Scheitel, quergestellt, oval, in einer Einsenkung der Unterseite quer gestellt. Afterfeld klein, oval, quer gestellt, inframarginal.

#### Beziehungen und Unterschiede.

Dieser Seeigel gehört unzweifelhaft zur Gruppe der *Echinolampas subcylindricus*, für welche Herr J. Lambert die Untergattung *Cylindrolampas* aufgestellt hat. Das Exemplar erinnert an *Echinolampas Leymeriei* Cott.<sup>1)</sup> wie auch das von J. Lambert abgebildete<sup>2)</sup> sehr schmale Exemplar dieser Art; aber wegen seiner etwas aufgewölbten und nach vorne abgestumpfteren Form scheint es mir besser, ihn zu *Echinolampas subcylindricus* zu ziehen, dessen sehr schmale Variätät er vielleicht darstellt.

Sein ungenügender Erhaltungszustand (es fehlt etwa ein Drittel der Schale) erlaubt mir nicht, die Frage zu entscheiden.

#### Geographische und stratigraphische Verbreitung.

Schweizer Alpen, Vicentino, Callosa (Alicante), Istrien, Ägypten, Krim.

Fundort: Der Fundort beider Exemplare ist unbekannt. Das abgebildete Exemplar dürfte seinem Aussehen nach aus dem Echiniden-sand des Dobranberges stammen.

25.

#### *Echinolampas affinis* Goldf.

1826. *Clypeaster affinis* Goldfuss. Petrefacta Germaniae. Teil I. S. 134, Taf. 42, Fig. 6.

1876. *Echinolampas affinis* 'de Loriol. Deser. des Oursins foss. de la Suisse S. 66, Taf. VII, Fig. 6, 7, 8, Taf. VIII, Fig. 1.

1894. *Echinolampas affinis* Cotteau. Pal. Fr. Echin. Eoc. S. 18, Taf. 204, Fig. 6, Taf. 205.

1925. *Echinolampas affinis* Schlosser. Op. cit. S. 26.

Obgleich die Formenschwankung dieses Seeigels ihn ziemlich schwer bestimmen läßt, können die Exemplare 47 und 122 unzweifelhaft auf ihn zurückgeführt werden. Ihre charakteristischen Merkmale sind: Form oval nach vorne; Oberseite einförmig konvex; Unterseite leicht konkav, um das Mundfeld etwas eingestülpt. Scheitel nach vorne exzentrisch. Ambulakralfelder petalodienähnlich mit schmalen Porenfeldern. Mundfeld nach vorne exzentrisch, sehr deutlich fünfeckig, quergestellt, schmal. Afterlücke klein, oval, quergestellt, ganz inframarginal. Warzen der Oberseite sehr klein, sehr gedrängt, sehr zahlreich, in tiefen Höfchen, in den Ambulakral- und Interambulakralfeldern einförmig verteilt.

<sup>1)</sup> Cotteau, Pal. France Echin. Eoc. S. 84. Taf. 227, Fig. 4—5, Taf. 228, Fig. 1—4.

<sup>2)</sup> J. Lambert, Rev. des Echinides de la Catalogne. S. 76. Taf. IV, Fig. 11—12.



## Geographische und stratigraphische Verteilung.

Sehr häufig in den Nummulitenablagerungen von Nordfrankreich, Belgien und der Schweiz.

Fundort: Klein St. Paul (Nr. 47), Kleinkogel (Nr. 122), Fuchsofen (Nr. 73).

N. B.: Ich führe mit einigem Zweifel das Exemplar Nr. 73 auf *Echinolampas affinis* zurück, weil es höher und schmaler ist und dessen von dem Nebengestein zuviel verdeckte Unterseite weder das Mundfeld noch das Afterfeld beobachten läßt.

Gattung *Brissoides* Klein 1778.

26. *Brissoides (Eupatagus) Lamberti* nov. sp.

Taf. XXXII. Fig. 1, 1a. 1b.

Eine schöne Art von großer Gestalt, recht flach, oval, aber nach vorne und nach hinten abgestumpft. (Jedoch dürfte ursprünglich die vordere Abstumpfung nicht so stark gewesen sein als sie aussieht, da der Seeigel an dieser Stelle von dem Meißel des Präparators scheinbar etwas verletzt wurde.) Oberseite konvex, nach und nach emporsteigend vom Ambitus ab bis zu einem zwischen den zwei paarigen hinteren Petalodien gelegenen Punkt; das hintere Ambulakralfeld ist mit einem leichten Kiel versehen. Unterseite wellig, mit sehr scharfem Kiel zwischen Mundfeld und Afterfeld, in der peristomalen Gegend leicht eingestülpt.

Vordere Furche, wohl nur wenig tief, sehr breit, den Ambitus etwas einschneidend. Unpaarige Ambulakraltafel gerade, nach und nach sich ausbreitend, mit zwei Reihen abgerundeter Poren. Die paarigen Ambulakraltafeln sind petaloidenähnlich, leicht emporragend, gerade, sehr breit und überaus kurz, an ihren Enden geschlossen, die vorderen kaum länger (1 his 2 *mm*) als die hinteren und sehr auseinanderlaufend (fast einen rechten Winkel bildend), die hinteren sehr nahe aneinander einen sehr spitzen Winkel bildend. Die von den paarigen Ambulakraltafeln besetzte Fläche ist im Vergleich mit dem von der Oberseite besetzten Inhalt verhältnismäßig sehr klein: das zeigt die zwischen die hintere Ambulakraltafel und die Afterarea einbegriffene Entfernung deutlich an, die eine Länge von 21 *mm* besitzt, das heißt viel mehr als ein Drittel des nur 54 *mm* langen Seeigels.

Porenfelder sehr eingestülpt, sehr breit, mit ungleichen, durch eine tiefe Rinne verbundenen Poren; jedes Porenpaar ist von dem nebenan liegenden Paar durch eine kleine emporragende und glatte Rippe abgetrennt. Die äußeren Poren sind oval und langgestreckt, die inneren sind rund; in der Nähe des Scheitels werden die Poren immer kleiner; insbesondere werden die inneren fast unsichtbar, und die Porenfelder verengern sich bis zum Verschwinden. Interporenfelder sehr breit, elliptisch, an ihren Enden spitzig, mit seltenen kleinen stumpfen Warzen.

Interambulakraltafel emporragend, mit zwei Arten Warzen versehen: 1. sehr seltene und sehr große Warzen, die einen sehr tiefen und sehr

breiten Warzenhof haben; ihre Abnutzung erlaubte mir leider nicht zu unterscheiden, ob sie gekerbt und durchbohrt gewesen sein mochten; 2. kleine Warzen, in Höfchen stehend, stumpf, zahlreich und unregelmäßig auf der Schale zerstreut. Überdies gibt es zahlreiche Zwischenkörnchen. Alle diese Warzen und Körnchen werden von der peripatalischen Fasciole umgrenzt. Der ganze Teil der zwischen der peripatalischen Fasciole und dem Ambitus begrenzten Oberseite ist durchaus glatt, mit der Ausnahme der Gegend der vorderen Furche, wo einige kleine Warzen zu sehen sind; am Ambitus und auf der Unterseite erscheinen die Warzen wieder; in linearen Reihen angeordnet, werden sie immer dicker und immer weniger gedrängt, je mehr man sich dem Mundfeld nähert. Das hintere Interambulakralfeld allein ist davon frei, mit der Ausnahme der Nähe des Afterfeldes. Mundfeld nach vorne sehr exzentrisch, hoch und breit, halbmondförmig. Afterlücke am Ambitus liegend, sehr groß.

Scheitelschild kompakt, ganz mit kleinen, äußerst gedrängten Körnchen bedeckt. Es war mir unmöglich, den Umriß der Madreporenplatte zu unterscheiden, aber die 4 sehr großen und kreisrunden Genitalporen sind im Zentrum des Schildes deutlich zu beobachten: die zwei oberen berühren sich, die zwei unteren etwas voneinander entfernt. Die Ocellarplatten sind sehr klein und regelmäßig durchbohrt.

An Fasziolen habe ich die schmale, tiefe und wenig geknickte Peripetalis und die wenig deutliche, gering verwischt erscheinende Subanalis feststellen können.

Dimensionen: Höhe . . . . . 21 mm.  
Länge . . . . . 54 mm.  
Breite . . . . . 50 mm.

### Beziehungen und Unterschiede.

Dieser interessante Seeigel wird durch seine hinteren und vorderen Abstumpfungen, durch seine massiven und kurzen, mit 23 bis 24 Porenpaaren versehenen Petalodien, durch die Kleinheit des petaloidischen Systems im Vergleich mit den Dimensionen der Oberseite, durch die Seltenheit der mit Höfchen versehenen Warzen und durch sein mit 4 dicken, fast sich berührenden Genitalporen versehenes Scheitelschild charakterisiert.

Dadurch weicht er beträchtlich von den anderen bekannten und schon so zahlreichen Arten der Gattung *Brissoides* (Eupatagus), insbesondere von *Brissoides Ornatus* Defr. ab. Die am nächsten stehende Art würde meines Erachtens nach *Brissoides Tournoueri* Cott.<sup>1)</sup> sein, deren petaloidisches System verhältnismäßig wenig entwickelt ist: aber

<sup>1)</sup> Cotteau in J. Lambert: Rev. des Echinides foss. du Bordelais. S. 120, Taf. IV, Fig. 7.

N. B.: *Euspatangus Tournoueri* Oppenheim (Rev. d. Tert. Echin. Venet. und des Trent. . . . S. 209, Fig. 23), aus dem Mitteloligozän des Monte Grumi bei Castelgomberto, ist eine verschiedene Art, mit welcher J. Lambert den *Brissoides Grumtensis* geschaffen hat (J. Lambert: Revision des Echinides foss. du Bordelais. S. 124).

dabei sind die Petalodien dünn und ungleich, die mit Höfchen versehenen Warzen zahlreich, und außerdem besitzt das Scheitelschild 4 voneinander entfernte Genitalporen. *Brissoides Tournoueri* ist in wenigen Exemplaren aus der Stampianstufe der Umgegend von Bordeaux (Frankreich) bekannt.

Fundort: Dobranberg, 1 Exemplar (Nr. 87).

Gattung *Macropneustes* Agassiz<sup>1)</sup> 1847.

27. *Macropneustes Brissoides* Ag.

1847. *Euspatagus brissoides* Ag. & Desor. Cat. rais. des Echinides.

1873. *Macropneustes brissoides* Laube, op. cit. S. 33, Taf. VIII, Fig. 2.

1877. *Peripneustes brissoides* Dames, op. cit. S. 73, Taf. XI, Fig. 3.

1880. *Macropneustes brissoides* Bittner, op. cit. S. 27 und 64.

1885—1889. *Macropneustes brissoides* Cotteau, Pal. Fr. Echin. Eoc. S. 148, Taf. 36, 37, 38.

1920. *Macropneustes brissoides* J. Lambert, Rev. des Echin. foss. des falaises de Biarritz. S. 57 (mit Diskussion der Synonymie).

1925. *Peripneustes* cf. *brissoides* Schlosser. Op. cit. S. 30.

Ich vereinige mit dieser schönen, seit langem bekannten Art ein sehr großes Exemplar, das leider teilweise verstümmelt ist, das aber sehr gut mit den vortrefflichen Abbildungen Cotteaus übereinstimmt.

Es wird durch seine zylindrische, dicke, gewölbte Form und sein sehr entwickeltes und im oberen Teil sehr zugescharftes Afterfeld charakterisiert. Es ist bedauerlich, daß die mangelhafte Erhaltung die Warzen und die peripetalische Fasziolen nicht beobachten läßt.

Ein anderes, viel langgestreckteres Exemplar ist ebenfalls auf diese Art zurückzuführen; es stimmt mit der Damesschen Abbildung überein (Taf. XI, Fig. 3), während das zweite Exemplar mit der Cotteauschen Abbildung ident ist (Taf. 38).

Geographische und stratigraphische Verbreitung.

In dem Eozän des Landes- und Basses-Pyrénées-Departements (Frankreich), des Vicentino und von Verona häufig.

Fundort: Kleinkogel.

28. *Macropneustes Deshayesi* Ag.

1876. *Macropneustes Deshayesi* de Loriol. Desor. des Oursins foss. de la Suisse. S. 124, Taf. XXI, Fig. 2.

1884. *Macropneustes Deshayesi* Penecke, op. cit. S. 25.

1925. *Macropneustes Deshayesi* Schlosser, op. cit. S. 30.

Ich erwähne diesen Seeigel nach der Arbeit von Penecke, der ein gut erhaltenes Fragment aus dem Nummulitenkalk des Kleinkogels zur Verfügung hatte und der ein sehr schönes Exemplar in einer Privatsammlung gesehen hatte.

Geographische und stratigraphische Verbreitung.

Schweizer Alpen, Pariser Becken.

<sup>1)</sup> Diskussion der Gattung in J. Lambert: Revision des Echinides foss. de la Catalogne. S. 90.

Gattung *Opissaster* Pomel 1883.29. *Opissaster (Ditremaster) Gregoirei* Cott.

Taf. XXXII, Fig. 4, 4a, 4b—5a, 5b.

1887. *Ditremaster Gregoirei* Cott. Pal. Fr. Echin. Eoc. Tome 1. S. 414, Taf. 116.1927. *Ditremaster Gregoirei* Lambert. Rev. des Echin. foss. de la Catalogne. S. 95.

In Übereinstimmung mit den Abbildungen und mit der Beschreibung Cotteaus wird diese Art durch ihre langgestreckte und ovale Form charakterisiert, deren größte Breite an der Höhe des Scheitelschildes und größte Höhe in der Mitte des hinteren Interambulakralfeldes sich befinden. Die vordere Furche ist breit, schneidet etwas im Ambitus ein und setzt sich jenseits bis zum Mundfeld fort. Die paarigen Ambulakralfelder sind stark vertieft; die hinteren sind sehr kurz, die vorderen bei meinem Exemplar  $2\frac{1}{2}$ - bis 3 mal länger. Die Zahl der Porenpaare scheint etwas geringer zu sein als bei jenen, die Cotteau beschreibt. Das unpaare Ambulakralfeld ist mit Körnchen bedeckt; die Poren sind kaum sichtbar. Das unpaare Interambulakralfeld ragt empor und besitzt einen Kiel. Warzen ungleich und sehr ungleichmäßig zerstreut. Mundfeld sehr klein, vieleckig, exzentrisch. Afterlücke oval, an den beiden Enden zugespitzt, sehr hoch gelegen. Apex mit zwei runden, sehr großen und emporragenden Genitalporen. Breite peripetalische Fasziolen.

## Beziehungen und Unterschiede.

Mit *Opissaster Pellati* Cott.<sup>1)</sup> sehr verwandt; unterscheidet sich durch seine langgestrecktere Form, seine viel mehr deutliche und sogar bis zum Ambitus hinreichende vordere Furche. Sehr verschieden von *Opissaster Nux* Desor,<sup>2)</sup> der keine vordere Furche besitzt.

## Geographische und stratigraphische Verteilung.

Häufig im mittleren Eozän Südwestfrankreichs; von J. Lambert aus Katalonien erwähnt.

Fundort: Dobranberg: 2 sehr typische Exemplare; 3 andere sind zerdrückt, daher zweifelhaft (Nr. 99, 100, 101, 102, 103).

Gattung *Prenaster* Desor 1858.30. *Prenaster alpinus* Desor.

Taf. XXXIII, Fig. 4, 4a, 4b.

1857. *Prenaster alpinus* Desor. Syn. des Echin. foss. S. 401, Taf. XLIII, Fig. 6—8.1877. *Prenaster alpinus* Cotteau. Pal. Fr. Echin. Eoc. S. 382, Taf. 109, Fig. 1—9 (mit vollständigem Literaturverzeichnis).1890. *Prenaster alpinus* Cotteau. Alicante. S. 46.1925. *Prenaster alpinus* Schlosser, op. cit. S. 28.

Diese wohlbekannte und seit langem von Desor, de Loriol, Dames, Bittner, Cotteau usw. abgebildete Art ist hier mit 8 Exemplaren vertreten.

<sup>1)</sup> *O. Pellati* wurde von Cotteau (Pal. Fr. Echin. Eoc. S. 419, Taf. 117, Fig. 7 bis 12 und Taf. 118, Fig. 1—4) als *Ditremaster Nux* beschrieben.

<sup>2)</sup> Über *Ditremaster Nux*: de Loriol. Oursins foss. de la Suisse. S. 92, Taf. XVI, Fig. 2—4, Taf. XVII, Fig. 3. — Diskussion der Art in J. Lambert: Echinides du Nummulitique de la Provence et des Alpes françaises. S. 37. 1918.

Das eine, in prächtigem Erhaltungszustand, ist ganz typisch; in Übereinstimmung mit den Beschreibungen und Figuren der obgenannten Autoren hat es eine sehr hohe Oberseite; diese ist auch längs des unpaaren Interambulakralfeldes ausgebaucht, welches über das Afterfeld mit einem leichten Kiel versehen und eingebogen ist; die Oberseite ist senkrecht abgestumpft; der Scheitel ist nach vorne sehr exzentrisch; die Ambulakralfelder sind schmal, die Interparentafel nichtig, die sehr kleinen Poren in abgetrennten Paaren gestellt; was die Fasziolen betrifft, ist die Semiperipetalis und die Marginalis, die zwischen einander verbunden sind, durchaus deutlich zu sehen.

Die 7 anderen Exemplare gehören unbestreitbar der Gattung *Prenaster* an; sonst ist ihre spezifische Bestimmung wegen ihres mangelhaften Erhaltungszustandes eine ziemlich zweifelhafte.

#### Geographische und stratigraphische Verbreitung.

*Prenaster alpinus* ist in dem alpinen Eozän Frankreichs, der Schweiz, Österreichs und Deutschlands sehr häufig; er ist im Vicentino, in Istrien und in Siebenbürgen zu finden; Cotteau hat ihn als sehr häufig in der Provinz von Alicante erwähnt, wo die von ihm selbst gesammelten Exemplare sogar Dimensionen erreichen, die als außerordentlich zu betrachten sind und die in anderen Fundorten ganz unbekannt sind. J. Boussac und J. Lambert haben ihn aus der Lutetianstufe von Biarritz zitiert.

Fundort: Kleinkogel (Nr. 84, 88, 90, 91, 92, 93, 94, 106).

#### Gattung *Linthia* Desor 1853.

##### 31. *Linthia scarabeus* Laube.

1869. *Periaster scarabeus* Laube, op. cit. S. 29, Taf. VII, Fig. 3.

1878. *Linthia scarabeus* Dames, op. cit. S. 53, Taf. VIII, Fig. 2.

1884. *Linthia scarabeus* Penecke, op. cit. S. 25.

Ich führe auf diese durch die Höhe der das Afterfeld tragenden Fläche und durch die Neigung der Oberseite gut charakterisierte Art ein Exemplar in ziemlich schlechtem Erhaltungszustand und ohne Andeutung des Fundortes zurück. Wie das von Penecke erwähnte Exemplar, ist seine Unterseite mit einem Kiel versehen, während sie bei den Abbildungen von Laube und Dames flach aussieht.

Wahrscheinlich handelt es sich um eine ganz nahe Varietät (Exemplar Nr. 114).

#### Geographische und stratigraphische Verbreitung.

Vicentino. Schon von Penecke vom Krappfeld erwähnt.

#### Gattung *Lutetiaster* Lambert 1920.

##### 32. *Lutetiaster subglobosus* (Lamk.) Desor.

Taf. XXXII, Fig. 2, 2a, 2b.

1816. *Spatangus subglobosus* Lamarck. Animaux sans vertèbres. Teil III, Nr. 33.

1858. *Periaster subglobosus* Desor. Syn. des Echin. foss. S. 335.

1885—1889. *Linthia subglobosus* Cotteau. Pal. Fr. Echin. Eoc. Teil I, S. 209, Taf. 59 und 60.

(Non de Loriol 1876. Desor. des Oursins foss. de la Suisse. Taf. XVIII, Fig. 1—5.)

Ein schönes Exemplar von *Linthia* gehört unzweifelhaft zu *Linthia (Lutetiaster) subglobosus*. Es ist von mittlerer Größe, so breit als lang. Die Oberseite ist gewölbt, mit Kiel versehen und in dem unpaarigen Interambulakralfeld verschmälert; Unterseite fast flach. Die breite und tiefe vordere Furche schneidet den Ambitus ein und setzt sich bis zum Mundfeld fort. Das unpaarige Ambulakralfeld ist breit, konkav, glatt und durch eine aus 15 runden Poren bestehende Reihe begrenzt, die über den Ambitus verschwindet. Paarige Ambulakralfelder gerade, linienförmig, konkav, an ihren Enden offen, ungleich, die vorderen sehr auseinanderlaufend und länger als die hinteren, die näher liegen und ziemlich kurz sind. Porenfelder breit, gleich, durch leicht ovale, etwas ungleiche Poren gebildet, von welchen die äußeren größer als die inneren sind; sie sind durch eine breite und tiefe Rinne miteinander verbunden, in Querpaaren angeordnet und von 24 an Zahl in den vorderen Ambulakralfeldern und 20 in den hinteren. Warzen ungleich, gedrängt, ziemlich schlecht erhalten. Mundfeld nach vorne exzentrisch. Afterlücke quergestellt, ziemlich nahe dem höchsten Punkt der hinteren Fläche. Scheitelschild und Fasziolen abgenutzt; nur ist die Lateralsubanalstelle stellenweise sichtbar.

Trotzdem die Zahl der Poren etwas verschieden ist von derjenigen der Cotteauschen Exemplare und trotz der etwas höheren Stellung der Afterlücke schwanke ich nicht, diesen Seeigel mit der Lamarckschen Art zu identifizieren, mit der er alle Dimensionen und den Umriß gemeinsam hat; und dies um so mehr, als der Formenreichtum dieser Art sehr bekannt ist, deren Formen aber durch alle Übergänge miteinander verbunden sind.

N. B.: Die Gattung *Lutetiaster* wurde von J. Lambert für die mit quergestellter Afterlücke versehene *Linthia* aufgestellt.<sup>1)</sup>

#### Geographische und stratigraphische Verbreitung.

Ziemlich häufig im mittleren Eozän des Pariser Beckens und des Loire-Inférieure-Departements, der Schweizer Alpen; von Lartet und Fraas aus Palästina erwähnt.

Fundort: Sittenberg (Nr. 97).

33.

#### *Lutetiaster Heberti* Cott.

Taf. XXXIII, Fig. 3, 3a, 3b.

1863. *Periaster Heberti* Cotteau. Echinides foss. des Pyrénées. S. 124, Taf. IX, Fig. 4.

1877. *Linthia Heberti* Dames, op. cit. S. 54, Taf. III, Fig. 2.

1884. *Linthia Heberti* Penecke, op. cit. S. 25.

1888. *Linthia Heberti* Bittner, op. cit. S. 64.

1889. *Linthia Heberti* Cotteau. Pal. Fr. Echin. Eoc. Teil I, S. 253, Taf. 79 und 80, Fig. 1, 2.

1890. *Linthia Heberti* Cotteau. Alicante. S. 26.

Ein kleiner Seeigel in einem ziemlich guten Erhaltungszustand stimmt mit den Beschreibungen und Abbildungen der obenerwähnten Autoren gut überein, er ist aber viel kleiner.

<sup>1)</sup> Lambert et Thiery. Essai de Nomenclature raisonnée des Echinides. S. 521.

Er zeigt bemerkenswerte Analogien zu *Lutetiaster Mac Phersoni* Cott.<sup>1)</sup> aus dem Eozän von Callosa und Confrides (Alicante); von diesen unterscheidet er sich nur durch seine Interambulakralfelder, die in der Nähe des Scheitelschildes einen Kiel tragen.

#### Geographische und stratigraphische Verbreitung.

Aragonien, Katalonien, Istrien. Schon von Penecke vom Krappfeld erwähnt. (Oppenheim hat sein dortiges Vorkommen in Zweifel gezogen.)  
Fundort: Guttaring (Nr. 98).

#### Allgemeine Übersicht und Schlußbemerkungen.

I. Im Jahre 1884 hatte Penecke beschrieben oder erwähnt:

*Rhaddocidaris (Cidaris)* cf. *Mespilum* Desor,

*Conoclypus (Conoclypeus) Conoideus* Leske,

*Echinanthus tumidus* Ag.,

*Galerolampas (Pygorhynchus) Mayeri* de Loriol,

*Echinolampas* cf. *Suessi* Laube,

*Eolampas (Ottliaster) Pusillus* Penecke,

*Linthia scarabeus (Linthia scaraboides)* Laube,

*Lutetiaster (Linthia) Heberti* Cott.,

*Macropneustes Deshayesi* Ag.,

im ganzen neun verschiedene Arten, zu denen noch *Cyphosoma* und *Echinolampas* kommen, die spezifisch unbestimmbar geblieben waren.

Später, im Jahre 1901, fügte Oppenheim bei seiner Revision der Fauna des Krappfeldes *Conoclypus Anachoreta* Ag. und eine unbestimmbare *Ilarionia* hinzu; er wollte aber *Eolampas Pusillus* Penecke streichen, den er als einen jungen *Echinolampas* betrachtete, und *Lutetiaster Heberti* Cott., dessen Vorkommen er anzweifelte.

Endlich hat Liebus 1927 *Porocidaris Schmideli* erwähnt.

In dieser Arbeit gelang es mir, 30 Arten ziemlich sicher zu bestimmen, die sich auf 19 Gattungen verteilen. Natürlich ist die Bestimmung einer gewissen Anzahl von Arten, die auf schlechte Stücke, Steinkerne usw. . . . basiert ist, unsicher und vielleicht auch strittig; jedenfalls wäre von Fundorten, die besseres Material liefern, manches Exemplar das hier bestimmt wurde, nicht bearbeitet worden; ich hoffe aber, so wenig Irrtümer als möglich begangen zu haben, schon wegen meiner Vergleichsforschungen in der prächtigen Sammlung des Herrn J. Lambert-Paris, ferner in jener meines verstorbenen Freundes Paul Thierry<sup>2)</sup> und dank meiner bibliographischen Studien in der so beträchtlichen Literatur, die über die eozänen Seeigel bereits besteht. Möglicherweise hätten die unbestimmbar gebliebenen Exemplare die Zahl der Arten aus den Genera *Conoclypus*, *Echinolampas*, *Ilarionia*, *Echinanthus*, *Linthia (Lutetiaster)* vermehren können.

Auf der beigeschlossenen Tabelle befindet sich das Verzeichnis der verschiedenen Arten mit der Angabe der Fundorte außerhalb des Krappfeldes. (Cf. beigeschlossene Tabelle).

<sup>1)</sup> Cotteau. Echinides éocènes Prov. d'Alicante. 1890. S. 29, Taf. III, Fig. 14—17.

<sup>2)</sup> Diese wichtige Sammlung wurde nach dem Tode seines Autors (1927) von dem „Institut de Géologie“ in Nancy erworben.

II. Penecke hatte gefunden, daß die Fauna des Krappfeldes mit jener von Roncá gleichaltrig sei, die zum Auversien gehört.<sup>1)</sup> Später hatte sie Oppenheim<sup>2)</sup> dem unteren Horizonte des Vicentino ausschließlich der Spilecostufe gleichgestellt; und J. Boussac<sup>3)</sup> folgte Oppenheim und betrachtete die ganze Nummuliten führende Formation der Umgebung von Guttaring als oberlutetianisch.

Da ich in dieser Arbeit nur die Echiniden bearbeitet habe, die in den beiden oberen Schichten: Nummulitenmergel mit Echiniden führenden Sanden und an Echiniden reichere Nummulitenkalken, gefunden wurden, habe ich nur den oberen Teil des Nummulitikums des Krappfeldes betrachtet, das heißt, nur die rein marinen Horizonte.

Die Feststellung, die sich mir am Ende dieser Arbeit aufdrängt, nachdem ich die räumliche und zeitliche Verteilung der hier beschriebenen oder erwähnten Arten untersucht habe, stimmt ganz mit der Meinung Oppenheims und Boussacs überein.

a) Der vorherrschende wesentliche Bestandteil der Fauna trägt mit den folgenden Arten den ausgeprägten Stempel der oberen Lutetianstufe:

- Rhabdocidaris cf. mespilum* Des.,
- Porocidaris Schmideli* Münster,
- Conoclypus conoideus* Leske (sehr häufig),
- Conoclypus anachoreta* Ag.,
- Conoclypus Duboisi* Ag.,
- Amblypygus dilatatus* Ag.,
- Echinanthus Pellati* Cott.,
- Echinanthus Oosteri* de Lor.,
- Echinanthus cf. bathypygus* Bitt.,
- Echinanthus tumidus* Ag.,
- Galerolampas Mayeri* de Lor.,
- Echinolampas cf. Suessi* Laube,
- Echinolampas cf. Studeri* Ag.,
- Echinolampas cf. Escheri* Ag.,
- Echinolampas cf. subcylindricus* Des.,
- Macropneustes brissoides* Ag.,
- Macropneustes Deshayesi* Ag.,
- Linthia scarabeus* Laube,
- Lutetiaster subglobosus* Lamk.,
- Prenaster alpinus* Des.,

also 20 Arten von 33, d. h. ungefähr zwei Drittel.

b) Ein anderer Bestandteil des Echinidenmaterials befindet sich gewöhnlich in den höheren Stufen, u. zw. in der Auversian- und Priabonianstufe. Es sind:

- Echinoneus* sp?
- Oligopodia Daleau* Cott.,
- Echinolampas affinis* Goldf.,
- Lutetiaster Heberti* Cott.

1) E. Haug, Traité de Géologie. S. 1487—1490.

2) Oppenheim, Über einige . . . S. 12.

3) J. Boussac, op. cit. S. 610.



und weiter: *Eolampas* gehört unzweifelhaft dem oberen Teil des Eozäns (er kommt sogar in der Burdigalianstufe in Madagaskar vor) und *Brissoides Lamberti* nov. sp. reicht auch noch nach Oligocän.

c) Der Rest der Echiniden gibt keine sehr präzisen Anzeigen: die *Conoclypus Cotteaui* Lamb. und *Conoclypus Leymeriei* Cott. sind ziemlich allgemeinen eozänen Alters. *Harionia* sp.?, *Plesiolampas Rousseli* Cott., *Echinolampas Fraasi* de Lor., *Opissaster Gregoirei* Cott. und *Porosoma Kahleri* nov. sp. sind wegen ihrer Seltenheit zu Altersvergleichen schlecht geeignet.

Im ganzen spricht die Fauna für ein oberlutetianisches Alter und ich möchte sie daher mit jenen von San Giovanni Harione, Einsiedeln und von Kressenberg als gleichaltrig bezeichnen.

III. Es scheint mir schließlich noch interessant zu sein, auf gewisse besondere Eigentümlichkeiten dieser Fauna kurz hinzuweisen:

a) Wie schon manche Bearbeitung eozäner Seeigelfaunen bewiesen hat, ist auch hier das Verhältnis der regulären Echiniden ein außerordentliches geringes: drei Arten von 33, d. h. nicht ein Zehntel. Und außerdem bildet dieses Verhältnis gewiß ein Maximum, weil die wegen ihres zu mangelhaften Erhaltungszustandes unbestimmbar gebliebenen Seeigel sämtlich zu den irregulären gehörten.

b) Vom quantitativen Standpunkt aus gesehen wird der wichtigere Bestandteil der Fauna von den Gattungen *Conoclypus* und *Echinolampas* gebildet, die mir 32, bzw. 17 Exemplare von 96 nur generisch oder generisch und spezifisch bestimmten Stücken geliefert haben, d. h. mehr als 50% der Gesamtzahl der hier untersuchten Seeigel.

c) Die große Anzahl der mit San Giovanni Harione, Einsiedeln und Kressenberg gemeinsamen Arten ist ganz typisch:

*Amblypygus dilatatus* Ag.,  
*Galerolampas Mayeri* de Lor.,  
*Echinolampas subcylindricus* Des.,  
*Conoclypus conoideus* Leske,  
*Prenaster alpinus* Des.

d) Und auch die beträchtliche Anzahl der gemeinsamen Formen mit Südostfrankreich, mit den Lutetianstufen von Biarritz und mit Spanien: zum Beispiel ist *Echinolampas Pellati* Cott. eine Form aus Biarritz; *Opissaster Gregoirei* Cott. ist in Katalonien zu finden; der im Vicentino gut bekannte *Macropneustes brissoides* Ag. findet sich auch im Eozän der Departements Landes und Basses-Pyrénées; *Plesiolampas Rousseli* Cott. ist eine Form aus dem Eozän der Montagne Noire in Frankreich; *Oligopodia Daleaui* Cott. ist ein Seeigel aus dem Bordelais; *Conoclypus Cotteaui* Lamb. findet sich nur in Aragonien und in dem Departement Haute-Garonne.

e) Endlich ist die Anwesenheit einiger gemeinsamen Formen mit dem Pariser Becken, der Krim, mit Ägypten und mit Siebenbürgen zu erwähnen.

f) Der Anwesenheit der Gattung *Eolampas* schreibe ich vorderhand wegen ihrer Abwesenheit in den Tertiärlagerungen des Vicentino, von Verona und der Schweiz keine größere Bedeutung zu.

## Verzeichnis der auf dem Krappfeld vorkommenden

Echinidenarten des Krappfeldes	Vi- centino	Alpen	Südost- frank- reich und Pyrenäen
<i>Rhabdochlaris</i> cf. <i>mespilum</i> Desor. . . . .	.	!	.
<i>Porocidaris</i> <i>Schmideli</i> Münster . . . . .	!	!	!
<i>Porosoma</i> <i>Kahleri</i> nov. sp. . . . .	.	.	.
<i>Conoclypus</i> <i>conoideus</i> Leske . . . . .	!	!	!
„ <i>Duboisii</i> Ag. . . . .	.	!	.
„ <i>anachoreta</i> Ag. . . . .	.	!	.
„ <i>Cotteaui</i> Lamb. . . . .	.	.	!
„ <i>Leymeriei</i> Cott. . . . .	.	!	!
<i>Echinoneus</i> sp? . . . . .	.	.	.
<i>Amblypygus</i> <i>dilatatus</i> Ag. . . . .	!	!	!
<i>Oligopodia</i> <i>Daleaui</i> Cott. . . . .	.	.	.
<i>Eolampas</i> <i>pusillus</i> Penecke . . . . .	.	.	.
<i>Echinanthus</i> <i>Pellati</i> Cott. . . . .	.	!	!
„ cf. <i>bathypygus</i> Bittn. . . . .	.	.	.
„ <i>Oosteri</i> de Lor. . . . .	.	!	.
„ <i>tumidus</i> Ag. . . . .	!	!	.
<i>Harionia</i> sp? . . . . .	.	.	.
<i>Galerolampas</i> <i>Mayeri</i> de Lor. . . . .	!	!	.
<i>Plesiolampas</i> <i>Rousseli</i> Cott. . . . .	.	.	!
<i>Echinolampas</i> <i>Fraasi</i> de Lor. . . . .	.	.	.
„ cf. <i>subcylindricus</i> Des. . . . .	!	!	.
„ cf. <i>Suessi</i> Laube. . . . .	!	.	.
„ <i>Studeri</i> Ag. . . . .	.	!	.
„ <i>Escheri</i> Ag. . . . .	.	!	.
„ <i>affinis</i> Goldf. . . . .	.	!	.
<i>Briasoides</i> <i>Lamberti</i> nov. sp. . . . .	.	.	.
<i>Macropneustes</i> <i>brissoides</i> Ag. . . . .	!	.	!
„ <i>Deshayesi</i> Ag. . . . .	.	!	.
<i>Opissaster</i> <i>Gregoirei</i> Cott. . . . .	.	.	!
<i>Prenaster</i> <i>alpinus</i> Deus. . . . .	!	!	!
<i>Linthia</i> <i>scarabeus</i> Laube . . . . .	!	.	.
<i>Lutetiaster</i> <i>subglobosus</i> Lamk. . . . .	.	!	.
„ <i>Heberti</i> Cott. . . . .	.	.	.

## Arten, mit Angabe der anderen erwähnten Fundorte.

Spanien	Istrien	Pariser Becken	Ägypt.	Sieben- bürgen	Andere Fundorte
.	.	.	.	.	Ungarn.
!	!	.	!	!	Krim, Kaukasus, Bakonyer Wald.
!	.	.	.	.	
!	.	.	.	.	
.	.	.	.	.	Oligozäne Gattung.
.	!	.	!	.	
.	.	.	.	.	Oberes Eozän aus dem Bordelais.
.	.	.	.	.	(Eozäne Gattung aus Südostfrankreich,
.	!	.	.	.	(Nordafrika, Ind., Miozäne in Madagaskar.
.	!	.	.	.	
.	.	.	.	.	Gattung aus d. Vicentino, Indien, Ägypten.
.	.	.	.	.	
.	.	.	.	.	Montagne Noire (Frankreich).
!	!	.	!	.	
!	!	.	.	.	Krim.
.	.	.	.	!	
.	.	!	.	.	
.	.	.	.	.	
.	.	.	.	.	
!	.	.	.	!	
.	!	.	.	.	
!	.	!	.	.	Palästina, Loire-Inf. (Frankreich).

## Erklärung der Tafel.

### Tafel XXXI

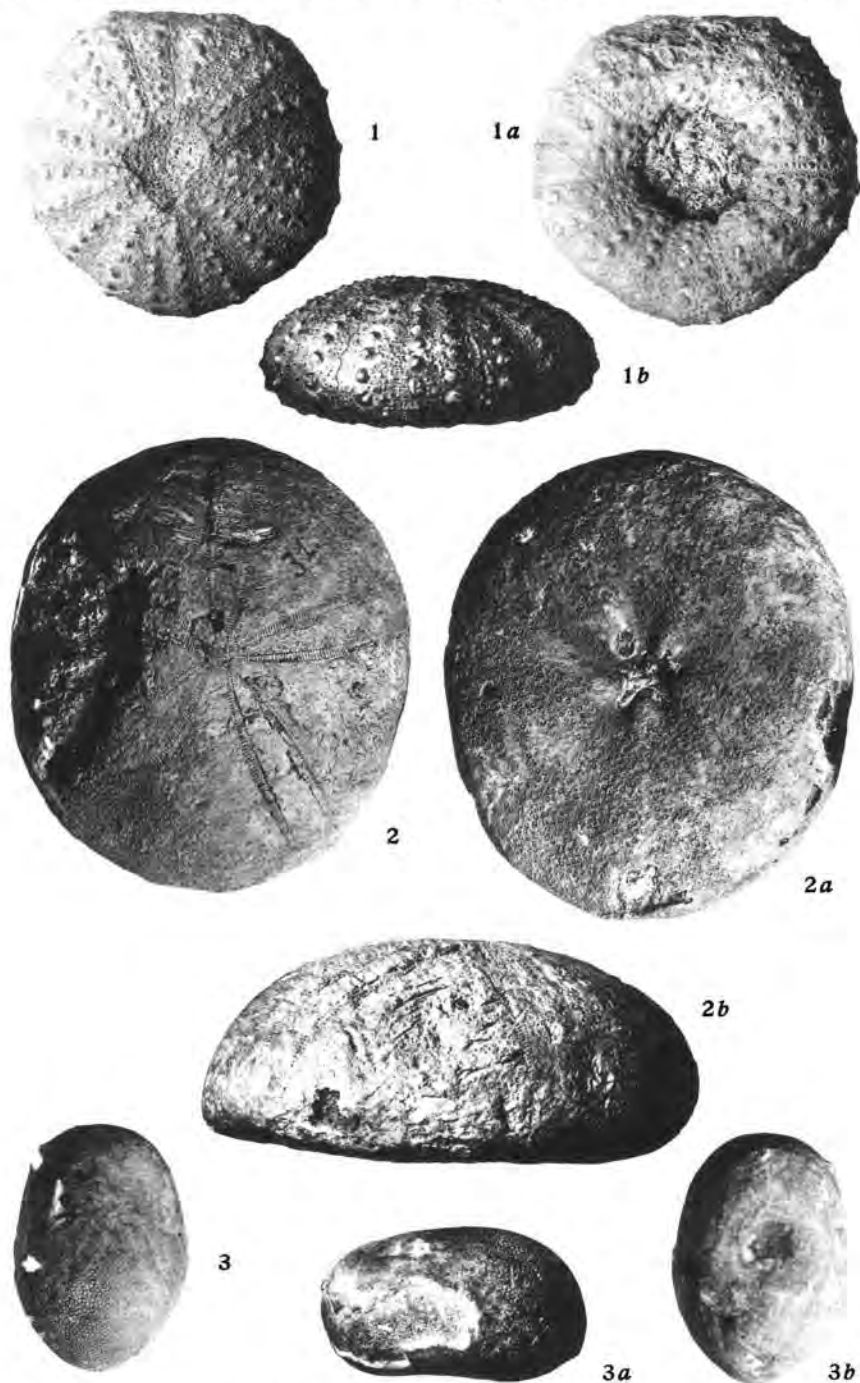
- 1 1a 1b = *Porosoma Kahleri* nov. sp. Dobranberg.  
 2 2a 2b = *Plesiolampas Rousseli* Cott. Kleinkogel.  
 3 3a 3b = *Echinolampas (Cylindrolampas) aff. subcylindricus* Desor. Dobranberg(?).

### Tafel XXXII

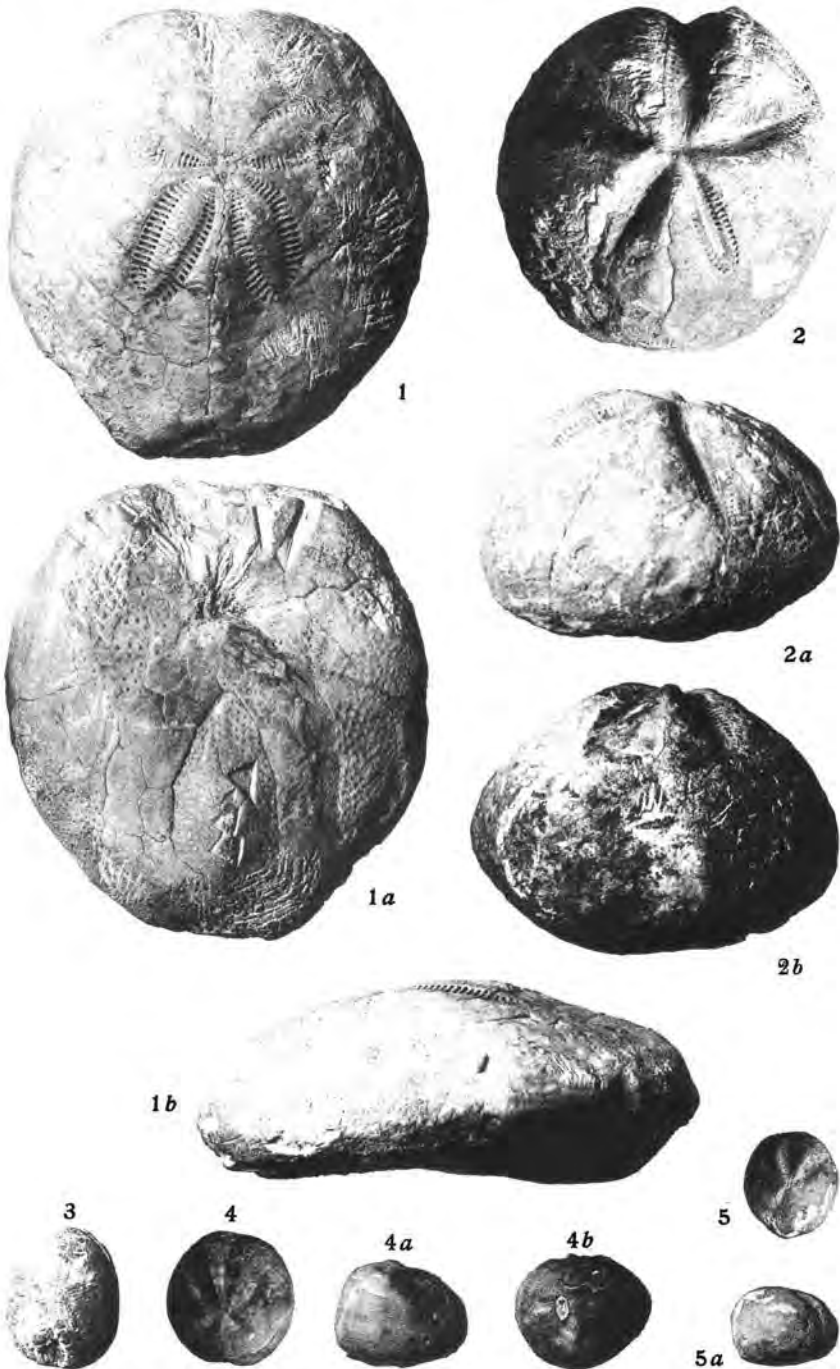
- 1 1a 1b = *Brissoides (Eupatagus) Lamberti* nov. sp. Dobranberg.  
 2 2a 2b = *Lutetiaster subglobosus* Desor. Sittenberg.  
 3 = *Oligopodia Daleau* Cott. Fuchsofen.  
 4 4a 4b 5 5a = *Opissaster (Ditremaster) Gregoirei* Cotteau. Dobranberg.

### Tafel XXXIII

- 1 = *Echinolampas* cf. *Fraasi* de Loriol. Fuchsofen.  
 2 2a 2b = *Eolampas pusillus* Penecke. Dobranberg.  
 3 3a 3b = *Lutetiaster Heberti* Cott. Gultaring.  
 4 4a 4b = *Prenaster alpinus* Desor. Klein St. Paul.



1 1a 1b = *Porosoma Kahleri* nov. sp. Dobranberg.  
 2 2a 2b = *Plesiolampas Rousseli* Cotteau. Kleinkogel.  
 3 3a 3b = *Echinolampas (Cylindrolampas) aff. subcylindricus* Desor. Dobranberg(?).

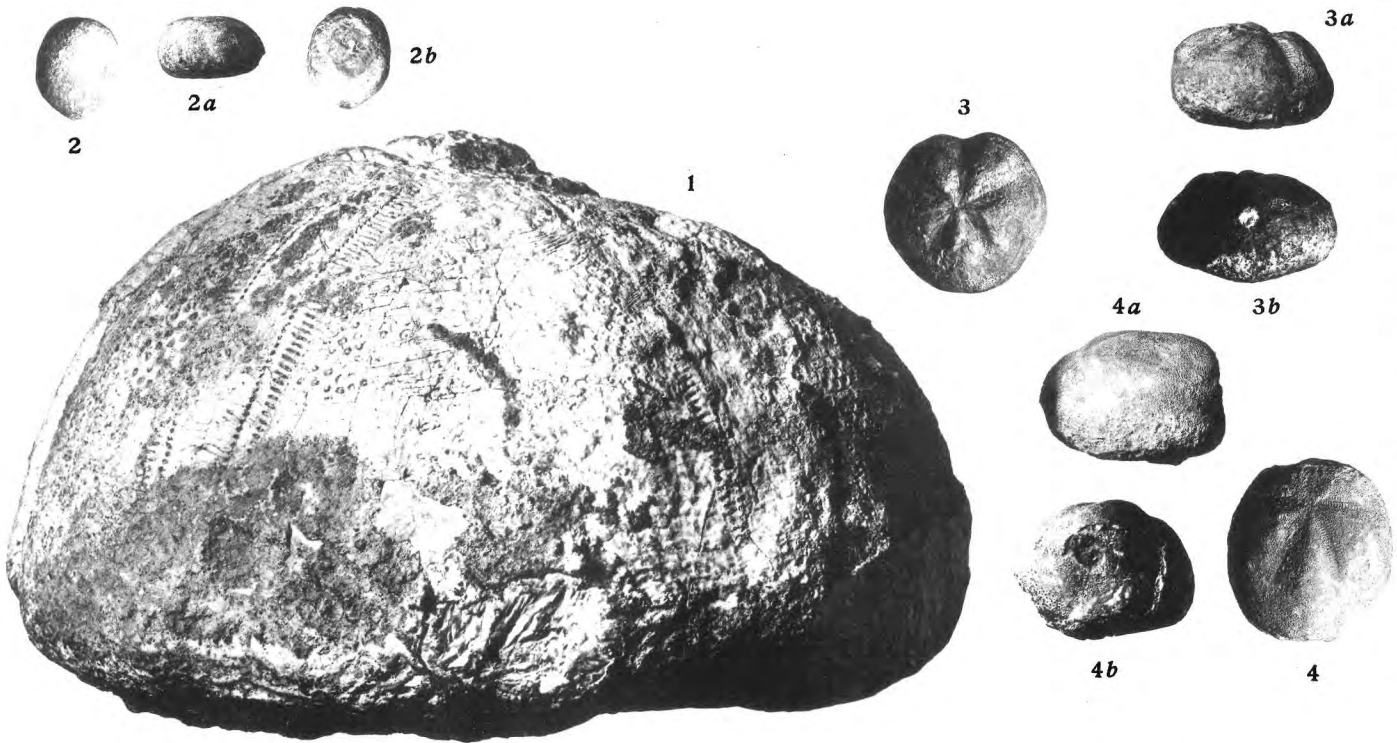


1 1a 1b = *Brissoides (Eupatagus) Lamberti* nov. sp. Fuchsofen.

2 2a 2b = *Lutetiaster subglobosus* Desor. Sittenberg.

3 = *Oligopodia Daleau* Cotteau. Fuchsofen.

4 4a 4b 5 5a = *Opissaster (Ditremaster) Gregoirei* Cotteau. Dobranberg.



1 = *Echinolampas* cf. *Fraasi* de Loriol. Fuchsofen.  
2 2a 2b = *Eolampas pusillus* Penecke. Dobranberg.

3 3a 3b = *Lutetiaster Heberti* Cotteau. Guttaring.  
4 4a 4b = *Prenaster alpinus* Desor. Klein St. Paul.



# Über Pseudotachylyt in den Ostalpen.

Von Wilhelm Hammer.

(Mit 2 Textfiguren.)

Im Jahrbuch 1914 der Geologischen Reichsanstalt (1) habe ich dichte, dunkle Gesteine, die als Adern und Gänge den Überschiebungsrand des Silvrettakristallins im Oberinntal einzeln oder netzartig durchziehen, als „dichte Gangmylonite“ beschrieben und in Schlibfbildern abgebildet (Taf. XXIV). Die mikroskopische und chemische Untersuchung führte zu dem Ergebnis, daß diese in ihrem Auftreten im Gelände und im Handstück sehr an magmatische Ganggesteine erinnernden Adern Mylonite sind, bei denen eine Rekristallisation der Gesteinsmasse in mehr oder weniger ausgedehntem Maß eingetreten ist. Nur ein Schlibb zeigte anscheinend verläßlich ein Eruptivgestein (Diabas [?]), so daß also die wenn auch seltene Beimengung echter Ganggesteine unter die große Zahl der Mylonitadern wahrscheinlich erschien.

Gleiche Mylonitadern fand ich dann auch in den Mylonitzonen am Südrand der Landecker Phyllitzone im Stanzer Tal und am tektonischen Nordrand der Öztaler Gneise im vordersten Pitztal (2).

1923 beschrieb Freudenberg (3) Gerölle solcher Adergesteine aus dem Paznaun, welche aus derselben Gebirgszone stammen wie die von mir untersuchten (Südrand der Silvrettagneise im Unterengadin) als Quarzporphyr mit Glasbasis.

Kürzlich fand Schädler (4) eine Gesteinsader gleichen Aussehens im Iseltal bei Lienz (Michelbachgraben) in einer tektonischen Störungszone in Feldspat führenden Biotitglimmerschiefern. Herr Prof. Dr. Dittler stellte mir ein Handstück und ein paar Schlibbe davon freundlichst zur Verfügung und ebenso die unten mitgeteilte, von ihm ausgeführte Analyse, wofür ihm auch hier bestens gedankt sei. Auch Schädler vermutete in dem Gestein die glasige Ausbildung eines tonalitischen Ganggesteins (entsprechend den in der Nähe auftretenden Gängen von Tonalit- und Dioritporphyriten) oder einen sonstigen Schmelzfluß.

Es steht zu erwarten, daß bei genauerer Durchmusterung der Störungszone im Kristallin der Alpen noch manche weiteren Vorkommen gefunden werden.

Nach diesen Befunden erschien die Deutung der „dichten Gangmylonite“ trotz der guten Gründe, welche bei den Oberinntaler Vorkommen für ihre mylonitische Natur vorgebracht werden konnten, doch noch nicht befriedigend geklärt.

Erst 1929 erhielt ich durch die Vorbereitungen für den Besuch des Geologenkongresses in Pretoria Kenntnis von dem Vorkommen auffallend ähnlicher Gangbildungen in dem Vredefortgebiet im Oranje-freistaat, über die zuerst 1917 I. S. Shand eingehend berichtete (5).



1925 haben dann A. L. Hall und G. A. Molengraaff (6) auf Grund umfangreicheren Materials eine erweiterte Darstellung derselben in Wort und Bildern gegeben. Eine detaillierte Karte des Gebiets und Erläuterungen dazu veröffentlichte L. Nel (7) kurz nachher.

Shand gab den Gesteinen den Namen Pseudotachylit, anknüpfend an frühere Deutungen als Basaltgläser und ihre äußere Ähnlichkeit damit.

Als Teilnehmer an der von den Herren Hall, Molengraaff und Nel geführten Kongreßexkursion in das Vredefortgebiet hatte ich Gelegenheit das Vorkommen der Pseudotachylite an Ort und Stelle zu besichtigen und Vergleichsmaterial zu sammeln.

Die südafrikanischen Geologen sind in der Auffassung einig, daß hier nicht magmatische Intrusivgänge vorliegen, sondern daß die Adern aus dem Material der angrenzenden Gesteine gebildet sind. Shand denkt dabei an Schmelzung des Muttergesteins entlang Klüften infolge mechanisch erzeugter Wärme (Stoß) oder auch unter Einwirkung heißer Gase, während Hall und Molengraaff annehmen, daß das Gestein zertrümmert und an Scherflächen zermahlen wurde und die dabei erzeugte Wärme das Gesteinspulver ganz oder teilweise zur Schmelzung brachte, aus der dann Neukristallisation in wechselndem Ausmaß erfolgen konnte. In beiden Fällen konnte die mechanisch und thermisch umgeformte Gesteinsmasse auch nach Art eines Schmelzflusses vom Ort ihrer Entstehung fortbewegt und in Klüfte eingepreßt werden.

Als treibende Kraft wird dabei das Aufdringen einer jüngeren granitischen Intrusion angenommen, welche den über ihr lastenden alten Granit von Vredefort mit ungeheurer Gewalt emporstieß und die ihn überlagernden Sedimente pilzförmig nach außen überkippte. Die Zertrümmerung und Durchhäderung mit Pseudotachylit betraf sowohl den alten Granit wie den ganzen Sedimentgürtel.

Diese Erklärung gibt die Möglichkeit, sowohl die Zeichen klastischer Entstehung als auch die kristalline oder glasige Struktur des Adergesteins miteinander in Einklang zu bringen; für sie spricht auch die chemische Untersuchung (siehe unten), die ebenso wie bei den ostalpinen Vorkommen die weitgehende Abhängigkeit des Chemismus der Adern von jenem des umgebenden Gesteins erwiesen hat.

Bezüglich der physikalischen Möglichkeit einer Schmelzung des Gesteinspulvers durch mechanisch erzeugte Wärme verweisen die Autoren auf die Beobachtung von Bowen und Auroiseau (8) an einem Bohrkern aus 4350 Fuß Tiefe, aus tertiärer Arkose, welche durch die Hitzeentwicklung beim Bohren in ein Glas mit eingebetteten Körnern des Ausgangsmaterials und kristallinen Neubildungen (Sillimanit[?], Tridymit, Fayalit) umgewandelt wurde. Laboratoriumsversuche lassen auf eine Temperatur von mehr als 1000° C bei diesem Vorgang schließen. Hinzugefügt kann werden, daß kürzlich O. Stutzer (9) über die Frittung eines Tertiärsandes in einem rumänischen Bohrloch, in 640 m Tiefe, berichtet hat. Der Dünnschliff zeigt Quarzkörner in einer trüben, glasigen Grundmasse. Stutzer führt aus der amerikanischen Literatur auch andere Fälle von Schmelzung von Bohrkernen beim Bohren nach Rotary-Methode an.

Wie aus der nachfolgenden Beschreibung der mikroskopischen Beschaffenheit ersichtlich ist, besteht nun zwischen den südafrikanischen und den alpinen Adergesteinen weitgehende Übereinstimmung in der Struktur und Zusammensetzung. Ebenso gleichen sich die Adergesteine makroskopisch in der Farbe, Härte, dem muscheligen Bruch und der dichten Struktur. Auch die Formausbildung der Adern im Gelände ist beiderseits die gleiche: die meist gute Abgrenzung vom Nebengestein, ihre Verzweigung mit blinden Endigungen, das von der Struktur des Nebengesteins unabhängige Durchgreifen und die Bildung von Adernetzen, die sehr an Eruptivbreccien erinnern.

Die Auffassung als Mylonite mit Schmelzung durch die Reibungswärme und Neukristallisation scheint mir auch für die ostalpinen Vorkommen am besten den Widerspruch in der Deutung bei den verschiedenen Autoren zu lösen, bzw. die verschiedenen Schlibfbilder zu erklären.

Es spricht ja auch die Einheitlichkeit des Auftretens in bestimmten, eng begrenzten Zonen und die Gleichartigkeit der Adern gegen eine Aufteilung in eruptive und mylonitische Adern. Übergänge führen von Adern mit noch deutlich erkennbarer mylonitischer Struktur und von dichten bis glasigen Formen durch alle Abstufungen von Kristallinität bis zu dem 1914 (in der Anmerkung S. 562) angeführten diabasischen (?) Eruptivgang, der nach obiger Deutung als höchste Stufe der Rekristallisation angesehen werden kann.

### Mikroskopische Untersuchung.

Diese ergibt, daß die Gangmylonite der Alpen und die Pseudotachylyte Südafrikas in ihrer Gesamtheit nach Mineralbestand und Struktur gut miteinander übereinstimmen. Es besitzen aber in beiden Gebieten nicht alle Adern die gleiche Zusammensetzung, sondern es treten nebeneinander Verschiedenheiten auf, die in mehr oder weniger deutlicher Beziehung zum Mineralbestand des Nebengesteins stehen.

Alle setzen sich zusammen aus einer feinkörnigen bis dichten Grundmasse und einer mehr oder minder großen Zahl von eingeschlossenen Mineralkörnern und Gesteinsbruchstücken aus dem Nebengestein.

Die Grundmasse läßt sich nicht überall ganz in Einzelbestandteile auflösen, vielfach entzieht sich ein Rest, seltener die ganze Grundmasse wegen submikroskopischer Kleinkörnigkeit oder glasiger Beschaffenheit einer weiteren Auflösung.

Die erkennbaren kristallisierten Hauptbestandteile der Grundmasse in beiden Gebieten sind: Feldspat, ein amphibolähnliches Mineral und Eisenerze (Magnetit und Ilmenit); sehr verbreitet sind auch Zoisite, seltener Epidot. Unter den Feldspäten ist sicher Plagioklas erkennbar, leistenförmig, verzwillingt, mit geringer Auslöschungsschiefe. Ob und wieviel auch Orthoklas beteiligt ist, läßt sich bei der Kleinheit der Körner, ihrer meist unregelmäßigen Form und dem oft unfrischen Erhaltungszustand nicht sicher bestimmen. Shand, Hall und Molengraaff nehmen an, daß Orthoklas und ein albitreicher Plagioklas vorhanden sind. Die vielfach zu beobachtenden, zwischen dunkelblau und

zitronengelb wechselnden Polarisationsfarben feinkrümeliger Aggregate mit im ganzen geringer Aufhellung unter  $\times N$  lassen eine vorgeschrittene Umwandlung von Feldspäten in zoisitische Aggregate annehmen.

Das amphibolähnliche Mineral, das auch von den südafrikanischen Geologen als Hornblende angesprochen wird, erscheint in der Regel in winzigen Nadelchen (Durchschnittslänge 20—40  $\mu$ ), die bei größerer Anhäufung oder etwas beträchtlicherer Größe eine sehr blasse grünliche Färbung und schwachen Pleochroismus (stärkere Absorption  $\parallel c$ ) erkennen lassen. Licht- und Doppelbrechung gleichen der der Amphibole, desgleichen die geringe Auslöschungsschiefe. Spaltflächen und deren Winkel sind wegen der Kleinheit der Querschnitte nicht wahrnehmbar. In einzelnen Schlifften fand ich die Auslöschungsschiefe der Nadelchen durchgehends so klein, daß es fraglich ist, ob nicht hier die Nadelchen anderen Mineralarten zugehören. Als Seltenheit berichtet Nel von einer Ader im Granit einen Gehalt an Enstatit und Biotit.

Das reichlich vorhandene schwarze Erz ist meist staubfein verteilt, seltener in viereckigen Kristallquerschnitten sichtbar. Neben Magnetit ist auch titanit vertreten, was sowohl durch die Umrindung mit Leukoxen als durch den nicht unbedeutenden  $TiO_2$ -Gehalt der Analysen angezeigt wird.

Verschiedenheiten der Gesteinsart ergeben sich durch verschiedene Mengenverhältnisse obiger Gemengteile und verschiedene Ausbildung und Eintreten von Nebengemengteilen.

So wurde schon im Jahrbuch 1914 als Unterschied von im Gneis auftretenden Adern des Oberinntaler Gebietes gegenüber solchen in Amphibolit hauptsächlich das Fehlen oder die sehr geringe Menge von Amphibol in den Adern in Gneis festgestellt, während Amphibol in den Adern im Amphibolit der weit vorherrschende Bestandteil ist. Letztere bestehen aus einem Haufwerk feinsten Amphibolnadelchen, neben denen der unter  $\times N$  wenig auffallende Feldspat und Klinozoisit im Schlibfbild zurücktritt. Erz ist in der Regel reichlich vorhanden.

Zu dieser Art gehört auch der Schlibf einer mir von Herrn Prof. Freudenberg gütigst zur Verfügung gestellten Gesteinsprobe der von ihm beschriebenen Gerölle solcher Adergesteine aus dem Paznaun. Sie stammen aus den Amphiboliten und Hornblendegneisen des Fluchthorns. Der Schlibf zeigt in ungleichmäßiger Anhäufung die feinen Amphibolnadeln gleichwie jene der anderen Vorkommen, in denen hier aber auch einzelne größere, unscharf umgrenzte oder ausgefaserte größere Hornblenden schwimmen neben Nestern von Zoisiten und einer wechselnden Menge von Feldspat. Schwarze Erzkörnchen sind in größerer Menge gleichmäßig verteilt. Die eingeschlossenen Quarze sind von einer Rinde von Amphibolnadeln umkrustet.

Dagegen besteht der Schlibf des oben erwähnten diabasähnlichen Ganggesteines (aus Paulckes Material), der einen aplitischen Gneis durchdringt, überwiegend aus Plagioklas.

Die Scheidung der Unterarten des Adergesteines nach dem Muttergestein ist aber keineswegs eine durchgängige und scharfe, es wurden auch im Gneis einzelne Adern mit reichlichem Amphibolgehalt getroffen,

was allerdings auf dem raschen Wechsel von Gneis und Amphibolit in den gebänderten Amphibolitserien herrühren kann.

Eine etwas abweichende Zusammensetzung zeigt die Grundmasse des Adergesteins aus dem Michelbachtal (Schadler), das in glimmerreichen Paragneisen auftritt. Hier zeigt sich im inneren Teil der Ader die Grundmasse dicht erfüllt von sehr kleinen (6--10  $\mu$ ), rundlichen, blaß gelblich gefärbten Körnern mit sehr starker Lichtbrechung und lebhaften Interferenzfarben; mitunter legen sich zwei oder drei Körner aneinander (Zwillinge?): vielleicht Epidot. Amphibolnadeln sind nur in geringer Menge dort und da eingestreut. Die farblose Zwischenmasse zwischen den Körnern hellt bei  $\times N$  nicht auf oder nur fleckenweise sehr dunkel blaugrau.

Auch bei den Pseudotachylyten Südafrikas wechselt die Beschaffenheit der Grundmasse, soweit ich aus der Literatur und meinem beschränkten Schliiffmaterial entnehmen kann, innerhalb ähnlicher Grenzen, wobei hier die große Zahl verschiedenartiger Eruptiv-, Sediment- und Kontaktgesteine, in denen allen solche Adern auftreten, und der oftmalige Wechsel derselben bei der Entstehung als Mylonite und Aufschmelzungen von vornherein eine starke Schwankung im Mineralbestand erwarten läßt.

Jedenfalls ist beachtenswert, daß von Hall und Molengraaff auch bei typisch ausgebildeten Gängen im Granit neben Feldspat Amphibol als Hauptgemengteil angeführt wird. Das Mengenverhältnis Amphibol-Feldspat ist dabei nach den mir vorliegenden Schliiffen ein wechselndes, bald viel, bald wenig Amphibol, und auch innerhalb einer Ader ungleich. Für die Adern aus anderen Muttergesteinen werden Magnetit und Amphibol als die am meisten charakteristischen Gemengteile bezeichnet, daneben sind schmale Plagioklasleisten und selten kleine Biotitschuppen vorhanden. Da der Granit keinen Amphibol oder nur ausnahmsweise (Nel) solchen führt, ebenso auch manche der anderen Gesteine, kann es sich besonders bei den im Inneren des Granitareals gelegenen Vorkommen nur um Neubildung von Amphibol handeln.

Daß aber die kleinen Amphibolnadelchen z. T. auch unmittelbar aus dem Muttergestein abstammen können, zeigt ein Schliiff von Pseudotachylyt aus epidioritisiertem Gabbro bei Rensburgdrift. Man sieht hier Stücke des Epidiorits in dem Pseudotachylyt schwimmen, welche randlich stark zerdrückt sind. Die am Rand liegenden großen Amphibole des Epidiorits sind in kleine Stücke zersplittert, die sich nach außen in immer kleinere Fasergruppen und schließlich in die einzelnen, winzigen Nadelchen auflösen, welche die ganze Grundmasse des Pseudotachylyts durchsetzen. Dabei zeigen die großen Amphibole gleichzeitig eine innere Umwandlung, indem sie feinfaserig und grau werden. Die Plagioklase zerbrechen in größere Stücke, unter Erhaltung ihrer Zwillingstruktur und ohne innere Umwandlung, und ihre Trümmer bilden Einschlüsse in der Grundmasse.

Eine ähnliche Auflösung von randlich gelegenen Hornblendern des Muttergesteins in kleine Fragmente mit Übergang in die Grundmassenadeln beobachtete ich auch in beschränkterem Ausmaß und weniger deutlich in einer Ader im Amphibolit des Silvrettakristallins. Deutlicher ist der Anteil zerriebener Amphibole an der Zusammensetzung des

Adergesteins bei solchen Adern im Amphibolit des Engadins zu beobachten, wo die Adern mehr oder weniger parallel zur Schieferung des Amphibolits in ein feines Netzwerk sich zerteilen und in ihrem Inneren dann eine flaserige Struktur aufweisen. Die großen Splitter zeigen noch die optischen Eigenschaften des Amphibols, die kleinen hellen nur tiefblaugrau auf und sind durchsetzt mit winzigen Zoisit(?)nestern.

Bei dem Gestein von Michelbach enthält der angrenzende Biotitgneisglimmerschiefer reichlich dicke Büschel von Fibrolith; da die Nadelchen der Grundmasse hier gerade oder nahezu gerade auslöschten, entsprechen sie vielleicht randlich einbezogenem und mylonitisierendem Sillimanit.

Die Struktur der Grundmasse ist in der Regel eine richtungslos feinkörnige bis dichte. Oft ist eine schlierige oder fluidale Struktur durch die Verteilung der Bestandteile oder — bei dichter Grundmasse — durch verschiedene Färbung im Schliß sichtbar. Ein Schliß vom Fluchthorn zeigt feine parallele Strömungsfäden.

Einzelne besser kristallisierte südafrikanische Pseudotachylyte besitzen nach Hall, Molengraaff und Nel intersertale Struktur. Das vergleichsweise größte Korn traf ich in dem früher erwähnten diabasähnlichen Schliß vom Paulcke (Ader in Fluchthornamphiboliten); er besteht hauptsächlich aus einem strahligen Gefüge von schmalen, verzwilligten Plagioklasleisten, sehr ähnlich manchen feldspatreichen Diabasen.

In anderen Adern sinkt die Korngröße so tief, daß eine mineralogische Bestimmung der Bestandteile nicht mehr gelingt. Eine feine Erzdurchstäubung durchzieht auch diese Arten. Bei  $\times N$  erfolgt nur eine sehr schwache, undeutliche Aufhellung einzelner Teile.

In Südafrika entspricht ihnen der Typus 1 der Pseudotachylyte bei Sband: nach seinen Angaben erkennt man Erzstaub auf einem strukturlosen Hintergrund, der nicht ganz isotrop ist, sondern mit dunkelgrauen Tönen in verschwommenen Flecken aufhellt.

Inwieweit die ganz oder nahezu isotrop sich verhaltenden Grundmassen amorphes Glas oder feinstes Kristallaggregat sind, wäre durch Untersuchung mit Röntgenstrahlen festzustellen. An der Verdunkelung des Schlißbildes ist oft der feine Erzstaub stark beteiligt. Freudenberg gibt von dem „Porphy“ des Fluchthorns primären Glasgehalt an: dunkles, eisenreiches Glas mit zahllosen Globulithen (Vogelsang); Nel berichtet auch von Globulithen in einem Pseudotachylyt in Quarzit.

Häufig ist ein Salband von abweichender Struktur ausgebildet. Übereinstimmend in Afrika und den Alpen sind solche Salbänder hauptsächlich dort ausgebildet, wo die Pseudotachylytaderscharf am Nebengestein abschneidet, wogegen sie an Stellen mit starker Auflockerung und Zertrümmerung des Nebengesteinsrandes und Vermischung beider Gesteine fehlen.

Die Salbänder heben sich durch feineres Korn vom Inneren der Ader ab oder besitzen dichte Struktur. Dabei zeigen solche Salbänder an alpinen Adern mitunter bei glasartiger Dichte einheitliche Aufhellung und Verdunkelung des ganzen Randes bei  $\times N$ , u. zw. parallel zum Rand. In zwei Schlißen (deren einer auf Taf. XXIV des Jahrbuches 1914 abgebildet ist) kommt bei dieser einheitlichen Aufhellung eine Streifung in zwei steil aufeinanderstehenden Richtungen zum Vorschein, die sonst

nicht sichtbar ist und wohl die Abbildung von Druckspannungen bei der Erstarrung der Schmelze ist.

In anderen Fällen hellt die Randzone nicht oder nur teilweise auf, z. B. Michelbach (braune Randzone ohne Aufhellung, nur vereinzelte Nadelchen blitzen auf). In einem Schlift aus dem Vredfortgebiet (Koe-doesslaagte, Pseudotachylyt in Hornfels) erscheint zu äußerst ein besonders stark lichtbrechendes feines Leistchen, dann eine schmale, dichte Randzone, die dann rasch in den normalen, hier stark schlierigen Pseudotachylyt übergeht (Fig. 1). Die Amphibolnadelchen zeigen hier stellenweise die Neigung in zwei subnormal zueinander gestellte Richtungen sich zu ordnen.

Alle diese Erscheinungen weisen auf eine weitgehende Regelung des Gefüges in dem z. T. submikroskopisch feinkörnigen Gestein hin, die durch petrotektonische Analyse noch weiter aufzuklären wäre.

Die südafrikanischen Geologen berichten von sphärolithischer Anordnung der Feldspatleisten in der Grundmasse einzelner Pseudotachylyte.

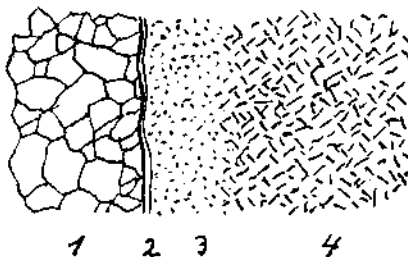


Fig. 1. Rand einer Pseudotachylytader in Hornfels, Koedoesslaagte.

1 = Hornfels; 2 = stark lichtbrechende Randlinie; 3 = dichter, nur fleckenweise noch etwas anhellender Saum; 4 = Grundmasse mit feinen Nadelchen, die größtenteils in zwei Richtungen geordnet sind. Schematische Zeichnung.

In dem alpinen Material fand ich in einem Adergestein vom Hexenkopf (Ader im Gneis) eine radialstrahlige Anordnung der Plagioklase mit dem bekannten Auslöschungskreuz, die sehr gut mit den von Hall und Molengraaff auf Taf. XXIV, Fig. 1, ihres Werkes abgebildeten Sphärolithen übereinstimmt. Das Gestein ist etwas weniger feinkörnig als die meisten anderen und besteht größtenteils aus Plagioklas neben viel Erz. Auch die Grundmasse des „Diabas“ vom Fluchthorn neigt stellenweise zu radialer Anordnung der Plagioklasleisten.

Die Plagioklasleisten solcher etwas besser auskristallisierter Grundmassen zeigen keine Kataklyse, ebenso die kleinen Amphibolnadelchen, soweit ihre Kleinheit eine solche Feststellung erlaubt und abseits von randlichen Mischungszonen.

Hinsichtlich der in der Grundmasse eingebetteten Einschlüsse stimmen die südafrikanischen und alpinen Pseudotachylyte sehr gut überein.

In beiden Gebieten erscheinen als Einschlüsse Quarz, Feldspat und Körnergruppen beider. Quarz herrscht als Einschluß in der Regel weitaus

vor. Dagegen fehlen die dunklen Bestandteile der Nebengesteine (Amphibol, Biotit) gewöhnlich ganz, auch bei Adern im Amphibolit oder biotitreichen Gneisen. Nur dicht an aufgebröckelten Gesteinsrändern oder in gröberen mylonitischen dünnsten Adern finden sich solche. Nach Hall und Molengraaff deuten mitunter Nester kleinster Hornblendes auf Auflösung von Hornblendeinschlüssen.

Es wurde schon oben an dem Beispiel des Gesteins von Rensburg-drift gezeigt, wie die Hornblende rasch in kleinste Teilchen sich auflöst, während der Plagioklas (und Quarz) als Einschlüsse erhalten bleiben. Ähnliches wird auch für den gut spaltbaren Biotit gelten. Shand verweist darauf, daß er auch bei der Erreichung hoher Temperatur als erster unter den vorliegenden Gesteinsgemengteilen schmilzt. Auf die Zerstörung der dunklen Gemengteile wird auch der hohe Erzgehalt vieler solcher Pseudotachylyte zurückgeführt. Der raschere und bis ins kleinste gehende Zerfall von Amphibol und Biotit bei der Mylonitisierung des Gesteins erleichtert die Schmelzung beim Eintritt hoher Temperatur.

Die Quarzeinschlüsse sind in beiden Gebieten meistens kataklastisch, zeigen wellige Auslöschung und mehr oder weniger starke Zerklüftung oder sind in Körnergruppen aufgelöst. Sie sind teils unregelmäßig eckig, teils gerundet und besitzen oft seichte, rundliche Einbuchtungen, ähnlich den Einsprenglingen porphyrischer Gesteine. Ganz ausnahmsweise besitzen in dem Adergestein mit den Plagioklassphärolithen einzelne Feldspateinschlüsse teilweise Umgrenzung durch Kristallflächen.

Bei einzelnen alpinen Vorkommen wurde eine Umkrustung von Quarzeinsprenglingen durch Amphibolkriställchen beobachtet, z. B. in Freudenbergs Gerölle vom Fluchthorn. Auch Shand gibt ähnliches bei seinem Typus 2 an.

Shand sowohl wie Hall und Molengraaff beschreiben die randliche Auflösung von Quarz- und Feldspateinschlüssen durch Aufschmelzung und gehen Bilder davon. Ähnliche Erscheinungen zeigen Einschlüsse in dem Adergestein des Michelbachtals (Fig. 2). Die großen Einschlüsse von Quarz oder auch von Feldspat sind sehr stark zerklüftet oder völlig in Trümmer zerfallen. Dabei ist der Raud der Körner unscharf und verschwimmt mit der Grundmasse. Als Beginn dieser Veränderung zeigen die Quarze einen randlichen Saum, der unter  $\times N$  nicht aufhellt; andere Körner bleiben ganz dunkel und treten bei  $\times N$  aus der gleich dunklen Grundmasse nur dadurch heraus, weil auf ihrem Feld die kleinen Epidot(?)körnchen der Grundmasse fehlen. An andern Stellen sieht man Gruppen von verschwommenen Körnern in epidotfreien Flecken der Grundmasse liegen.

In den Quarzeinschlüssen dieses Gesteins beobachtet man nicht selten parallel dem Rand eine feine, linear geordnete Erzausscheidung. Bei Ausbildung eines dunklen Randsaums liegt die Erzausscheidung nahe dem inneren Rand des Saums. Auch an den Zertrümmerungsklüften sammelt sich oft Erz an. Dort, wo die Einschlüsse in längliche Körnerhaufen zerdrückt sind, umfließt sie die Grundmasse in schlierigen Strähnen. In diesen liegen die Amphibol(?)nadelchen nicht parallel geschichtet, sondern kreuz und quer.

Hall und Molengraaff stellten fest, daß die Einschlüsse nicht immer ihrer Mineralart nach den Hauptbestandteilen des Nebengesteins entsprechen — auch abgesehen von der Zerstörung der feineren Gemengteile — und konnten in einzelnen Fällen auch den entfernter gelegenen Herkunftsort aufzeigen. Auch bei den alpinen Vorkommen müssen die reichlichen Quarzeinschlüsse der Adern in manchen Amphiboliten aus benachbarten Gneisen hergeleitet werden, hier wie dort als Zeichen beträchtlicher Fortbewegung der pseudotachylytischen Masse.

Überblickt man die gesamten Eigenschaften, welche die Adergesteine unter dem Mikroskop zeigen, so ergibt sich einerseits eine Reihe von Eigenschaften, welche sie mit erstarrten Schmelzflüssen gemeinsam haben, andererseits solche von zermalmten Gesteinen.

Zu den ersteren gehören vor allem Gefügeformen: glasige Struktur (Freudenberg, zum Teil die dichten, nicht aufhellenden Grundmassen),

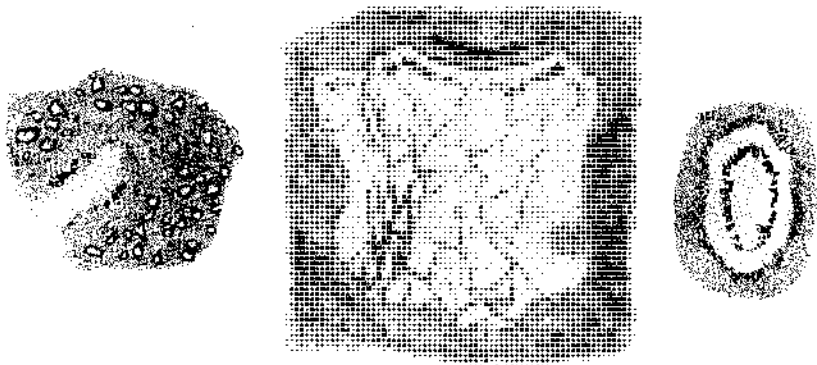


Fig. 2. Quarzeinschlüsse in der Pseudotachylytader von Michelbach.

Links: Einschluß mit Erzzone und nicht aufhellender Randzone, Grundmasse mit ? Epidot-Körnern. Mitte: Quarzeinschluß mit flacher Einmündung, starker Zerklüftung, Erz an den Klüften und in einer Randzone. Rechts: Einschluß mit Erzzone und Umrundung.

intersertale Struktur (Hall und Molengraaff, Nel), die Salbänder, die Aufschmelzung von Einschlüssen, Umrundung derselben und zonare Erzausscheidung in ihnen. Hinsichtlich des Mineralbestandes stimmt die häufige Zusammensetzung aus Plagioklas und Amphibol als Hauptgemengteilen mit jener bekannter Eruptivgesteine überein.

Mit Zermahlungsgesteinen haben die Adern die deutlich klastische Struktur der Grundmasse mancher dieser Adern, besonders gewisser schmaler faseriger Adern, gemeinsam, die allgemeine, starke Kataklase der Einschlüsse bis zu linsenförmiger Zerdrückung in Körnerfasern, die randliche Zerbröckelung des Nachbargesteins und von großen Einschlüssen und Auflösung in der Grundmasse (Zerfall der großen Hornblenden u. dgl.).

Die Fließstrukturen vieler Schliffproben und ihr schlieriger Bau können sowohl bei erstarrten Schmelzen als bei Myloniten zustande



kommen; desgleichen ist die Fremdheit mancher Einschlüsse gegenüber dem Mineralbestand des Nebengesteins oder das Fehlen von Nebengesteinsbestandteilen unter den Einschlüssen mit beiden Entstehungsweisen vereinbar. Auch die Zerstörung der femischen Bestandteile aus dem Nebengestein kann sowohl durch leichtere mechanische Zerstörbarkeit als durch die Verschiedenheit des Schmelzpunktes erklärt werden.

Die Brücke, welche beide Gruppen von Eigenschaften vereint, ist die Annahme einer verschieden weit vorgeschrittenen Schmelzung von Myloniten und Auskristallisierung.

Ihre Bildung erfolgte sowohl in Europa wie in Afrika im Zusammenhang mit großen tektonischen Bewegungen und dementsprechend kommt in der Feinstruktur auch der Charakter als Schmelztektonit (Sander) zum Ausdruck.

### Chemische Zusammensetzung.

In der Beschreibung der Gangmylonite im Jahrbuch 1914 habe ich zwei chemische Analysen derselben mitgeteilt, die eine von einem Adergestein in Gneis, die andere von einem solchen aus Amphibolit, aus denen eine weitgehende Abhängigkeit des chemischen Bestandes der Adern von jenem des umschließenden Gesteins ersichtlich ist.

Zu dem gleichen Ergebnis führen die fünf Analysen an Pseudotachylyten aus fünf verschiedenen Gesteinen, welche die südafrikanischen Geologen veröffentlicht haben. Sie sind in der beistehenden Tabelle wiedergegeben.

Bis auf Zehntelprocente stimmt die Analyse des Pseudotachylyts aus Granit mit jener des angrenzenden Granits [siehe Shand (5), Analyse des Granits] überein. Bei den anderen vier bestehen zwar stärkere Abweichungen gegenüber den Analysen der Muttergesteine, doch treten die kennzeichnenden Züge im Chemismus des durchbrochenen Gesteins deutlich hervor, z. B. der Natronreichtum des Canadites, der hohe Eisengehalt der eisenreichen Quarzite u. dgl. Infolge der geringen Breitenausdehnung der durchdrungenen Gesteine ist bei den Adern im Canadit, Gabbro, Hornfels u. a. in das Adergestein Material aus benachbarten Gesteinszügen beigemischt.

Zu beachten ist bei einem Vergleich mit Eruptivgesteinen, daß ein nicht unbeträchtlicher Teil des  $\text{SiO}_2$ -Gehaltes auf die Quarzeinschlüsse entfällt. Im Mylonit gehören sie als von gleicher Herkunft mit der Grundmasse zusammen im chemischen Bilde.

Jedenfalls zeigen die vorhandenen Analysen alle eine voneinander weit abweichende chemische Zusammensetzung, so daß man bei ihrer Deutung als magmatische Ganggesteine fast für jeden der analysierten Gänge eine andere Gesteinsart aus der Analyse fordern müßte, ohne sie aber im Dünnschliff nachweisen zu können.

Als eine neue Analyse kann hier noch eine solche des Adergesteins im Michelbach (Osttirol) mitgeteilt werden, welche ich ebenso wie die Berechnung der Niggli'schen Werte und die Bestimmung der Dichte Herrn Prof. Dr. E. Dittler verdanke.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	62·00	55·90	52·70	44·90	66·95	56·32	47·53
TiO <sub>2</sub>	0·60	0·30	0·45	0·55	1·75	n. best.	n. best.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11·85	14·60	7·60	14·55	15·06	22·98	16·37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2·50	9·90	0·50	2·90	1·58	3·14	3·63
FeO	11·30	5·45	8·35	24·50	2·18	5·80	10·88
MnO	—	0·10	0·15	0·05	0·03	n. best.	n. best.
CaO	1·70	1·60	13·95	0·35	3·25	0·45	8·53
MgO	3·30	1·50	13·40	4·00	1·38	2·19	6·80
Na <sub>2</sub> O	1·40	7·45	1·15	0·25	4·32	0·98	3·10
K <sub>2</sub> O	1·45	2·60	0·35	1·20	2·85	4·44	1·17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0·20	0·15	0·10	0·07	n. best.	n. best.
H <sub>2</sub> O (110°)	1·20	0·20	0·25	1·3	0·12	3·87	1·16
Glühverlust	2·90	0·30	1·10	5·2	0·51	CO <sub>2</sub> 0·22	CO <sub>2</sub> 1·60
Summe	100·20	100·10	100·10	99·85	100·05	100·39	100·77
Spezifisches Gewicht	2·875	2·86	3·02	2·96	S 0·12 BaO 0·05		

- 1 Pseudotachylit in Hornfels, Koedoeslaagte  
 2 " " Nephelinsyenit,  
 3 " " Gabbro, Annas Rust "  
 4 " " Quarzit, Goede Hoop  
 5 " " Granit, Parys

} Vredfortgebiet,  
Südafrika.

1—4 Analysiert von H. G. Weall, Johannesburg; veröffentlicht von Hall und Molengraaff (6).

5 analysiert von H. F. Harwood; veröffentlicht von Shand (5).

6 Gangmylonit aus Paragneis, Fließerscharte.

7 " " Amphibolit, Arrezkopf, beide Unterengadin, Tiroler Grenze.

6—7 analysiert von O. Hackl, Wien; veröffentlicht von Hammer (1).

### Adergestein aus dem Michelbachtal.

Gesammelt von Schädler, analysiert von E. Dittler.

	Gewichtsprocente	Niggliwerte
SiO <sub>2</sub>	53·26	si..... 168·7
TiO <sub>2</sub>	0·67	al..... 36·43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19·55	fm..... 40·57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1·02	c..... 6·73
FeO	8·03	alk..... 16·27
MgO	3·57	k..... 0·20
CaO	1·98	mg..... 0·53
MnO	—	ti..... 1·60
K <sub>2</sub> O	1·59	c/fm..... 0·17
Na <sub>2</sub> O	4·26	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Spur	Dichte... 2·709
Fe	1·90	
S	1·09	
H <sub>2</sub> O	3·43	
CO <sub>2</sub>	1·12	
	101·47	
—0 für S	0·82	
	100·65	

Magnetkies

Die chemische Zusammensetzung des Michelbacher Gesteins kann sehr wohl der des umgebenden Biotitschiefergneises entsprechen, eine Analyse desselben liegt zwar nicht vor, doch liegen die Werte obiger Analyse im Variationsbereich derartiger Paragneise, z. B. gibt Streckeisen (13) in seiner Zusammenstellung von Analysen von Paragneisen aus der Silvretta- und Ötztaler Gruppe drei ähnlich zusammengesetzte Paragneise (Biotitschiefergneis, Biotitschiefer, Feldspatknötengneis) an. Die Dioritporphyrite des Iseltals, von denen mehrere in der Umgebung aufbrechen, besitzen nach den Analysen des Paläoandesits von Lienz (John 15) und der Dioritporphyrite und Kersantite der Rieserferner (14) durchwegs beträchtlich höheren Gehalt an CaO, die Kersantite haben außerdem stets Kalivormacht, in der Regel auch höheren MgO-Gehalt und einen charakteristischen Gehalt an  $P_2O_5$ .

Entsprechend der Verschiedenheit des chemischen Bestandes schwankt auch das spezifische Gewicht der Pseudotachylyte beträchtlich, nach obigen Angaben zwischen 2.709 und 3.02. Von jenen des Unterengadiner Gebietes teilte mir Prof. Dr. Fr. Becke (1915) nach seinen Messungen an dem Material Paulekes folgende Werte mit: 2.83 (lichtes Gestein), 3.00, 3.02, 3.03 (dunkle Abarten).

Eine Verschiedenheit besteht zwischen den Pseudotachylyten Südafrikas und jenen der Ostalpen in der geologischen Verteilung der Adern. Im Vreddefortgebiet sind die Adern ohne bestimmte Anordnung über den ganzen Bereich des Granits und seines Sedimentgürtels verstreut, nur sind sie in den randlichen Teilen des Granits häufiger als im Innern des Massivs. Eine Bindung an einzelne tektonische Linien fehlt, das ganze Gebiet ist von einem Kluftnetz durchsetzt, an dem es an vielen Hunderten von Stellen zur Entwicklung von Pseudotachylyt kam.

Dagegen sind die Pseudotachylyte in den Ostalpen ausschließlich und innerhalb enger Grenzen an tektonische Bewegungshorizonte, an Schubflächen gebunden. In der Überschiebungszone in der Phyllitzone von Landeck gehen sie auch in faserige Mylonite von zunehmend größerem Korn über und verlieren sich in den kataklastisch verfaserten Gneis und Glimmerschiefer.

Diese Verhältnisse stehen in besserer Übereinstimmung mit dem Auftreten gleichartiger Mylonitbildungen in Schottland und auf den Hebriden, wo sie von den englischen Geologen als *Flinty crush rocks* beschrieben wurden.

Nachdem sie ursprünglich auch in diesem Gebiete als basaltische Gänge angesehen worden waren, haben zuerst Clough, Maufe und Bailey 1909 (10) sie als Mylonite (im Glen Coe-Gebiet) gedeutet, die auch nach Art einer viskosen Masse in die umgebenden Schichten eingepreßt wurden. Jehu und Craig haben 1923 und 1925 (11, 12) eingehend solche Gesteine von den Hebriden beschrieben und dabei die stellenweise beobachtete kristalline Struktur derselben (Sphärolithe, Feldspatmikrolithe u. a.) und glasartige Beschaffenheit auf Schmelzung infolge Temperatursteigerung durch Reibungswärme zurückgeführt. Die *Flinty crush rocks* der Hebriden sind in ihrem Auftreten an eine Hauptüberschiebung gebunden und erreichen hier größere Ausdehnung und Mächtigkeit.

keit als im alpinen Gebiet. Sie sind an der Unterseite einer flach aufgeschobenen Gneisschubmasse entwickelt, ganz ähnlich wie an der Basis der Silvretagneise. Es sind sowohl im Felde als im Dünnschliff alle Übergänge vom zertrümmerten Gneis bis zum dichten Pseudotachylyt mit beginnender Neukristallisation zu verfolgen. Letztere ist aber auf den Hebriden im ganzen nicht so häufig und noch nicht so weit vorgeschritten wie in Südafrika, was auch Shand auf Grund seiner Einsichtnahme in die Schriffe feststellt.

Nach Jehu und Craig zeigen die *Flinty crush rocks* der Hebriden großenteils noch deutlich klastische Mylonitstruktur; meistens ist es zur Ausbildung einer dichten bräunlichen Grundmasse gekommen, die glasig und isotrop ist oder submikroskopisch feinkörnig und oft eine feinhändige Fließstruktur besitzt, in der zerdrückte Quarze, seltener Feldspate, flachlinsig eingeschichtet sind. Mitunter schwimmen in der isotropen Grundmasse runde Sphärolithe, denen vielleicht ein Quarz als Ansatzkern dient. Derartige Sphärolithe sind in den andern Pseudotachylyten nicht bekannt geworden, es sei denn, daß man die Umrindung von Quarzeinschlüssen (siehe oben) als Anfangsstadium solcher betrachten will. Als kristalline Neubildungen treten dann auch Plagioklasmikrolithen auf, die radiale Anordnung annehmen können. Der auf Tafel III, Fig. 6, im 1. Teil der Abhandlung von Jehu und Craig abgebildete, derart struierte *Flinty crush rock* gleicht sehr dem „Diabas(?)“ vom Fluchthorn (Schliffmaterial Becke-Paulcke).

Übereinstimmend mit den Pseudotachylyten der anderen Gebiete wird auch von den schottischen angegeben, daß die femischen Gemengteile bei der Mylonitisierung zuerst zugrunde gehen; alle Abstufungen der Zermahlung der Hornblende aus dem Nebengestein sind in dem Mylonit zu sehen, besonders in den randlichen Teilen der Adern. Als Einschlüsse erscheinen daher hauptsächlich Quarz (auch mit buchtigen Umrissen), seltener Feldspat. An den Rändern der Adern sind alle Gemengteile des Nebengesteins reichlich zu sehen. Von dem Auftreten von Amphibol in feinen Nadeln als gleichmäßiger Gemengteil der Grundmasse wie bei den alpinen und afrikanischen Adern wird bei den schottischen Gesteinen nichts erwähnt, was wohl mit dem geringeren Grade von Neukristallisation zusammenhängen mag. Die großen Mengen von Magnetit werden von der Zerstörung der Hornblende hergeleitet. Auch über verschwommene Umrisse der Einschlüsse infolge Anschmelzung wird berichtet. Chemische Analysen liegen keine vor.

Form und Ausbreitung der Adern im Felde stimmt mit der anderer Verbreitungsgebiete überein.

Auf Süd-Uist liegt unter der Schuhfläche mit den Pseudotachylyten derselbe Gneis in normaler Beschaffenheit und verhältnismäßig wenig gestört. Im Hangenden wird die Schubmasse mit den Pseudotachylyten von einer zweiten, höheren Schubbahn begrenzt, deren Mylonite aber einen beträchtlich verschiedenen Charakter besitzen: sie sind ausgezeichnet schieferig, mit feiner Lagen- und Körnerfaserstruktur mit kleinen „Augen“ und reichlicher Neubildung von Serizit und von Chlorit und Biotit. Auch die darüberliegenden Hornblendegneise sind in analoger Weise tektonisiert.

Diese Verschiedenheiten der Mylonitzonen weisen ebenso wie die Beschränkung auf bestimmte Schubflächen bei den Pseudotachylyten in Westtirol darauf hin, daß die Entwicklung von Pseudotachylyt-Myloniten von bestimmten Arten der Schubbewegung abhängig ist und nicht nur von der Größe der wirkenden Kräfte. Im Unterengadiner Fenster zeigt der Silvrettarand die Gangmylonite, dem gegenüberliegenden Ötztalerand fehlen sie; an letzterem sind grobe Zertrümmerungen oder diaphoritische Phyllonite gebildet worden.

Jehu und Craig glauben, daß die Bewegung, welche die Flinty crush rocks erzeugte, eine relativ plötzliche war im Verhältnis zu jener an der oberen Schubfläche, ähnlich wie Shand die Pseudotachylyte auf plötzliche, stoßweise Zertrümmerung des Granits, vielleicht verbunden mit Gasexplosionen, zurückführt. Die Schubfläche, an der sie im Unterengadin auftreten, ist dadurch charakterisiert, daß eine Schubbewegung erster Ordnung sich, nur auf engstem Raume konzentriert, mylonitisierend auswirkt; das Liegende zeigt keine Mylonite, das Hangende nur die engbegrenzten Gangmylonite. Die Schichten werden dabei von der Schubfläche schräg zum Streichen geschnitten.

Auch auf Süd-Uist schneidet die untere Schubfläche, an der die Flinty crush rocks auftreten, die Schieferung der Gneise schräg, in der oberen Schubmasse scheinen die Gneise parallel zur Schubfläche phyllonitisiert zu sein.

Die Mylonitzonen im Stanzer Tal (Landecker Phyllitzone) sind konkordant zu den beiderseitigen Schiefen und nicht so scharf begrenzt und einheitlich ausgedehnt wie an der Basis der Silvrettagneise im Engadiner Fenster, die Mylonitisierung ist dementsprechend in breiterer Zone entwickelt, die Pseudotachylytbildung unvollkommener und Übergänge zu gewöhnlichen Myloniten und Phylloniten stark entfaltet.

Vielleicht wird es bei genauerer Erforschung der Beziehungen zwischen der Art der Schubbewegung und der Mylonitbildung noch einmal möglich sein, aus dem Vorhandensein von Pseudotachylyt an einer Schubfläche auf den tektonischen Charakter der Schubbewegung Schlüsse zu ziehen.

#### Literaturhinweise.

1. Hammer W. Das Gebiet der Bündner Schiefer im tirolischen Oberinntal. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 1914, S. 555- 562.
2. Hammer W. Die Phyllitzone von Landeck (Tirol). Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 1918, S. 254—258.
3. Freudenberg W. Pflanzenführendes Carbon, triadischer (?) Quarzporphyr am Fluchthorn und eine obere Glimmerschieferdecke bei Gaschurn im Montavon. Jahresbericht und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines, N. F., XII. Bd., 1923.
4. Schadler J. Geologische Beobachtungen am Ostrand des Defereggengebirges (Michelbach). Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, 1930, S. 64—71.
5. Shand S. J. The Pseudotachylyt of Parys (Orange Freestate) and its relation to „trapshotten Gneis“ and „Flinty crush rock“. Quaterly Journ. of th. Geol. Soc. London, 72. Bd., Nr. 287, 1917, S. 198 u. f.
6. Hall A. L. a. Molengraaff G. A., The Vredefort Mountain Land in the southern Transvaal and the northern Orange Freestate. Verhandel. d. Koninkl. Akademie v. Wetenschappen te Amsterdam, 24. Bd., Nr. 3, Amsterdam 1925, S. 93—113.

7. Nel L. T. The Geology of the country around Vredefort. Explanation of the geol. map. Geol. Survey, Pretoria 1927, S. 92—99.
  8. Bowen N. L. a. Auroousseau M. Fusion of sedimentary rocks in drill holes. Bull. geol. Soc. of Amerika, 34. Bd., 1923, S. 431—448.
  9. Stutzer O. Über zwei Gesteine aus rumänischen Ölbohrungen. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 1929, S. 533 f., und 1930, S. 381.
  10. Clough C. T., Maufe H. B. a. Bailey E. B. The Cauldron subsidence of Glen Coe and the associated igneous phenomena. Quaterly Journ. of the Geol. Soc. London, 65. Bd., 1909, S. 611—675.
  11. Jehu T. J. a. Craig R. M. Geology of the Outer Hebrides. I. Teil (The Barra Isles) Transactions of the R. Soc. of Edinburgh, 53. Bd., II. Teil, 1923, S. 430—436.
  12. Jehu T. J. a. Craig R. M. Geology of the Outer Hebrides. II. Teil (South Uist a. Eriskay). Ebendort, 53. Bd., III. Teil, 1925, S. 627—635.
  13. Streckeisen A. Geologie und Petrographie der Fläelagruppe. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, VIII. Bd., S. 134.
  14. Becke Fr. Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen aus der Zentral-kette der Ostalpen. Denkschriften der kais. Akademie der Wissenschaften in Wien, 75. Bd., S. 153.
  15. Stache G. und John C. Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntnis der älteren Eruptiv- und Massengesteine der Mittel- und Ostalpen. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 1879, S. 400.
- In Nr. 5, 6 und 11 ist auch ältere Literatur über Trap shoten gneis und Flinty crush rocks angeführt und besprochen.
-

