

Geognostische Jahreshefte.

Fünfunddreißigster Jahrgang

1922.

Herausgegeben

im Auftrage des Bayerischen Staatsministeriums für Handel, Industrie
und Gewerbe

vom

Oberbergamt, Geologische Landesuntersuchung
in München.



Bibliothek
Geol. Landesunters.
Bayer. Oberbergamt.

München.

Verlag von Piloty & Loehle.

1923.

gg 13.

Übersicht des Inhaltes.

	Seite
Dr. Karl A. Reiser: Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. (II. Teil)	1—82
B. Förster und K. Oebbeke: Tiefbohrungen am Tegernsee (Mit 3 Tafeln.)	83—160
Dr. Mattheus Schuster: Neue Beiträge zur Kenntnis der permischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz und deren Nachbargebieten. V. Vergleichende mikroskopische Untersuchungen an eruptiven Gesteinen aus der oberen Nahemulde (Rheinland). (II. Teil) . . .	161—165
Dr. Otto M. Reis: Geologische Beobachtungen zwischen Lebach und St. Wendel.	165—166
Ludwig Erb: Zur Stratigraphie und Tektonik der Allgäuer Molasse (Mit 1 Profilzeichnung.)	167—192
H. Laubmann: Die Phosphatmineralien und Edelerden des Amberg-Auerbacher Erzkörpers. Ein Beitrag zur Kenntnis bayerischer Mineralagerstätten (Mit 3 Abbildungen.)	193—204
K. Boden: Der Flysch im Gebiete des Schliersees (Mit 1 geologischen Karte und 1 Tafelbeilage.)	205—228
Dr. Walther Klüpfel: Zur geologischen und paläogeographischen Geschichte von Oberpfalz und Regensburg, zugleich die Grundlagen der Eisen- und Braunkohlen-Industrie daselbst (Inhaltsangabe) (Mit 1 Karte.)	229—230

Kleinere vermischte Mitteilungen.

Tätigkeitsbericht der Geologischen Landesuntersuchung für das Jahr 1922	231—235
Übersicht über die in den Jahren 1921 und 1922 erschienene geologische Literatur Bayerns und der nächst angrenzenden Landesteile	236—239
Dr. O. M. Reis: Prof. Dr. Ludwig v. Ammon, Oberbergdirektor †	240—246
Dr. Jos. Knauer: Zu Albrecht Pencks Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen	247—248

Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu.

Von

Dr. Karl A. Reiser.

II. Teil.

IV. Tertiärformation.

I. Flysch.

a) Ausbreitung der Flyschzone.

Bekanntlich vereinigen sich die von Südwesten aus dem Gebiete des Bregenzer Waldes gegen das Obere Allgäu vordringenden beiden das dortige helvetische Kreidegebiet umspannenden Flyschzonen im Bereich des Illertales zu einem einzigen Zuge. Nach einer starken Biegung gegen Norden schlägt die nun einheitliche Flyschzone mit dem Eintritt in unser Kartengebiet statt der bisherigen vorwiegend nordwestlichen immer mehr in eine reine westöstliche Richtung um. Dabei erfährt sie in ihrem Weiterverlaufe schon in unserem Kartenbereich zusehends eine nicht unbeträchtliche Verschmälerung. Während sie an deren Westgrenze im Bereich des Retterschwanger- und Ostrachtales noch eine Breite von 10—12 km aufweist, beträgt diese an der oberen Wertach nur mehr ungefähr 2,5 km und sinkt am Ausgange des Vilstales zwischen Pfronten-Halden und Pfronten-Weißbach auf wenig mehr als 1,5 km herab. Statt auf mehrere Bergketten, wie im Westen, beschränkt sich ihre Breitenausdehnung nur mehr auf eine einzige Bergkette, aber diese Flyschkette weist zunächst immer noch, wie im Westen, beträchtliche vertikale Erhebungen auf. Der langgestreckte Flyschhöhenzug Tiefenbacher Eck—Wertacherhörnl—Gernköpfe am Grenzgebiet kulminiert noch mit 1695 m. Der Pfeifer- oder Reuterberg bei Jungholz hat 1455 m und der sich anschließende langgezogene massige und aussichtsreiche Edelsberg, der mit 1625 m Höhe die vorgelagerte kretazische Alpspitze (1576 m) noch um 50 m überragt, steht den Flyschbergen des Illertalgebietes, wie dem Schnippenkopf mit 1834 m, dem Bolgen mit 1711 m, dem Riedbergerhorn mit 1787 m etc., wenig nach. Der genannte Edelsberg bildet aber in der Richtung nach Osten auch die letzte bedeutendere Erhebung des Allgäuer Flyschgebietes. Von ihm ab ostwärts im Gebiet des Pfrontener Tales und südlich der Freiberg-Eisenberg-Gruppe bis weit über den Lech hinaus tritt der Flysch nur mehr in einzelnen niederen, isolierten Hügeln oder unbedeutenden Höhenrücken, umsäumt von den Diluvialablagerungen des Lech- und Ammergletschers, zu Tage.

Was die morphologische Sonderart unserer Flyschzone betrifft, so begegnen wir auch hier überall den bei Flyschlandschaften gewohnten Erscheinungen und Oberflächenformen: entkanteten, meist sanft abgerundeten, mit Wiesen, Weiden und Wald bedeckten Bergformen, sanft ansteigenden Böschungen, die da, wo harte Sandsteine die Unterlage bilden, mit steileren Hängen und Stufen abwechseln. Die leicht der Verwitterung unterliegenden, wenig wasserdurchlässigen Ton- und Mergelschiefer veranlassen auch bei verhältnismäßig geringen Böschungen häufig Abrutschungen und Gehängeschlüpfe und damit die Entstehung zahlreicher nasser oder sumpfiger Strecken und vermoorter Gehängeabsätze, Erscheinungen, die für das Flyschgebiet besonders charakteristisch sind. Wo die Mergel- und Tonbildungen auf größere Strecken vorherrschen, fehlt es gewöhnlich nicht an tief eingefurchten Tobeln, Bacheinrissen und Gräben, deren Gehänge jedoch meist stark verschüttet und vermurt und andererseits stark von Vegetation besiedelt sind, so daß sie nur zu häufig verhältnismäßig bloß geringe und mangelhafte Aufschlüsse darbieten und nur lückenhafte Einblicke in den inneren Schichtenaufbau gewähren.

b) Zusammensetzung und Gesteinsbeschaffenheit des Flysches.

Sie besitzt in unserem Aufnahmegebiet wie auch sonst allgemein eine überaus große Mannigfaltigkeit. Es wechseln nicht nur in der vertikalen Schichtenfolge die Gesteine sehr häufig, sondern die Gesteinsausbildung zeigt auch in horizontaler Richtung oft eine auffallende Unbeständigkeit und dementsprechend ist der Gesteinswechsel selbst oft örtlich ein sehr verschiedener.

Von den wichtigeren Gesteinen, die sich an der Zusammensetzung des mächtigen Flyschkomplexes beteiligen, seien genannt:

Graue Schiefertone, glatt ebenflächige graue, hell ausbleichende Schiefer von weicher Beschaffenheit und oft in dünne Blätter spaltbar, leicht verwitterbar und in mürben Schutt zerfallend; stellenweise fucoidenführend; Schliffpräparate erwiesen sich stets frei von Foraminiferen.

Rote und rotbraune Letten- und Mergelschiefer, weich, oft feinsplätterig zerfallend; lokal auftretend: Sattel der Stubentalpe bei Jüngholz; dann mehrmals in dem Profil am oberen Reichenbach zwischen Edelsberg und Reuterberg, hier teilweise mit Einschlüssen von Brocken altkristalliner Gesteine.

Graue Mergelschiefer, etwas fester als die Schiefertone; den Seewenmergeln zuweilen ähnlich werdend, aber ohne die diese meist charakterisierenden Foraminiferen. Mit allen möglichen Übergängen zu dünngeschichteten oder dünnbankigen Mergelkalken.

Schwarze Schiefer, meist feinsandig und oft mehr oder weniger kieselig und dann hart und spröde; Schichtfläche nicht selten mit winzigen Glimmerschüppchen bedeckt.

Mergelkalke und Kalke, dünnbankig, licht- bis dunkelgrau, gewöhnlich nur einzelne Lagen bildend und in unserem Gebiete nie so mächtig entwickelt wie in dem Flysch des oberen Allgäu.

Kieselkalk, wohlgeschichtete Bänke bis zur Fußdicke bildend, von grauer bis blaugrauer Farbe, feinem bis feinstem Korn oder makroskopisch nahezu dicht, mit feinsplätterigem muscheligen Bruch und großer Härte und Festigkeit. Nach Ausweis der Dünnschliffe ist die Kalk- und Quarzsubstanz in der Weise verteilt, daß die Kieselsubstanz — anscheinend eine einheitliche Masse, die sich aber bei + Nicols in ein feinstes kristallin-körniges und pigmentiertes Aggregat auflöst —

mehr oder weniger ein parallel zur Schichtfläche gestrecktes Maschwerk bildet, zwischen dem sich die unscharf und unregelmäßig begrenzte helle Kalzitsubstanz und einzelne größere Kristallkörner von Quarz ausbreiten. Diese Struktur tritt besonders klar hervor, wenn durch Ätzen des Schliffes die Kalkbestandteile verschwunden sind. Das Gestein enthält fast immer auch etwas Glaukonit und zwar teils in vereinzelt, von Quarz umschlossenen unregelmäßigen Glaukonitkörnern, teils sonst in Spuren und Randstreifen fein verteilt. Bei der Anwitterung der Oberfläche verschwindet die Kalksubstanz zuerst und das Gestein fühlt sich dann feinsandig an und erhält ein ausgebleichtes oder bestäubtes Aussehen. Es unterliegt wohl kaum einem Zweifel, daß die gegenwärtige Struktur und Beschaffenheit des Gesteins keine ursprüngliche, sondern das Ergebnis verschiedener innerer Umwandlung und Umkristallisation ist.

Quarzsandführender Kalkstein, Sandkalk. Feinkörnig bis nahezu dicht, von dunkelgrauer Farbe, feinsplitterigem Bruch und großer Festigkeit, in fußdicken Bänken abgesetzt. Im Gegensatz zum vorerwähnten Kieselkalk besteht die Grundmasse aus unreinem Kalk, der mit den eingestreuten stark pigmentierten unregelmäßigen Quarzkörnern innig verzahnt ist. „Sack“ am Hirschberg.

Dünne schwarze Kieselbänke und schwarze oder dunkle Kiesel-schiefer. In der amorphen trüben Grundmasse sind kleinste Quarzkörner eingestreut. In Schliffen senkrecht zur Schichtung tritt teilweise durch hellere und dunklere Parallelstreifung der Grundmasse allerfeinste Schichtung zu Tage, die erkennen läßt, daß das Gestein nachträglich keine wesentliche innere Umgestaltung und Umlagerung erfahren hat.

Lauchgrüner feinkörniger Kieselfels, überaus hart, mit stark feinsplitterigem Bruch. Grundmasse feinkörnig kristallin mit eingestreuten größeren Quarzindividuen, die vielfach feine Streifen dunkler Pigmente einschließen. Die grüne Farbe rührt von zahlreichen meist unscharf begrenzten Glaukoniteinschlüssen her. In anstehenden Schichten nicht beobachtet, sondern nur in größeren Blöcken im Flyschschutt des Zillenbaches bei Hindelang.

Glaukonitreicher Kieselfels. Das makroskopisch dicht erscheinende Quarzgestein erweist sich in Schliffen als vollkommen feinkörnig kristallin und umschließt zahllose winzige Glaukonitkörner und vereinzelt Quarzkörner. Zillenbach bei Hindelang.

Flyschsandsteine und Sandschiefer in bekannter Weise mit der verschiedensten Korngröße, oft reich an Glimmerblättchen, namentlich auf den Schichtflächen und zuweilen mit Bestandteilen von Urgesteinen. Das Bindemittel ist bald mergelig, bald kalkig und sehr häufig kieselig oder quarzitisch. Die grobkörnigen quarzitisch zementierten Sandsteine oft sehr dickbankig oder massig. Die feinhörnigen Sandschiefer und dünnen Sandsteinplatten, besonders aber die feinsandigen Kiesel-schiefer zeigen nicht selten auf den Schichtflächen die bekannten wurmähnlichen Wülste und abgerundete Höcker und Unebenheiten. Auch regelmäßige auf Wellenschlag oder vielleicht auch auf Gleitdruck deutende Unebenheiten und Rippelmarken konnten da und dort beobachtet werden, ebenso in den Sandsteinen Kohlenpartikel und verkohlte Pflanzenreste, alles Erscheinungen, die verschiedenfach auch anderwärts vom Flysch bekannt geworden sind.

Von diesen Sandsteinen verdient besonders hervorgehoben zu werden der glaukonitführende

Flyschgrünsandstein, der am Zillenbach und im Vilstal vorkommt, namentlich aber im Flysch des oberen Allgäu am Bolgen etc. in sehr beträchtlicher

Mächtigkeit (bis zu 50 m) auftritt. Der Sandstein ist gleichheitlich feinkörnig, besitzt im frischen Zustande eine lichtgrüne bis graugrüne Farbe, die von den zahlreichen Glaukoniteinschlüssen herrührt. Vielfach sind diese Glaukoniteinschlüsse der Zersetzung anheimgefallen, wobei sie rostfarben werden und das Gestein mehr oder weniger rostig getüpfelt erscheint. Das Bindemittel ist quarzitisches und enthält nur ganz vereinzelt Spuren von Kalk. Das Gestein ist dementsprechend auch sehr widerstandsfähig gegen Verwitterung. Irgend eine deutliche Schichtung läßt der Sandstein weder bei Hindelang noch im Bolgengebiet erkennen, dafür ist er aber überall durch den Gebirgsdruck stark zerklüftet und wird vielfach von Gleitflächen und Sprüngen durchsetzt. Mit dem Gaultgrünsandstein der helvetischen Kreidefazies zeigt er in Beziehung auf Korngröße und sonst äußerlich einige Ähnlichkeit, läßt sich aber doch von ihm unschwer unterscheiden durch seine lichtere Färbung, die damit zusammenhängt, daß das Bindemittel durch Beimengungen weniger verunreinigt ist wie beim Gaultsandstein und daß die Glaukoniteinschlüsse, wie Vergleiche von Schliffpräparaten ersehen lassen, eine geringere Größe besitzen und zudem auch sehr unscharf begrenzt sind. Auch ist der Gaultgrünsandstein fast immer deutlicher geschichtet. Der senone Oberstdorfer Grünsandstein hat ein viel ungleichheitlicheres Korn und reichlicheren Glaukonit und dementsprechend eine intensivere grüne Farbe. Der Burgberger Grünsandstein zeigt ein mehr tonig mergeliges Bindemittel und zudem sind all diese genannten Grünsandsteine wenigstens bei größeren Aufschlüssen nie ganz ohne charakteristische Fossilreste, während in unserem Flyschsandstein auch nicht die geringsten Spuren von organischen Überresten, namentlich auch nicht etwa Spuren von Nummuliten etc. trotz eifrigem Suchens beobachtet werden konnten.

Das Vorkommen des Sandsteins scheint ein wenig beständiges und durchgehendes zu sein. In unserem Kartengebiet findet er sich in großen zentnerschweren Blöcken im Flyschschutt des oberen Zillenbachs bei Hindelang und dann anstehend in größerer Mächtigkeit am Ausgange des Vilstales bei Pfronten-Halde unweit der Suiters Säge, von der Vils angerissen am rechtseitigen Ufer und am Feldwege, der zum Rappenschrofen führt. Sein Glaukonitgehalt tritt hier stellenweise sehr zurück. Während hier wie bei Hindelang die Zugehörigkeit des Grünsandsteins zum Flysch zwar als sehr wahrscheinlich erscheint, aber doch nicht mit vollster Bestimmtheit festgestellt werden kann, läßt das Vorkommen des gleichen Grünsandsteins an verschiedenen Stellen am Bolgen, namentlich im Ränktobel, keinen Zweifel übrig, daß er konkordant dem Flyschprofil eingelagert ist und sicher dem Flysch zugehört. Hier wie überhaupt im Gebiet der Allgäuer „Juraklippen“ hat ihn auch schon MYLIUS¹⁾ beobachtet, läßt es aber dahingestellt sein, ob er dem Gault oder dem Flysch angehöre, indem er bemerkt, daß ihm so mächtige Grünsandbildungen aus dem Flysch gänzlich unbekannt wären, während sie im Gault weite Verbreitung besäßen; für seine Zugehörigkeit zum Flysch spräche der „innige und scheinbar ungestörte Schichtenverband, der stellenweise zwischen dem Grünsandstein und echtem Flysch beobachtet werden kann.“²⁾ Wir haben oben gesehen,

¹⁾ MYLIUS, Geol. Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen, München 1912, S. 75.

²⁾ Es soll nebenbei kurz bemerkt werden, daß der lichtgrüne glaukonitische Sandstein der auf der Ostseite des Bolgen am Zusammenfluß der Schönberger- und Vorderen Bolgenach bei Obermaiselstein den „Burgschrofen“ zusammensetzt, unserem Flyschgrünsandstein entspricht, nicht aber wie ROTHPLITZ (Geol. Führer 1902, S. 33) und MYLIUS (Geol. Forschungen I, 1912, S. 93) irrthümlich annahmen, dem Gault zugehört. Auch in den unteren Trettachanlagen bei Oberstdorf findet sich, schlecht aufgeschlossen, unser Grünsandstein etwas südlich der Dumelsmoosbrücke im Flysche vor.

daß sich in verschiedenen Flyschgesteinen Glaukoniteinschlüsse vorfinden. Das Vorkommen eines glaukonitführenden Sandsteins im Flysch kann also gar nicht weiters befremden.

Brekzien und Konglomerate mit exotischen Bestandteilen. Sie sind in unserem Kartengebiet seltener als im Flysch des oberen Allgäus und Vorarlbergs. Außer bei Hindelang beobachtete ich solche hauptsächlich am Reichenbach beim Edelsberg, wo sie als Einlagerungen in roten Ton- und Mergelschiefern vorkommen. In einzelnen Lagen treten da meist eckige und kantige, selten abgerundete Brocken und Trümmer von altkristallinen glimmerreichen Gesteinen, wie Gneis, Glimmerschiefer, dann Quarzite etc. auf, umhüllt von den roten Tonen und Mergeln. Ihre Mächtigkeit bleibt stets unter 20 cm. In den Profilen der Flyschhänge des Vilstals wie in den dortigen Bachgeröllen fehlen diese Bildungen oder gehören doch zu den größten Seltenheiten.

Exotische Blöcke. Das Vorkommen größerer sog. exotischer Blöcke in der Flyschzone konnte auf der Strecke, in der diese Zone beiderseits von Kreideablagerungen begrenzt wird, nicht festgestellt werden. Wohl aber beobachtete ich seinerzeit am Westende unseres Kartenbereichs bei Hindelang im Flyschgebiet am unteren Zillenbach und an dem Bächlein zwischen Hindelang und Geilenberg verschiedenfach lose Blöcke von oft vielen Zentnern Gewicht von Augengneisen, Glimmerschiefern etc., die nun freilich seit der Wildbachverbauung größtenteils verschwunden sind. Es ist wahrscheinlich, daß sie dem anstehenden Flysch entstammten, doch konnte ein sicherer Beweis hierfür nicht erbracht werden. Nicht unberücksichtigt darf jedenfalls bleiben, daß auch in den Cenomanschiefern, die hier am Zillenbach und im Hiebeloch im Verband mit Flysch anstehen, in einzelnen Brekzieneinlagerungen exotisches Material, wie Gneisbrocken, Glimmerschiefer-einschlüsse und in einigen Lagen von Cenomanmergeln überfaustgroße Geröllstücke von Quarzporphyren, Quarziten etc. beobachtet werden konnten. Ebenso ist zu berücksichtigen, daß wir uns hier in einem Bereich bedeutsamer Störungen und Überschiebungen befinden und daß in dem nahen Retterschwanger Tale an der Rotspitze und am Haseneckbache mächtige Komplexe von Glimmerschiefern und anderer Exotica zu Tage stehen. Wir werden auf die Bedeutung dieser Exotica in anderem Zusammenhange noch einmal zurückkommen.

e) Mächtigkeit des Flysches; organische Einschlüsse.

Die Gesamtmächtigkeit der Flyschgebilde unseres Gebietes auch nur annähernd zahlenmäßig festzustellen oder abzuschätzen, ist vorerst, so lange wir den inneren Aufbau dieser Bildungen und namentlich die inneren Faltungen und Störungen nicht näher kennen, unmöglich. Immerhin lassen die Aufschlüsse in den Bacheinrissen am Edelsberg, insbesondere am oberen Reichenbach-Scheidbach zur Genüge ersehen, daß diese Mächtigkeit in ihrer Gesamtheit eine sehr bedeutende ist und sich auf viele Hunderte von Metern beläuft. Ich glaube, daß sie nach meinen Beobachtungen hier sicherlich 1000 m weit übersteigt. Im übrigen dürfte es kaum einem Zweifel unterliegen, daß der Betrag der Flyschablagerungen schon von Hause aus örtlich sehr verschieden gewesen und daß dementsprechend auch die Mächtigkeit des Flysches schon von allem Anfang an regional große Unterschiede zeigen mußte.

Was die Einschlüsse organischer Überreste in Flysch anbelangt, so beschränken sich diese auch in unserem Aufnahmegebiet in der bekannten Weise vorzugsweise

nur auf die bekannten Fucoiden und vereinzelte Helminthoiden. Es wurden davon folgende Formen beobachtet:

1. *Phycopsis (Chondrites) arbuscula* FISCHER-OOSTER. 2. — — *intricata* BRGN. 3. — — *affinis* STERNB.
4. *Helminthoidea labyrinthica* HEER, Hindelang. 5. — *crassa* SCHAFH, Hindelang.

d) Beziehungen der Flyschzone zur angrenzenden Kreide; Altersfrage.

1. Beziehungen zur helvetischen Kreidezone.

Seitdem es sich herausgestellt hat, daß der Begriff Flysch in gewissem Grade nur ein Faziesbegriff ist und daß an manchen Orten die Flyschbildung schon tief in der Kreidezeit begonnen hat, ist es notwendig, bei den Flyschvorkommnissen der Altersfrage eigens näher zu treten. Da uns hierbei bei der bekannten Unzulänglichkeit der Fossilführung fast nie ein verlässliches paläontologisches Beweismaterial zu Gebote steht, so sind wir fast immer nur an die Lagerungsverhältnisse angewiesen und haben zuzusehen, inwieweit diese uns für unsere Frage Anhaltspunkte darbieten.

In unserem Falle geben uns die Beziehungen des Flysches namentlich zum vorderen Kreidezug einige wertvolle Anhaltspunkte. Wie schon bei der Besprechung des Seewermergels bemerkt wurde, läßt sich an mehreren Stellen ein ungestörter stratigraphischer Schichtverband zwischen diesem und dem Flysch feststellen. Dies ist der Fall in dem Rinnsale des oberen Steinebaches südlich vom Kapplerköpfe, wo die normal lagernden Seewermergel nach oben immer mehr feinsandig und glimmerführend werden, den Habitus von Flyschschiefern annehmen und also ein allmählicher Übergang von der Kreide zum Flysch des Edelsberges stattfindet. Leider läßt sich die weitere zugehörige Schichtenfolge an den Hängen des Edelsberges aufwärts wegen mächtigen Gehängeschuttes und diluvialer Ablagerungen nicht mehr beobachten.

Für unsere Zwecke instruktiv sind auch die Lagerungsverhältnisse und das Flyschvorkommen von der erwähnten Stelle am Steinebach westlich aufwärts gegen den Quersattel, der den Edelsberg mit der Alpspitze verbindet, und auf diesem Sattel selbst. Der Steinebach hat sich auf der Strecke dazwischen in zwei Quellarme gegabelt, die sich in dem vom Quergrate herabziehenden Hange tief eingerissen und teilweise prächtige Aufschlüsse geschaffen haben. Der nördliche dieser beiden Gräben verläuft von unten bis oben im Seewermergel; der südliche hat in seinen unteren Teilen Flysch angeschnitten, in seinem oberen dagegen gegen alle Erwartung ebenfalls Seewermergel entblößt. Diese Seewermergel bilden auf dem erwähnten Grate den Fuß des aufsteigenden Edelsberggipfels, bestehen aus grauen foraminiferenreichen nordwärts einfallenden Schiefen, die aufwärts alsbald in rote und grünliche Mergel übergehen, die durch ihre reichlichen und charakteristischen Foraminifereneinschlüsse sich ebenfalls bestimmt als Seewerbildungen zu erkennen geben. Diese Seewerschichten lassen sich am Nordhange des Edelsberges gegen Westen bis oberhalb der „hinteren Nesselwanger Hütte“ verfolgen und grenzen an den Elysch des Edelsberges an, ohne daß indes die Art der Anlagerung mangels von Aufschlüssen zu beobachten ist.

Von besonderem Interesse ist nun aber, daß diesen an den Flysch des Edelsberges anstoßenden nordwärts einfallenden Seewermergeln ihrerseits ebenfalls Flysch aufrucht und zwar in konkordanter Lagerung und allmählichem Übergang in typische, glimmerführende, blätterige Flyschsandschiefer mit Flyschfucoiden und vereinzelt

Kohlenspurens. Durch die Einwirkung des Gebirgsdruckes haben diese Sandschiefer in den oberen Lagen eine ganz eigenartige Struktur angenommen, derzufolge die an sich ebenen Schichtflächen ein eigentümlich feinrunzeliges, an Blatternarben erinnerndes Aussehen gewannen, „Narbenschiefer“.

Diese Flyschbildungen füllen so ziemlich den Zwickel zwischen den beiden erwähnten Quellarmen des Steinebaches aus. Da sie bei ihrer härteren Gesteinsbeschaffenheit gegen die Erosion viel widerstandsfähiger waren als die sie beiderseits begleitenden Seewermergel, so treten sie morphologisch in einer scharfen Rippe hervor, die von dem gedachten Quersattel in den obersten Talabschluß des Steinebaches vorspringt und beiderseits gegen die beiden Quellbacheinschnitte scharf abfällt. Die oberste Partie dieses Terrainvorsprunges wird von festen, zum Teil felsig hervortretenden Brekzienkalken gebildet, die keine Schichtung mehr erkennen lassen. Am Grate selbst treten auch in ganz kleinen Partien Felsen zu Tage, die Knollen von grünsandsteinartigem Aussehen umschließen und sonst teilweise kieseliges Gepräge zeigen.

Es dürfte kaum ein Zweifel bestehen, daß der geschilderte sandig schieferige und stark gequälte Flyschkomplex, der den Seewermergeln hier am Edelsbergsattel konkordant aufsitzt bzw. eingelagert ist, den Kern einer hochemporgehobenen Kreidemulde darstellt, von deren Südflügel nur noch der Seewermergel ausbeißt. Der allmähliche Übergang des Seewermergels in den Flysch, die Art der gleichmäßigen Lagerung und die sonstige Situation schließt die Annahme aus, daß der Flysch erst tektonisch durch Überschiebung von Süden her über die aufragenden Schichtköpfe des Seewermergels hinweg in der gedachten Weise in den Schichtverband der Kreide gelangt sein kann. Dagegen spricht sicherlich auch die gute und intakte Erhaltung des Schichtengefüges der Flyschsandschiefer. Hingegen mag es fraglich sein, ob die dem Schieferkomplex aufgesetzten Felsenpartien von groben Kalk- und Sandsteinbrekzien, die keinerlei Schichtung erkennen lassen und die durchaus den Eindruck machen, als hätten Kreidgesteine (Barremkieselskalk, Aptkalk, Grünsandstein) das Rohmaterial abgegeben, entweder Einlagerungen im Flysch oder Reste überschobenen Gesteinsmaterials, also Auflagerungen darstellen, die in diesem Falle bei der Zusammenpressung der Kreidefalten von Norden her überschoben worden wären. Da diese Annahmen für die Altersfrage der Schiefer keine Bedeutung haben, brauchen sie hier nicht weiter besprochen zu werden.

Von Wichtigkeit ist nun, ob sich die geschilderte merkwürdige Einlagerung von Flyschschichten im Kreidegebiet in der Streichrichtung auch weiterhin gegen Westen verfolgen und beobachten läßt. Die Aufschlüsse sind in der Alpmulde der „Hinteren Nesselwanger Alpe“ (der „Oberen Bergalm“ der Karte) wegen der umfassenden Verschüttungen und Verwachsungen zunächst höchst mangelhaft. Der südlich die Flyscheinlagerung am Edelsbergsattel abgrenzende Seewermergelzug läßt sich, wie schon erwähnt worden, am Edelsberghang nur auf einige hundert Meter westwärts verfolgen und entzieht sich dann unter der geschlossenen Rasendecke der Beobachtung. Der die Hochmulde durchziehende und dem Reichenbach zufließende Wildbadbach, der in dem eingefalteten Flysch am Alspitz-Edelsberg-Quersattel entspringt, läuft in seinem mittleren Teil, wie die spärlichen Uferaufschlüsse ersehen lassen, im Kreidegebiet, fließt dann aber in seinem Unterlauf im Flysch, der hier vorzugsweise aus sandig-glimmerigen und tonigen Schiefnern besteht. Am Reichenbach selbst, der ja bei seinem nordwärts gerichteten Lauf sowohl den Flysch als die Kreide quert, werden die Aufschlüsse besser und es

zeigt sich, daß die Lagerungsverhältnisse hier im wesentlichen die gleichen sind wie zwischen Alp Spitze und Edelsberg, daß also auf der Südseite des Flyschstreifens, der den Kreidezug begleitet, wieder ein Komplex von Seewenmergeln auftaucht, die unter den eingefalteten Flyschstreifen nordwärts einfallen. Der sich an diesen Seewenkomplex erneut anschließende Flysch zeigt zunächst stark wechselndes Streichen und Unregelmäßigkeiten, die auf eine umfassende Störungslinie schließen lassen, die entlang des Kreidezuges hinzieht und diesen vom Hauptflyschzug trennt.

Was sich in dem sich westwärts weiter anschließenden Gebirgstheil unseres Kartengebietes für die Beurteilung der Beziehungen zwischen Flysch und Kreide beibringen läßt, ist nicht von Belang. Das in Betracht kommende Grenzgebiet bis zur Wertach ist durchgehends so reich mit Schutt und Vegetation bedeckt, daß ich Näheres nicht ermitteln konnte. Nur soviel läßt sich sagen, daß die Kreide überall auf der ganzen Linie mit ihrem jüngsten Glied, dem Seewenmergel, mit dem Flysch in Berührung kommt. Die gleichen Bemerkungen gelten auch von der Freiberg-Eisenberg-Gruppe.

Aus den Lagerungsverhältnissen und Aufschlüssen am oberen Steinebach, am Edelsbergsattel und am Reichenbach läßt sich für die Flyschfrage zweierlei entnehmen:

Erstens: Flysch und helvetische Kreide stoßen nicht bloß rein äußerlich tektonisch zusammen, sondern stehen miteinander im inneren organisch-stratigraphischen Schichtenverband. Daraus ergibt sich für die Altersfrage des in unserem Allgäu die helvetische Kreide begleitenden Flysches, daß er jünger als der ihn normal unterlagernde senone Seewenmergel und also hier in seiner Hauptmasse tertiären Alters sein muß, was übrigens für unser Gebiet seit GÜMBEL meines Wissens von keiner Seite mehr bezweifelt worden ist.

Zweitens: Das Flysch- und Kreidegebiet bilden nicht bloß rein äußerlich und zufällig aneinandergrenzende Zonen, die einander fremd und unabhängig gegenüberstehen, sondern der Flysch greift auch auf die Kreidezone über und ist in deren Faltensystem einbezogen und miteingefaltet worden. Es besteht also zwischen den beiden Zonen nicht bloß ein Verhältnis unabhängigen Nebeneinanders und gegenseitiger Abgrenzung, sondern beide stehen in unserem Beobachtungsgebiet in viel engerer geologischer Beziehung, als wir bisher anzunehmen gewohnt waren.

Man könnte nun einwenden, die erwähnten Flyscheinfaltungen am Edelsberg und Reichenbach seien nur rein örtliche, sich nur auf den schmalen Grenzstreifen der beiden Zonen beschränkende Erscheinung, zu vereinzelt, um daraus weiterreichende Schlußfolgerungen ziehen zu können.

Demgegenüber muß hervorgehoben werden, daß meine Feldaufnahmen im übrigen Allgäuer Kreidebezirk zu den gleichen Ergebnissen geführt haben. Zum Nachweise mag es gestattet sein, auch einige einschlägige Tatsachen aus diesem Gebiet hier kurz heranzuziehen.

Einfaltungen und Einschaltungen von Flysch in helvetischer Kreide konnte ich beispielsweise an folgenden Punkten dieses Gebietes feststellen:

- a) an dem Hange der Breitachtalung östlich von Wasach in der sog. Gerstländer und am Jauchenbühel bei Tiefenbach;
- b) in dem Faltenzwickel hoch oben am Falkenbergtobel zwischen Falken- und Geißberg bei Tiefenbach;

- c) am Hörnlebach und nördlich des Hörnlesattels (P. 1433) zwischen dem Ifenstock und den Kackenköpfen in mächtiger Entwicklung;
- d) im Rohrmoosertal im Gebiet der Raut- und Schattwaldalpe sowie östlich der Rohrmooser Säge;
- e) im Gutswiesertal am Logbach zwischen Schwarzen- und Falkenberg bei Tiefenbach;
- f) in der Mulde zwischen Maderhalm und Ochsenberg, dann bei Ruben, bei Oberstdorf etc.

All die angeführten Vorkommnisse befinden sich im Verbande mit Seewenmergel. Als Gesteinsbestandteile wurden beobachtet die bekannten Fucoiden-(Chondriten-)Mergelschiefer, Kieselkalke, Kieselschiefer, glimmerreiche Flyschsandsteinlagen, Helminthoidenmergel (Hörnle), Spuren von bunten Konglomeraten (Gerstländer) etc. Auf nähere Einzelheiten einzugehen fehlt uns hier der Raum. Zur notdürftigen topographischen Orientierung sei auf die geologische GÜMBEL'sche Karte Blatt Sonthofen verwiesen oder auf die MYLIUS'sche Karte der geologischen Formationen zwischen Iller und Bregrenzer Ach in dessen Geol. Forschungen I. Teil, München 1912.

Die aufgezählten Vorkommnisse zeigen zur Genüge, daß die Beziehungen zwischen Flysch und helvetische Kreide im Bereich des Allgäus die gleichen sind. Ihre Hauptbedeutung liegt aber darin, daß sie uns in zulänglicher Weise Kunde davon geben, daß das heute süd- und nordwärts von einer Flyschzone umrahmte Oberallgäuer Kreidegebiet ursprünglich ebenfalls von einer Flyschhülle bedeckt gewesen sein muß oder, was das gleiche ist, daß die heutigen dortigen beiden Flyschzonen ursprünglich die zwischenliegende Kreidezone überbrückt haben und miteinander in Verbindung oder in Zusammenhang gestanden sind und daß sich der gegenwärtige Zustand erst nachträglich durch Abtragung der auflagernden Flyschhülle nach erfolgter stärkerer Aufwölbung und Auffaltung der Kreideunterlage herausgebildet hat. So dürfte es sich auch erklären, warum wir in der Nagelfluh der voralpinen Molassezone zwar vielfach Flyschgerölle, aber so gut wie gar keine Rollsteine der helvetischen Kreide, die eben damals zur Molassezeit noch ihre Hülldecke trug, vorfinden.

Ein annäherndes Bild des ursprünglichen Zustandes erhalten wir zur sinnfälligen Bestätigung unserer Auffassung in dem Senkungsgebiet nördlich des hinteren Rohrmooser- und Hirschgundertales, wo sich die Flyschhülldecke des Piesen- und Riesenkopfes bzw. der Eibele-, der Schrienen-, der Bicht-, Piesen- und Weißenstein-Alpen innerhalb unserer Kreidezone zwischen den Kreidefelsen der hochgehobenen Gottesackerwände einerseits und den Schratzenkalkgebilden der langgezogenen tiefergelegenen Gauchen- und Scheuenwände andererseits noch heute breit macht, weil sie hier, in einem tieferen Niveau sich befindend, vor der Abtragung verschont geblieben ist.¹⁾ Bezeichnenderweise tritt denn auch hier überall da, wo der aufliegende Flyschmantel infolge Abwitterung und Abtragung dünn und löcherig geworden, wie an verschiedenen Stellen des genannten Almgebietes, die Kreideunterlage zum Vorschein und zwar zunächst naturgemäß deren oberstes Schichtenglied der Seewenmergel (Schwandalpe, Piesenalpe, Fugenbach etc.).

Die gleiche Erscheinung treffen wir aber auch nordwärts in der sich anschließenden Flyschzone, ein Fingerzeig, daß auch hier die helvetische Kreide die

¹⁾ Man vergleiche zur beiläufigen Orientierung die GÜMBEL'sche oder die oben erwähnte MYLIUS'sche Karte.

Unterlage des Flysches bildet. Am auffallendsten zeigt sich dies an der Aufwölbung bei Maderhalm-Oberdorf westlich von Fischen, wo sogar teilweise auch schon die oberen Kreidestufen abgetragen sind und der Gault und Schrattenkalk zum Vorschein kommen.

Kreideglieder (Seewermergel) können wir auch im Flyschgebiet des Illertales an verschiedenen Stellen aus der Flyschhülle herausragen sehen, so bei Oberstdorf in den sog. Inselanlagen, am „Klingen“- oder Burgbühel (hier auch Senongrünsandsteine), am Otterbühel, dann an dem langen, die Iller begleitenden Höhenzug der Burg Schöllang, ferner bei dem Weiler Berg bei Fischen, an verschiedenen Stellen bei Hüttenberg und Biehlerdorf, die durch RÖSCH¹⁾ und ROTHPLETZ²⁾ bekannt geworden sind.

Unserem Kartengebiet uns nähernd, treffen wir auf solche zu Tage tretenden Kreidebildungen bei Liebenstein (Zementwerk), bei Reckenberg, bei Geilenberg und am Rissigen Stein; dann am Rande unserer Karte am sog. Bahleskopf und am Schlieberg im Bereich des Hindelanger Hirschberges.

All die angeführten verschiedenen Vorkommnisse deuten wohl bestimmt darauf, daß in unserem Flyschbereich wohl überall Kreideschichten das Liegende bilden, so daß das vielfache Auftauchen solcher Bildungen kaum mehr befremden kann. Einzelne der erwähnten Vorkommnisse haben infolge unzutreffender Gesteinsbeurteilung zu Deutungen Anlaß gegeben, die mit unserer Auffassung im Widerspruch stehen und daher hier nicht unerörtert bleiben dürfen.

2. Kritische Bemerkungen zu den angeblichen „Juraklippen“ oder Juraeinschlüssen im Allgäuer Flyschgebiet.

Die GÜMBEL'sche Karte verzeichnet bekanntlich an mehreren Punkten, so bei Hindelang an drei Stellen, nämlich im Bereich des Roßkopf-Hirschberges am sog. Bahleskopf und am Schlieberg, dann bei Liebenstein isoliert und inselartig aus dem Flysch zu Tage tretende Vorkommnisse von Jurakalk, während die übrigen derartigen Vorkommnisse am Reichenbach, bei Rubi, dann im Ränktobel am Bolgen, sowie am Hohen Schelpen und Feuerstätterkopf bei Sibratsgfall angegeben erscheinen. Was GÜMBEL bestimmte, diese Vorkommnisse stratigraphisch gerade eben dem Jura oder Aptychenkalk zuzuweisen, war lediglich die von dem gewohnten Charakter der Flyschschichten abweichende Beschaffenheit der hier zu Tage stehenden Gesteine: weißgraue und rote dichte Kalksteine und bunte Mergel und Mergelkalke.

Verhältnismäßig am meisten äußere petrographische Ähnlichkeit mit eigentlichen oberjurassischen Aptychen zeigen unter den genannten Vorkommnissen die Gesteine des Liebensteiner Vorkommnisses an der Straße von Hindelang nach Sonthofen, aus welchem Grunde wohl, obwohl in den seit langer Zeit zur Zementgewinnung abgebauten Kalken niemals Spuren von Aptychen oder Jurafossilien gefunden wurden, an der GÜMBEL'schen Altersbestimmung nie ernstlich gezweifelt wurde, bis ROTHPLETZ³⁾ im Jahre 1905 auf Grund von Sphärolitenfunden, die anlässlich einer geologischen Exkursion gemacht wurden, sicher das kretazische Alter dieser roten und grauen Kalke nachweisen konnte. Die dickbankigen Kalksteine werden von grauen bis grünlichen dünnplattigen bis schieferigen sehr foraminiferenreichen Mergeln begleitet, die ROTHPLETZ mit Seewermergeln vergleicht und die

¹⁾ RÖSCH, *Mitteilg. d. Geogr. Ges. München* 1905.

²⁾ ROTHPLETZ, *Jahresber. d. Mittelg. d. Oberrhein. Geol. Ver. Neue Folge Bd. 5 Jahrg. 1915/16.*

³⁾ ROTHPLETZ, *Geol. Alpenforschungen II, München 1905, S. 215 ff.*

Kalke entweder als Seewerkalke oder als Kalkeinlagerungen des Seewermergels. Dünnschliffe, die ich aus den roten Kalken herstellte, zeigten reichliche Einschlüsse von *Globigerina aequilateralis*, Bruchstücke von *Discorbina canaliculata* REUS etc., also gewohnte Formen der Seewerbildungen, ebenso Bruchstücke von Inoceramen-schalen und lose Fasern der Prismenschicht dieser Schalen, so daß über die stratigraphische Stellung der Liebensteiner Kalke und Mergelkalke kein Zweifel mehr bestehen dürfte.

Wie verhält es sich nun mit den angeführten beiden im Flysch auftauchenden vermeintlichen Juraschollen im Nordwesten des Hirschberg-Spießers? Meine Untersuchung des am Schlieberg nordwestlich des Hörnles und P. 1482,4 und auf unserer Karte noch eingetragenen Vorkommens ergab, daß auch hier Seewerbildungen vorliegen. Die roten und grauen dünnbankigen Kalke und Kalkmergel, die an der gegen den Hörnlesattel vorspringenden Nase im Flyschbereich verschiedenfach aus dem Rasen heraus schauen und bei 70° Einfallen gegen SW. ein annähernd nordwestliches Streichen zeigen, enthalten ebenso wie die sie begleitenden Mergel die gleichen Foraminifereneinschlüsse (Orbulinarien, Globigerinen, Discorbinien) wie die Liebensteiner Kalke und Mergel und lassen daher über ihre Zugehörigkeit zu den Seewerschichten keinen Zweifel.

Ebensowenig können die von GÜMBEL als Jurakalk gedeuteten hellgrauen Kalke und Kalkmergel, die etwa einen halben Kilometer westwärts mit ihren Schichtenflanken aus dem westlichen Hange der Terrainmulde „im Sack“ aus dem Rasen heraussehen und sich mit ziemlich steilem südlichen Einfallen gegen den sog. Bahleskopf östlich des Tiefenbacher Ecks hinaufziehen und von Mergelschiefern überlagert werden, als ein im Flyschgebiet auftretender Fremdkörper, als Jurakalk betrachtet werden.

Es muß dahingestellt bleiben, ob die grauen, dünngeschichteten, ausbleichenden Foraminiferen (Orbulinarien, Globigerinen etc.) führenden Mergelkalke und schieferigen Mergel besser als Seewerbildungen oder als örtlich mächtiger entwickelten Flyschkalkschiefer anzusprechen sind.

Mit den angeführten Feststellungen sind wir für unser Hindelanger Gebiet eines Problems los geworden, das mancherlei Schwierigkeiten dargeboten hat.

Unser Interesse ist damit aber noch nicht vollständig befriedigt. Unwillkürlich fragen wir weiter: Wie verhält es sich mit den übrigen oben erwähnten GÜMBEL'schen angeblichen Juraschollen? Soweit mir hierüber Beobachtungen zu Gebote stehen, seien mir des Zusammenhanges wegen einige Bemerkungen hiezu gestattet, obgleich diese Vorkommnisse außerhalb unseres Kartenbereichs fallen. Bezüglich des Vorkommnisses im Reichenbachtobel bei Reichenbach sei bemerkt, daß dieses ohne weiteres auszuschalten ist, da hier einfach nur rote Flyschmergel vorliegen. Die übrigen im Ränktobel, am Schelpen und am Feuerstäterkopf sind in jüngerer Zeit Gegenstand erneuter Untersuchung durch A. TORNQVIST¹⁾ und H. MYLIUS²⁾ gewesen und sogar zum Gegenstand einer Kontroverse geworden. Wir können uns nicht auf eingehendere Erörterungen einlassen, es handelt sich für uns hier nur um die Grundfrage, ob denn bei den in Betracht kommenden Vorkommnissen wirklich Juragebilde, also im Flysche vorkommende Fremdkörper vorliegen oder nicht. TORNQVIST beschränkt sich bezüglich dieser Frage auf die folgende kurze Angabe: „Das Gestein ist überall dasselbe. Fossilien sind sehr selten in ihm enthalten. Ich habe außer unbestimmbaren Aptychenfragmenten nur zwei Belemniten finden können, welche ich als *Belemnites hastatus* BLAIN bestimmt habe. Es handelt sich also“, fügt der Autor bei, „sicher um sogen. Aptychenkalk, wie er verbreitet über die Allgäuermergel als Oberjura in den Gebieten der rhätischen Decke ausgebildet ist“ (a. a. O. S. 94). In Rücksicht darauf,

¹⁾ TORNQVIST, Die Allgäu-Vorarlberger Flyschgrenze. Neues Jahrb. f. Min. 1908 und Vorläufige Mitteilg. Sitz.-Ber. d. K. preuß. Akad. d. Wiss. 1907.

²⁾ H. MYLIUS, Geolog. Beobachtungen I. Teil 1912, dann Zentralbl. f. Min. etc. Jahrg. 1912 Nr. 16.

daß verschiedene meiner Beobachtungen im Ränktobel und in der Hörnlealpe entschieden gegen die Deutung der in Frage kommenden Schichten als Aptychenkalke sprechen, kann ich nicht unterlassen, auf das Mißliche hinzuweisen, daß im vorliegenden Falle die Altersbestimmung unserer Kalke entscheidend auf die vereinzeltten Funde indifferenten Belemnitenformen gegründet wird, so lange nicht festgestellt ist, daß das Belegmaterial so vollständig und gut erhalten war, daß eine zuverlässige und einwandfreie paläontologische Bestimmung desselben möglich war und eine Verwechslung mit Formen anderer Altersstufen als ausgeschlossen gelten kann, was aus der oben zitierten Angabe nicht genügend bestimmt hervorgeht. Auch sei es gestattet, darauf hinzuweisen, daß das Vorkommen von Belemniten in den eigentlichen Aptychenkalken des Allgäus zu den allergrößten Seltenheiten gehört — die entsprechenden Fossilisten der einschlägigen Arbeiten von ROTHPLETZ, SCHULZE, HANIEL, PONTOPPIDAN bestätigen dies. Dagegen sind nach meinen Erfahrungen hastate Belemniten in dem Seewenkalk des vorderen Kreidezuges keineswegs seltene Erscheinungen — ich besitze Gesteins-handstücke mit mehreren Exemplaren auf dem gleichen Stücke von der Wertacher Gegend. Die Vermutung, es möchte sich bei den zitierten Funden um solche Formen handeln, dürfte nicht ganz unberechtigt erscheinen und eine Nachprüfung nahelegen.

Meine geologischen Aufnahmen und Kartierungen des Oberallgäuer Kreidegebietes von dem Jahre 1911 ab brachten es mit sich, daß ich mich im Jahre 1915 auch mit dem Gebiet unserer Juraklappen zu beschäftigen hatte. Leider mußten sich meine Untersuchungen nur auf die entsprechenden Vorkommnisse auf bayerischem Gebiet, also des Ränktobels und der Hörnlealpe beschränken, während das vorarlbergische Gebiet wegen des Krieges und auch insbesondere wegen des Ausbruchs der Maul- und Klauenseuche in verschiedenen Alpen gesperrt und die Vorkommnisse am Schelpen und Feuerstätterkopf für mich nicht zugänglich waren.¹⁾

Meine Studien in dem tief eingeschnittenen Ränktobel am Bolgen, das durchgehends gute Aufschlüsse zeigt, und in der Hörnlealpe führten zu folgenden Ergebnissen und Auffassungen. Die Ähnlichkeit des Gesteinscharakters der hier als Jurabildungen gedeuteten Kalke und Mergelkalke mit den echten Allgäuer Aptychenkalken ist eine geringe, ihr Auftreten in plattenförmigen glatten ebenflächigen, 3—10 cm dicken Schichten weicht von der gewohnten Textur der Aptychenkalke auffallend ab. Zahlreiche dieser plattigen Kalkbänke enthalten in ihrem Innern eine gewöhnlich sehr unregelmäßig begrenzte Lage grauer flintähnlicher Kieselausscheidungen besonders in der höheren weiblichen Partie des ganzen etwa 20 m mächtigen Schichtenkomplexes.

Eigentliche für die Aptychenschichten so charakteristische bunte Hornsteinbänke oder sogen. Radiolarite fehlen in der ganzen Schichtenreihe. Bedeutsam für die Beurteilung des ganzen Schichtenkomplexes sind folgende Wahrnehmungen. Inmitten der den Wasserfall veranlassenden steil aufgerichteten roten, etwas tonhaltigen Kalkbänke beobachtete ich regelmäßig eingeschaltet eine etwa 1 dm starke graue feste Glimmersandsteinbank, wie sie für den Flysch so charakteristisch sind, die westwärts, soweit der Aufschluß reicht, meterweit als normale Einlagerung zu verfolgen war, während sie weiter ostwärts plötzlich auskeilte und von einer entsprechenden Kalksteinschicht abgelöst wurde. — In einer etwas höheren Lage machte sich inmitten der Kalkbänke eine etliche Zentimeter dicke Einlagerung von Flyschmergel mit Fucoiden (*Phycopsis arbuscula*, *Ph. affinis*) bemerkbar, die ebenfalls auf die ganze Länge des Aufschlusses verfolgbar war. Diese Erscheinungen sind selbstredend gänzlich unvereinbar mit der Annahme, daß die Kalke und Kalkmergel Aptychenkalke darstellen und also in den Flysch mechanisch eingepreßte und von weiterher eingeschobene Fremdkörper repräsentieren. Der gesamte Komplex bunter und nach oben gelblichweiß werdender dichter Kalke und Kalkmergel geht im Hangenden allmählich in graue, Seewermergel-ähnliche Mergelschiefer über und bildet offensichtlich mit den übrigen folgenden unzweifelhaften Flyschschichten (Mergel, einer 1 m mächtigen Flyschkonglomeratbank, mit Sandstein, Flyschgrünsandstein etc.) eine einheitliche und gleichheitliche ungestörte stratigraphische Reihenfolge — eine wirkliche Diskordanz ist innerhalb der Schichtenserie nirgends zu beobachten —, so daß m. E. in keiner Weise abzusehen ist, wie die vermeintlichen Jurakalke als Fremdkörper auf rein tektonisch-mechanischem Wege in so engen ungestörten Verband mit dem Flysch — man betrachte nur das Profil Fig. 5 S. 94 bei TORNQUIST — hätten gelangen können. Von besonderem Gewicht ist aber wohl der Umstand, daß die roten und weißen Kalke und Mergelkalke, die in ihrem Gesteinscharakter sehr an Seewerkalk

¹⁾ Die mit Dr. MYLIUS für das folgende Jahr vereinbarte gemeinschaftliche Begehung und Untersuchungsrevision wurden durch Einberufung dieses eifrigen Forschers zum Kriegsdienst und dann leider durch dessen allzufrühen tragischen Tod vereitelt und meine beabsichtigten späteren Feldaufnahmen in dem abgelegenen Gebiet durch die traurigen Zeitverhältnisse und Verpflegungsschwierigkeiten gehindert.

erinnern, nach Ausweis verschiedener Dünnschliffe teilweise sehr reichlich eine Mikrofauna beherbergen, die, wenn auch bei weniger guter Erhaltung, mit jener der entsprechenden Hindelanger Vorkommnisse und Seewerbildungen übereinstimmt.

Aus all diesen Darlegungen dürfte genugsam hervorgehen, daß die vermeintliche „Juraklippe“ im Ränktobel eine gleiche Bildung ist wie die oben besprochenen entsprechenden Vorkommnisse bei Liebenstein und Hindelang und also mit Jurakalk nichts zu tun hat. Ob das Gleiche auch bei den Vorkommnissen am Schelpen und Feuerstätterkopf zutrifft, muß weiteren Nachprüfungen überlassen bleiben.

3. Die Beziehungen des Flysches zur inneren Kreidezone.

Nachdem wir die Beziehungen des Flysches zur helvetischen Kreidefazies behandelt haben, soll noch kurz dessen Beziehungen zur inneren ostalpinen Kreidezone unser Augenmerk zugewendet werden, die, wie wir schon erwähnt haben, auf der ganzen Längsstrecke von Hindelang bis Pfronten südlich den Flysch abgrenzt und von dem Trias-Jura-Hochgebirge abscheidet.

Soweit die dürftigen Aufschlüsse und die Lagerungsverhältnisse ein Urteil gestatten, tritt der Flysch auf der ganzen genannten Linie nur tektonisch in Berührung mit dem Cenoman.

Bis jetzt konnte nur im vorderen Teil des Vilstaies etwa 200 m östlich der Socherssäge („Schocherssäge“ der Karte) unmittelbar am Ufer der Vils eine kleine Stelle aufgefunden werden, wo der direkte Kontakt zu beobachten ist. Durch das Schotterdelta des einmündenden Gunds- und Zerlachbaches wurde die Vils hier etwas seitwärts an ein aufragendes Felswändchen von fester Cenomanbrekzie heran gedrängt. Durch Hochwässer der letzten Jahre wurde, allerdings nur auf wenige Meter Länge, der sonst am Fuße dieses Wändchens aufgestapelte Absturzschnitt weggespült und zugleich wurden dabei die Schichtköpfe des angrenzenden Flysches wenigstens vorübergehend freigelegt. Der Aufschluß ist zwar räumlich sehr beschränkt, gewährt aber doch einen klaren Einblick in die Lagerungsverhältnisse und läßt folgendes feststellen¹⁾:

Die Flyschschichten, die aus ziemlich weichen dunklen Mergelschiefern mit Fucoiden (*Phycopsis arbuscula* FISCHER-OOSTER) und einzelnen zwischengelagerten und nur wenige Zentimeter dicken verbogenen sandigen Kieselkalken und einer etwas dickeren überaus festen und zähen Kalkkleinbrekzie bestehen, sind saiger gestellt mit einer Tendenz zum steil südlichen Einfallen. Sie streichen O. 10—15° S. und stoßen also mit der O. 10° N. streichenden cenomanen Brekzienwand in einem spitzen Winkel von 20—25° diskordant zusammen. Die letztere stellt also eine Längsbruchfläche dar. Das Brekziengestein hat an der Bruchfläche, wie Versuche, es etwas freizulegen, zeigten, schon unter Verwitterung gelitten und ist nicht mehr frisch genug, um etwaige Gleitspuren erkennen zu lassen. Die Flyschschiefer indes zeigen in ihrem inneren Gefüge verschiedenfach Gleitflächen, die nahezu parallel zu ihrem Streichen orientiert sind und die härteren kieselreichen Einlagerungen sind kleinwellig verbogen oder zeigen verschiedene seitliche Verwerfungen. Beide Erscheinungen lassen mit Bestimmtheit erkennen, daß auf den Flyschkomplex bei oder nach seiner Anlagerung an die Cenomanschichten noch ein stärkerer Druck in der Richtung von Ost nach West ausgeübt wurde, der offensichtlich durch das feste und kompakte Cenomanfelsgestein auf den Flysch übertragen wurde und die

¹⁾ Man gelangt zu der Stelle am bequemsten, wenn man die Vilstalstraße bis zur genannten Socherssäge geht, hier die Brücke über die Vils überschreitet und dann entlang der letzteren auf dem Talwiesengrund ca. 200 m talauswärts zurückgeht bis zu den am Ufer aufragenden Cenomanfelsen.

Verbiegungen und Gleitflächen im letzteren verursachte. Mit anderen Worten: das Cenoman muß nach der Verwerfung, einem von Osten kommenden Druck nachgebend, in horizontaler Richtung westwärts bewegt worden sein. Bemerkte sei noch, daß die Cenomanfelsen reichliche Zerklüftung zeigen, aus einer polygenen Kleinbrekzie von verschiedenen eckigen Kalk- und Kieselgesteinen und flintähnlichen Kieselausscheidungen bestehen, daß aber auch größere faust- bis kopfgroße, mehr oder weniger abgekantete und abgerundete Kalkgerölle nicht fehlen, deren Identität ich nicht festzustellen vermochte. Versteinerungen, wie etwa die *Orbitulina concava*, konnte ich an dieser Stelle in dem Gestein nicht beobachten, doch ist an seiner Zugehörigkeit zum Cenoman nicht zu zweifeln. Taleinwärts gegen Westen scheint die Brekzie sich alsbald zu verlieren, andernfalls würde sie sich sicherlich auch hier an dem Gehänge morphologisch bemerkbar machen. Wir sehen hier den Flysch an beschränkten Stellen weiterhin auf die südliche Talseite übergreifen. Im übrigen bedeckt Gehängeschutt etc. hier weite Flächen. Bei der Talbiegung von dem vorgeschobenen Zinken an stellt sich — vgl. unten S. 16 — im Gebiet des Scheidbachs und der Scheidbachalpe südliches Einfallen der Flyschschichten ein, die dann, soweit die verstreuten meist spärlichen Aufschlüsse beobachten lassen, anscheinend auf der ganzen Randstrecke bis gegen Hindelang anhält. Der Flysch-Cenoman-Kontakt selbst ist zwar überall verschüttet und der direkten Beobachtung entzogen, aber es unterliegt kaum einem Zweifel, daß auf der ganzen Linie, wie schon ROTHPLETZ (Alpenforschungen II, S. 48, 49) und AMPFERER („Querschnitt“ S. 537) angenommen haben, eine bedeutsame tektonische Störungslinie vorliegt, an der der Flysch stellenweise, wie bei der Socherssäge im Vilstale, steil abbricht, stellenweise aber unter demselben unterzutauchen scheint, wie am Zinken bei Jungholz und Unterjoch oder im Hiebeloch und am Zillenbach bei Hindelang.

Über die ursprünglichen stratigraphischen Beziehungen des Flysches zum Cenoman war aus den Erscheinungen auf dieser Störungslinie mangels genügender Aufschlüsse bis jetzt nichts Bestimmtes zu ermitteln.

e) Zur Schichtenfolge und Gliederung des Flysches.

Vorbemerkung.

Man wird zugeben, daß mit der üblichen, wenn auch noch so sorgfältigen Unterscheidung und Aufzählung der verschiedenen im Flysch vorkommenden Gesteinsarten für die eigentliche geologische Erkenntnis dieser Formation im Grunde recht wenig erreicht ist. Wichtiger wäre die Kenntnis der inneren Beziehungen und Anordnung, der zeitlichen Aufeinanderfolge all dieser Gesteinsarten, kurz des inneren Aufbaues, den wir im allgemeinen noch viel zu wenig kennen. Daraus erklärt sich auch wohl der sehr unbefriedigende Stand der Flyschstratigraphie, die über einzelne Anläufe und tastende Versuche noch nicht weit hinausgekommen ist. Die sonst gewöhnlich orientierende Fossilführung läßt uns hier bekanntlich fast gänzlich im Stiche. So lange das aber der Fall ist, müssen wir versuchen, ob wir nicht mit einer Gesteinsstratigraphie weiter kommen können. Es wäre jedenfalls im hohen Maße erwünscht, von möglichst vielen Gebieten und möglichst vielen Querprofilen die genaue zeitliche Aufeinanderfolge der verschiedenen petrographisch unterscheidbaren Schicht- und Gesteinsarten zum Zwecke etwaiger Horizontunterscheidungen kennen zu lernen. Wer aber mit den Eigenarten der Flyschgelände durch Arbeiten im Felde näher vertraut worden ist, der weiß wie schwer es meist fällt, bei der bekannten häufigen starken Faltung oder gar Fältelung der Flyschschichten, der großen regionalen Unbeständigkeit ihres Gesteinscharakters und namentlich auch bei dem Fehlen umfassender, sich auf größere Schichtenkomplexe erstreckender Aufschlüsse die normale Gesteinsfolge auf größere Strecken zu ermitteln und daß ein bestimmt orientierter und das ganze Schichtensystem umfassender Einblick in die Schichtenfolge selten oder fast nie zu gewinnen ist. — Was daher aus einem kleineren Aufnahmegebiet zu dieser Frage beigesteuert werden

kann, wird gewöhnlich nur ein dürftiges Stückwerk darstellen, das zu einem zusammenfassenden Gesamtbild nicht hinreicht.

Wollen wir also nicht dem Beispiele vieler Autoren folgen, die über diese Frage einfach stillschweigend hinweggehen, sei es im Glauben, der Flysch wäre schon genügend bekannt und bedürfe keiner weiteren Analyse mehr, oder in der Annahme, es lasse sich in der Frage nichts Weiteres ermitteln und erreichen, sind wir vielmehr der Ansicht, daß wir den Flysch noch viel zu wenig kennen, daß das Flyschstudium trotz allen Schwierigkeiten unverzagt weiter geführt und vertieft werden muß und daß dazu die Mithilfe vieler nötig ist, so ergibt sich daraus von selbst, daß jeder Feldgeologe, der mit Flysch zu tun hat, der Frage nicht aus dem Wege gehen, sondern seine einschlägigen Beobachtungen mitteilen sollte, auch wenn sie nur Teilergebnisse darstellen und daß er damit für eine spätere zusammenfassende und vergleichende Spezialuntersuchung und vergleichende Flyschstratigraphie vorarbeite und Beobachtungsmaterial zugänglich mache.

Man darf nur nicht erwarten, daß die zu erstrebenden Gliederungsversuche unseres vielfach recht mächtigen Schichtensystems gleich in einem ersten Anlauf gelingen und daß schon in jedem beliebigen kleinen Beobachtungsgebiet gleich auch schon der Schlüssel dazu aufgefunden werden könne.

In dem angedeuteten Sinne sind denn auch die nachfolgenden lückenhaften Angaben gemeint und mögen sie auch aufgefaßt werden.

Eine erhebliche Schwierigkeit bei der Festlegung der Schichtenfolge des Flysches besteht nur zu häufig darin, daß uns ein sicherer Anhaltspunkt für unsere stratigraphische Orientierung fehlt. Bei der bekannten häufigen Faltung und Fältelung der Flyschschichten sind wir meist da, wo durch Entblößungen und Wassereintrisse nur Teilstrecken von Flyschprofilen aufgeschlossen sind, gar nicht ohne weiteres in der Lage, mit genügender Sicherheit zu sagen, ob normale oder inverse Schichtenfolge vorliegt und wo also stratigraphisch „unten“ und „oben“ liegt. Die Tektonik kann da gewöhnlich nicht weiterhelfen, da sie ja selbst erst eine stratigraphische Unterlage nötig hat. Eine vollständige Sicherheit zur Orientierung haben wir nur da, wo der Flysch sich in organischem ungestörten Schichtenverband mit der Kreide befindet, wie das in unserem Gebiet, wie wir sahen, an einigen Stellen im Bereich des Edelsberges der Fall ist. Leider werden diese sich unmittelbar und ungestört an die Seewermergel anschließenden Profile schon nach kurzer Strecke und Schichtenfolge von tektonischen Störungen betroffen und abgeschnitten.

Zum Studium der Schichtenfolge des Flysches kann von unserem Aufnahmegebiet als geeignet nur der östliche Teil, also das Gelände vom Edelsberg und Jungholz in Betracht kommen, da nur hier die Flyschzone noch in ihrer ganzen Breite in unser Kartengebiet fällt.

Als tiefste, auf den Seewermergel folgende Flyschgebilde erweisen sich am Edelsbergsattel:

1. feinsandige dunkle Mergelschiefer,
2. kieselig-kalkige Schiefer mit vereinzelt Fucoiden und
3. glimmerführende Narbenschiefer, zusammen in einer Mächtigkeit von 25—30 m.

Es folgen darauf noch auf einem Seitenvorsprung des Sattels lokal harte Kalksteinbrekzien und grünsandsteinhaltiger Knollenkalk, von denen es dahingestellt bleiben mag, ob sie lokale Flyscheinlagerungen oder bloß tektonische Auflagerungen sind. Vom übrigen Flyschkörper des Edelsberges sind diese genannten ältesten Flyschbildungen durch eine Schichtenreihe von foraminiferenreichen Seewermergeln und durch eine ostwestlich ziehende Störungslinie getrennt.

An dem sich anschließenden Nordhange des Edelsberges läßt sich der Gesteinscharakter des anstehenden Flysches wegen Bedeckung mit Vegetation und Gehängeschutt nicht näher ermitteln. Auf dem langgezogenen Berggrate selbst

treten verschiedenfach mächtige Bänke groben, glimmerreichen, nordwärts einfallenden Flyschsandsteins aus der Rasendecke heraus.

Die verschiedenen Bacheinrisse auf dem sich zum Pfrontner Quertal senkenden Osthange des Edelsbergstockes verlaufen alle annähernd in der Richtung des Streichens der Schichten und da sie zudem auf weite Strecken die Schuttdecke gar nicht durchschneiden, bleiben sie für die Ermittlung der zusammenhängenden Schichtenfolge des Flysches ziemlich belanglos.

Günstiger verlaufen die zahlreichen Gräben und Bacheinrisse auf dem langgezogenen Südhange des Edelsberges, da ihr Lauf annähernd quer zum Streichen der durchziehenden Flyschschichten gerichtet ist. Die Hoffnung aber, in ihnen einen raschen und guten Einblick in die Schichtenfolge gewinnen zu können, hat sich nicht erfüllt. Auch hier verlaufen die Bacheinrisse vielfach auf lange Strecken nur in der Schuttdecke und wo sie tiefer eingeschnitten sind, werden sie gewöhnlich von Waldstreifen eingefäßt, die Seitenhänge sind meist mit Abrutschschutt, Gehölz und Gestrüpp und die Bachsohle mit Geröll und Blockwerk bedeckt, so daß sich die Aufschlüsse in der Regel nur auf die allerdings häufig vorhandenen frischen Abbruchstellen und vorübergehenden Ausspülungen beschränken. Die Beobachtungen in den zahlreichen einzelnen Parallelgräben müssen daher erst miteinander kombiniert und in Beziehung gebracht werden, eine mühsame Arbeit, die noch nicht vollständig abgeschlossen ist.

Es zeigte sich, daß der Flysch des ganzen ausgedehnten, sich über 5 km entlang des Vilstales hinziehenden Gehänges wie überhaupt des ganzen Bergzuges bei annähernd ostwestlichem Streichen (auffallend oft begegnet uns ein Streichen von O. $10-25^{\circ}$ S., wie bei der Kreide im vorderen Kreidezug) ein nördliches Einfallen aufweist, wobei der Einfallswinkel örtlich verschiedenfach schwankt. Südwärts gegen das Gebirge zu wird das Einfallen immer steiler und geht dann in der Sohle des Vilstals, ehe die Flyschschichten an den Cenomanstreifen anstoßen, in reine Steilstellung über. Südliches Einfallen stellt sich erst einige Kilometer taleinwärts ein, wo der Cenomanzug und mit ihm die Talrichtung sich mehr nach Südwesten wendet, während in der bisherigen ostwestlichen Talrichtung das tiefe Tobel des Scheidbach-Rohrmoosbaches vom Jungholzer Gelände einmündet. In dem Rinnsale des genannten Scheidbaches sind die Lagerungsverhältnisse in ganz vorzüglichen und instruktiven Aufschlüssen bloßgelegt. Die Bachsohle läuft hier streckenweise über die senkrecht gestellten blanken Schichtköpfe, während man am nördlichen Uferhang die dünnplattigen, dichten, grauen Mergelkalke und Kieselkalkeinlagerungen des Flysches nach Norden und auf den gegenüber liegenden Uferhängen nach Süden einfallen sieht. Es liegt klar vor Augen, daß der Bach hier in der zerbrochenen Scheitellinie eines geologischen Sattels fließt bzw. sich eingesägt hat. Die südwestwärts vom Scheidbach sich ausbreitenden und die Nordhänge des Zinken aufbauenden Flyschschichten zeigen denn auch durchgehends südliches Einfallen.

Da das Fallen der Schichten am ganzen Südhange des Edelsberges ein nördliches ist, so sind keine Anhaltspunkte gegeben zu der Annahme, daß sich an dem Aufbau dieses Hanges, wie überhaupt des ganzen Edelsberges etwa mehrere Flyschfalten beteiligen. Man wird im Gegenteil, wenn auch vorerst noch mit Vorbehalt, der der Flyschtektonik gegenüber immer angezeigt ist, annehmen dürfen, daß der mächtige Schichtenkomplex des Edelsberger Flysches mit seinem mehr oder weniger steilen nördlichen Einfallen den Nordflügel eines Gewölbes darstellt, dessen Süd-

flügel entlang des übergeschobenen Pfrontner Kienberges abgesunken und vom Cenoman abgeschnitten wurde, der aber taleinwärts vom Scheidbach an erhalten geblieben, die Unterlage der Scheidbachalpe bildet und weiterhin gegen Südwesten die Flyschgehänge des Zinken und der Gelände südlich von Jungholz zusammensetzt.

Für unsere erste allgemeine Orientierung hinsichtlich der Gesteinsfolge ist es zweckentsprechender, statt sich in belanglose Einzelheiten zu verlieren, gas das Augenmerk zunächst darauf zu richten, in welcher Ordnung die größeren Komplexe von Sandstein-, Kalk-, Mergel- und Tongebilde in den Profilen aufeinander folgen und einander ablösen und inwieweit dieser Gesteinswechsel auf größere Entfernungen gleich bleibt.

Am meisten in die Augen fallend und sich meist auch schon in der Oberflächengestaltung der Gelände bemerkbar machend ist der Gegensatz zwischen Geländestreifen, in denen feste Sandsteine und Kieselkalke namentlich in dickbankiger Entwicklung die Oberhand besitzen, und den Strecken, wo weiche Schiefer und Mergelbänke vorwalten. Von den Sandsteinanhäufungen machen sich am Edelsberg zwei größere Zonen bemerkbar: eine obere und jüngere, die vornehmlich die ausgedehnten Gratpartien des Berges zusammensetzt, und eine ältere, die in der tieferen Gehängeregion sich durch steileren Böschungswinkel, durch Gehängevorsprünge und Absätze morphologisch verrät und am östlichen Ausgange des Vilstales infolge der Konvergenz der Talrichtung und der Streichrichtung der Gesteinschichten sogar bis zur Talsohle herabreicht und bei Pfronten-Halde neben der Talstraße die steile Gehängeböschung veranlaßt. Zwischen diesen beiden Sandsteinzonen liegt eine Zone weicherer Schiefer, die auf der Terrasse der aufgelassenen Refleitener Alphütte die Unterlage eines größeren, halbversumpften Absatzes bildet und die sich gegen Westen anscheinend auf Kosten der beiden erwähnten Sandsteinzonen im Gebiet des Gund- und Höllbaches sich immer breiter macht. Zu diesen drei Zonen kommt weiter taleinwärts an den unteren Talhängen und im Bereich des Scheidbaches noch eine vierte tiefste Zone, die vorwiegend aus den schon erwähnten dünngebankten, grauen, dichten Mergelkalken, eingeschalteten Kiesellagen und schieferigen Mergelzwischenmitteln besteht und die in der geschilderten Weise im Scheidbachbett zu der besagten Antiklinale umknickt.

In der vom Stubentalsattel in nordsüdlicher Richtung herabziehenden Teilstrecke des Scheidbachrinnals lassen sich in dem gequerten Flyschprofil von unten nach oben folgende Hauptgesteinszonen unterscheiden:

1. Dünngeschichtete Mergelkalke und Mergel mit verschütteter Teilstrecke 100—150 m;
2. tiefere Sandsteinzone, im unteren Teil nahezu steil gestellt, dann aufwärts mit 30—60° nach Norden einfallend, ca. 100 m;
3. dünnbankige Mergelkalke und Kieselkalke, streckenweise schlecht aufgeschlossen;
4. Obere Sandsteinzone und dicke Kieselbänke ca. 100 m. Großenteils versumpfte nasse Sattelfläche der Stubentalalpe ohne Aufschlüsse. Im seichten Rinnal des beginnenden nach Norden fließenden Reichenbaches auf eine Strecke
5. weiche, rote und braune schieferige Tone und Mergel.

In dem sich nordwärts anschließenden Profil des Reichenbaches, dessen nächste bloßgelegte Gesteinsschichten mit ziemlich steilem nördlichen Einfallen allem Anschein nach nur eine Fortsetzung des Scheidbachprofils sind, treten die

Sandsteinbildungen vollständig zurück und herrschen mergelige und kieselige, vielfach schieferige Schichten vor. Es lassen sich unterscheiden:

6. typische Fucoidenmergelschiefer und sich anschließend Kieselknollenflysch mit nochmaliger Wiederholung dieses Komplexes;
7. bunter Flysch, d. h. rote und grünliche Mergelschiefer mit Einlagerungen von Kieselknollenbrekzie und mit Einschlüssen von exotischen altkristallinen Trümmern und Quarzitlinsen etc. ca. 40 m.

Es folgt nun eine Zone tektonischer Störungen, die besonders dadurch gekennzeichnet wird, daß die Schichten auf einmal ein von dem bisherigen stark abweichendes vorwiegendes südnördliches Streichen beiderseits des Tobels annehmen und in ihrem Gefüge zahlreiche Verbiegungen, in der Richtung des Streichens Pressungen und merkwürdige Verzahnungen aufweisen. Diese Störungen im Schichtengefüge entsprechen offensichtlich einer ähnlichen Erscheinung am Edelsberge, wo an einer beschränkten Stelle am Nordhange des Gipfels plötzlich ein Komplex steilgestellter, dicker, harter Flyschsandsteinbänke aus dem Hange quer aufragt, die entgegen dem sonstigen ostwestlichen Streichen der Schichten nordsüdlich streichen und dadurch jedem auffallen, der von der Alpspitze aus sich dem Edelsberggipfel nähert.

Die am Reichenbach weiterhin folgenden Flyschschichten, von denen es unsicher ist, ob sie noch zu dem gleichen bisherigen Schichtensystem gehören, nehmen alsbald wieder annähernd ostwestliches Streichen an, aber mit häufigen kleinen Unregelmäßigkeiten. Es folgen: graue Schiefer mit kieselreichen Einlagerungen; bunte (rote, braune, grünliche) Mergel; graue Mergel und dann Seewermergel mit zuletzt roten Lagen. Wie am Edelsbergsattel folgen auf die Seewermergel im Mündungsbereich des Wildbadbaches noch einmal Flyschschichten, die aber ob der umfangreichen angeschwemmten Schottermassen spärlich aufgeschlossen und anscheinend in ihrem Schichtengefüge stark zerrüttet sind, so daß sich von ihnen kein zusammenhängendes Bild gewinnen ließ. Mit den einsetzenden Seewermergeln und dem Gaultsandsteintrümmerwerk des Kreidezuges schließt das Profil ab.

Überaus spärlich und zerstreut sind die Aufschlüsse im Flysch weiter westwärts auf dem Sattel von Langenschwand und dem Kultur- und Weidegelände um Jungholz, wo außer der allgemeinen stark verwachsenen Verwitterungsdecke vielfach auch noch mächtige Diluvialablagerungen weite Flächen verhüllen. Zu stratigraphischen Flyschstudien ist daher dieses Gebiet wenig geeignet, wenn sich auch die am Edelsberg unterscheidbaren Sandstein- und Schieferzonen auch hier wenigstens morphologisch wiedererkennen lassen. Weiterhin gegen Westen fällt die Flyschzone nur mehr mit einem schmalen Streifen in unser Aufnahmegebiet.

f) Anmerkungen zur Entstehungsfrage des Flysches.

Es sollen hier noch einige Erscheinungen und Beobachtungen zur Sprache kommen, die auf die Vorgänge bei der Entstehung des Flysches Bezug zu haben scheinen.

Über die Bedingungen, die für die Entstehung der Flyschbildungen ausschlaggebend waren, bzw. über die Verhältnisse und Beschaffenheit des Flyschmeeres gehen die Ansichten noch verschiedenfach auseinander. In neuerer Zeit sind ZUBER¹⁾

¹⁾ ZUBER, Über die Entstehung des Flysch, Zeitschr. f. prakt. Geologie, Aug. 1901; dazu das Referat von O. ABEL in d. Verh. d. K. K. geol. Reichsanst. 1903 S. 400—401 und Erwiderung ebenda 1904 S. 200—202.

und ARN. HEIM¹⁾ in dankenswerter Weise auf diese Frage näher eingegangen. Die Ausführungen ZUBERS sind besonders deshalb beachtenswert, weil sie an rezente Verhältnisse anknüpfen, an Sedimentationserscheinungen, wie sie heute beispielsweise in dem Meeresbereich um das Orinocodelta bestehen, wo sich nach dem genannten Autor heute noch echte Flyschabsätze von der Beschaffenheit bilden würden, wie sich solche in den anliegenden Landesteilen von Venezuela von früherer Zeit vorfinden. Auch im indomalayischen Archipel sollen ähnliche Verhältnisse bestehen.

Hauptbedingungen für Flyschbildungen sind nach ZUBER ein vorwiegend flaches Litoral, zahlreiche in die Flachsee mündende Flüsse, deren Wasserspiegel beträchtlichen Niveauschwankungen unterworfen seien, ein tropisches regenreiches Klima, das eine starke Verwitterung und Zersetzung der Gesteine und eine starke Schlamm- und Sandführung der Flüsse und damit eine Trübung des Meereswassers zur Folge habe, wodurch das Fortkommen von Korallen und Muscheln etc. unterbunden würde, wie andererseits die etwa miteingeschwemmten pflanzlichen und tierischen Substanzen unter dem Einfluß der Gezeiten, der Wellen und Brandung etc. zerrieben und unter dem Einfluß der Feuchtigkeit und Wärme etc. rasch der Zersetzung anheimfallen. Es kann in der Tat nicht verkannt werden, daß die von ZUBER geschilderten Erscheinungen der Gegenwart, die sich vor unseren Augen abspielen, geeignet sind uns ein gutes Bild zu geben von „der Entstehung aller jener rätselhaften Flyscheigenschaften, wie der Wechsellagerung dünner Sandstein-, Ton- und Mergelschichten, jener Hieroglyphen, Wellenspurten, krummschaliger Struktur“ u. s. w., die uns im Flysch auf Schritt und Tritt entgegentreten. Es kann aber auch nicht verkannt werden, daß bei der Entstehung unseres nordalpinen Flysches — soweit er nämlich wirklich eine Flachseebildung ist, was keineswegs durchaus und an allen Orten der Fall zu sein scheint — außer den angedeuteten Bedingungen und Faktoren noch ein weiteres Moment hinzu kommen mußte.

In der Flachsee können sich unter gleich bleibenden Verhältnissen nämlich Sedimente nur in einer durch die geringe Meerestiefe begrenzten Mächtigkeit bilden, d. h. nur so lange, bis sie den Wasserspiegel erreichen und Verlandung erfolgt. Nun weisen aber unsere Flyschablagerungen eine Mächtigkeit von vielen Hunderten, ja stellenweise von einigen Tausenden von Metern auf. Sofern sie also Flachseebildungen sind, führt ihr bloßes Dasein in so großer Mächtigkeit allein schon zu der zwingenden Annahme, daß im Verlaufe ihrer Ablagerung Senkungen des Meeresbodens stattgefunden haben bzw. Verlagerungen in der Richtung nach der tieferen Achse der Geosynklinale.

So viel steht wohl fest, daß Flachseebildungen und eine Mächtigkeit von Flachseeablagerungen, die die Tiefe einer Flachsee um ein Mehrfaches übersteigt, ganz unvereinbare Begriffe und Erscheinungen sind, es sei denn, daß entweder Senkungen des Meeresbodens oder Hebungen des Wasserspiegels stattfanden. Die letztere führt zu Transgressionen, die in unserem Falle wenigstens nicht in so großem Ausmaße nachweisbar sind und deren Wirkungen sicherlich nicht so spurlos hätten verschwinden können, wenn sie stattgehabt hätten. Wenn also doch nur Senkungen in Betracht kommen, so fragt sich, ob für diese Annahme irgend welche positive Anhaltspunkte und Anzeichen aufzufinden sind.

¹⁾ ARN. HEIM, Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen. Abh. d. Schweiz. pal. Ges. Bd. 35, 1908.

Wir denken hiebei nicht etwa an eine senkrechte Verwerfung und Senkung entlang der Meeresküste, sondern an eine „fortschreitende und lang andauernde allmähliche Vertiefung des Ablagerungsgebietes“. Diese mußte namentlich im äußeren Randgebiete des Litorals verschiedenfach sich einstellende stärkere Böschungswinkel des Meeresbodens hervorbringen, namentlich auch mit Berücksichtigung der fortwährenden Zufuhr und des Nachschubs neuer Sedimentmassen von der Küste her. Da diese Sedimente vielfach aus reichem Schlammmaterial bestanden, mußte es auf dem geneigten Meeresboden sicherlich an verschiedenen Stellen durch die fortwährenden neuen Massenauflagerungen zu Überbelastungen kommen, die zu mannigfachen Abgleitungen und Abrutschungen oder wohl auch örtlich zu größeren Massenverlagerungen unter Wasser führten. Diese konnten je nach den örtlichen Bedingungen bald starke Zerrüttung des Schichtengefüges, Pressungen und Durchknetungen der Gesteinsmassen zur Folge haben, wie sie beispielsweise auch KAUFMANN und HELM vom Wildflysch der Schweiz beschrieben, bald auch nach Art einer Schlittenbewegung ruhiger verlaufen und unter Schonung des Schichtengefüges nur zu Schichtenverbiegungen, zu Faltungen und Fältelungen, unter Umständen zu lokalen Blattverschiebungen ohne erhebliche Diskordanzerscheinungen führen.

Man darf vielleicht annehmen, daß ein guter Teil der bekannten starken und oft aus der Gesamttektonik schwer erklärlichen Faltungen und Abscherungen des Flysches auf Rechnung solcher Unterwassergleitungen und Hangbewegungen zu setzen sind. Die Schwierigkeit liegt nur darin, solche Deformationen und Schichtenverbiegungen von jenen zu trennen, die erst bei den späteren gebirgsbildenden Bewegungen entstanden sind. Es fehlt indes in unserem Flysch keineswegs an Erscheinungen, die keine andere Erklärung zuzulassen scheinen, als daß sie aus solchen Gleitvorgängen während der Ablagerungsperiode des Flysches hervorgegangen sind, auf die wir daher hier kurz hinweisen möchten.

Wir rechnen dazu jene Erscheinungen, die wir im Flysch an verschiedenen Stellen beobachtet haben, daß nämlich eine beschränkte Anzahl von Schichten starke Verbiegungen, Knickungen, Pressungen, Stauungen und Fältelung aufweisen, während die darüber und darunter folgenden Schichten, selbst wenn sie aus weicherem Material bestanden, nicht davon betroffen wurden und keinerlei Störungen zeigen. In Betracht kommen natürlich nur solche Fälle, in denen nicht etwa diagenetische Umformungen im Spiele sein konnten. Es sind solche Unterwassergleitungen schon bei den verschiedensten Formationen in der Literatur besprochen worden¹⁾ und sie sind bei den Flyschablagerungen so wenig selten, daß Einzeldarstellungen kaum mehr nötig erscheinen.

In Fällen, wo dicke, oft meterdicke Sandsteinbänke oder Kieselkalk ins Gleiten gerieten, kam es vielfach gar zu keinen nennenswerten Schichtverbiegungen bei der Verlagerung und zu keiner nennenswerten Diskordanz. Wiederholt hatte ich Gelegenheit, im Flysch eingebettet und umwickelt größere und kleinere Tafeln oder Blöcke solcher Sandsteine und Kieselkalke zu beobachten, bei denen am Außenrand nicht die mindeste Spur von Gesteinsübergang oder Materialvermischung zu bemerken war, wie das doch der Fall sein müßte, wenn sie an Ort und Stelle abgelagert worden wären. Solche Erscheinungen auf die spätere Gebirgsfaltung

¹⁾ Vgl. FELIX HAHN, Neues Jahrb. f. Min., Beilageband 36. 1913. S. 1—41 (mit umfassender Literaturangabe).

zu beziehen, stößt oft auf die größten Schwierigkeiten, wenn auch zuzugeben sei, daß bei dieser oft die merkwürdigsten Dislokationen verursacht worden sind.

In die gleiche Kategorie von Erscheinungen dürfte es gehören, wenn man in einem Schichtenkomplex in umfassenden Aufschlüssen zuweilen einzelne oder mehrere Schichten plötzlich ganz unvermittelt und gleichsam stratigraphisch ganz unmotiviert abbrechen und verschwinden und weiterhin durch petrographisch ganz anders geartete Schichten ersetzt sieht, ohne daß etwa Verwerfungen oder sonst Störungen zu bemerken wären. Ich konnte mir solche Beobachtungen nicht anders erklären als durch die Annahme, daß hier Abgleitungen im Spiele waren, bei denen der fehlende Teil der entsprechenden Schichten abgeglitten und an tiefer gelegener Stelle als „überzählige Schichten“, wie sie A. HEIM nennt, abgesetzt wurden. Leider sind die Aufschlüsse im Flysch gewöhnlich nicht umfassend genug, um solchen Erscheinungen auf weitere Strecken nachgehen zu können.

Es braucht wohl nicht besonders betont zu werden, daß die in Rede stehenden Massenverlagerungen fast immer nur lokal beschränkte Erscheinungen sind und daß es nicht an ausgedehnten Gebieten fehlt, wo keine solche Störungen wahrzunehmen sind und die Sedimentation offenbar einen ganz ruhigen Verlauf genommen hat. Die Störungen finden sich vorzugsweise in Gebieten mit starkem Gesteinswechsel und besonders da, wo größere Komplexe grober Sandsteine auftreten, also in Gebieten mit mehr Deltacharakter, wo es durch rasche Materialzufuhr leicht zu Überlastungen kommen konnte. Daß auch umfassendere Schichtenkomplexe von solchen Gehägebewegungen betroffen werden konnten, liegt auf der Hand. Verdächtig sind vielfach die Stellen, die lokal eine übergroße oder verschlungene Faltung und Fältelung aufweisen, während die Nachbargebiete oder die tieferen Schichtenlagen einen ruhigen gleichheitlichen Schichtenbau zeigen.

Es liegt wohl auf der Hand, daß durch die erwähnten „subaquaten Abrutschungen“ und Materialverlagerungen auch Blockwerk, ja unter besonderen Umständen ganze Schichtenpakete älterer Gesteine, die an der Küste losgebrochen, meereinwärts verfrachtet und unter die Flyschstraten gelangen konnten. Eine solche Möglichkeit der Einfuhr wird man folgerichtigerweise auch den altkristallinen Blöcken, den sogen. Exotika, zugestehen müssen, denen wir daher auch hier noch einiges Augenmerk zuzuwenden haben, da sie meines Erachtens mit dem Flysch in viel engerer Beziehung stehen, als man anzunehmen gewohnt ist.

g) Zur Frage der sogen. Exotika im Flysch.

Die sogen. Exotika oder altkristallinen Blöcke im Flysch, die bekanntlich auch im Flyschgebiet des Allgäus keine geringe Rolle spielen, haben in der geologischen Literatur schon eine reichliche Besprechung und die verschiedensten Erklärungen und Deutungen erfahren und noch immer gehen die Ansichten über sie weit auseinander.¹⁾

Ein recht mißlicher Umstand, der die Beurteilung dieser exotischen Blöcke sehr erschwert, besteht nun darin, daß man besonders die großen, zuweilen viele Kubikmeter fassenden Blöcke nach meinen Erfahrungen so gut wie nie im ursprüng-

¹⁾ Eine orientierende geschichtliche Übersicht der verschiedenen Ansichten bezüglich dieser Frage mit Literaturnachweis findet sich bei G. GEYER, Über die Granitklippe mit dem Leopold v. Buch-Denkmal im Pechgraben bei Weyer, Verh. d. K. K. geol. Reichsanst. 1904 S. 363–390; sodann bei ARN. HEIM, Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. Neu e Folge. 20. Liefg. Bern 1910. S. 100–108.

lichen Schichtverband mit dem Flysch, also noch eingebettet in die unverwitterten Flyschschichten zu beobachten Gelegenheit hat, so daß man aus der Art ihrer Ein- oder Auflagerung, überhaupt aus der Art ihres Auftretens und der Lagerungsverhältnisse etwa Schlußfolgerungen ziehen könnte. Ich habe solche Blöcke weder im Flyschgebiet unseres vorliegenden engeren Kartenbereichs (Zillenbach, Geilenberger Graben) noch in jenem des oberen Allgäus (im Bolgengebiet, im Walsertal etc.) nie anders beobachten können als im verwitterten oder abgestürzten Schutt von Bacheinrissen oder ausgewittert oberflächlich herumliegend auf schüttigen, meist stark verwachsenen Flyschhängen. Von Wichtigkeit ist die Frage, ob die Blöcke nur Auflagerungen auf dem Flysch sind oder ob sie Einlagerungen und also stratigraphische Bestandteile des Flysches waren und nur durch Auswitterung an die Oberfläche gelangten und hier unter Umständen verstürzt und abgerutscht auf zweiter Lagerstätte liegen. Was die Oberallgäuer Vorkommnisse anbelangt, betrachtet ROTHPLETZ¹⁾ die Vorkommnisse am Bolgen und im Retterschwanger Tal als Schubfetzen, TORNQUIST²⁾ als Einlagerungen, bringt sie aber ebenfalls mit tektonischen Vorgängen in Beziehung, nämlich mit „submarinen Deckenschüben“. A. HEIM³⁾ hält die Schweizer Vorkommnisse für stratigraphische Erscheinungen.

Ich glaube, man verfährt viel zu einseitig, wenn man bezüglich dieser Flysch-exotika immer bloß an die größeren Blockeinschlüsse denkt und diese Erscheinung nicht in Zusammenhang bringt mit allen übrigen stratigraphischen Tatsachen. Man darf den Umstand nicht übersehen, daß altkristallines, also „exotisches“ Gesteinsmaterial außer diesen Blöcken in noch viel reichlicherer Menge und viel häufiger in kleinzerbröckeltem Zustande und namentlich auch als Gemengteile von Brekzien und Konglomeraten in allen möglichen Größen und Formen im Flysch vorkommt und sich in dieser Art des Vorkommens ganz einwandfrei als stratigraphische Bestandteil und Element des Flysches zu erkennen gibt.⁴⁾

Nicht minder Beachtung verdient die Tatsache, daß gewöhnlich jeder grobkörnige Flyschsandstein fast immer mehr oder weniger kleine Einschlüsse von Bruchteilen kristalliner Gesteine enthält. Wir müssen sogar noch einen Schritt weiter gehen und uns zur vollen Würdigung des ganzen Sachbestandes klar machen, ob nicht die Einzelbestandteile der meisten Flyschsandsteine selbst im Grunde „exotischer“ Herkunft seien.

Angesichts des ganz hervorragenden Anteils, der unter den Ablagerungen der Flyschformation dem Sandstein überall und namentlich auch im Allgäuer Flyschgebiet zukommt, demzufolge er oft ganz allein ausgedehnte Gebirgsteile und Hügel-

¹⁾ ROTHPLETZ, Geolog. Führer Nr. 10, Alpenforschungen II 1905 S. 28.

²⁾ TORNQUIST, Flyschzone etc., N. Jahrb. f. Min. Bd. I 1908.

³⁾ ARN. HEIM, Nummuliten- und Flyschbildungen S. 187f.

⁴⁾ Als besonders instruktiv und beweiskräftig für diese Annahme sei eine Beobachtung vom Oberen Allgäu angeführt. An einem anscheinend vom Gehänge abgestürzten Riesenblock eines Flyschsandsteins von 4—5 m Durchmesser und 3—4 m Höhe, der sich in der Nähe der neuen Hörnlealphütte im Bolgengebiet befindet und von dem beim Hüttenbau zum Zwecke von Baumaterialgewinnung ein großer Teil abgesprengt worden war, beobachtete ich folgendes Profil: 1. fester, sehr grobkörniger löcheriger Sandstein ohne erkennbare Schichtung; 2. eine etwa 1 dm dicke Lage von exotischem, vorzugsweise altkristallinem eckigem oder nur schwach abgekantetem Trümmergestein von Ei- bis Faustgröße und frischem Erhaltungszustand; 3. dünngeschichteter, sehr fein und gleichheitlich körniger quarzitischer Sandstein. Die Schichten 2 und 3 legten sich zwiebelschalenartig gebogen über die obere Fläche des ungeschichteten grobkörnigen Sandsteins. Die stratigraphische Einlagerung der exotischen Brekie war hier in ideal schöner und einwandfreier Weise zu sehen.

reihen zusammensetzt, mag man sich billig fragen: woher kommt all der viele Quarz, der in all den vielen Sandsteinen des Flysches und wohl auch der Molasse steckt, und nicht minder auch der viele Glimmer nicht nur in all den Flyschsandsteinen, sondern auch in den Mergeln und Schiefen dieser Formation? An eine Dynamometamorphose wird bezüglich des Glimmers unter den obwaltenden Verhältnissen niemand denken wollen. Daß aber der Quarzsand wie der Glimmer ausschließlich nur Abtragungen älterer Sedimentgesteine entstammten und also eine zweimalige Umlagerung erfuhren, ist kaum anzunehmen, denn dazu sind die Quarzkörner, wenigstens vieler grobkörniger Flyschsandsteine, meist zu kantig und auch zu grob und der Glimmer in den unverwitterten Gesteinen fast immer zu frisch und vielfach auch zu großschuppig. Der häufige ursprüngliche Zusammenhang von Quarz und Glimmer weist auf direkte Herkunft von Urgesteinen. Kurz, man kann sagen, daß in den überwiegenden Fällen ihres Vorkommens fast alle Anzeichen für ihre direkte Abkunft aus altkristallinen „exotischen“ Gesteinen sprechen.

Wenn dem aber so ist, so ergibt sich als unabweisbares Postulat, daß in dem Bereich des anstoßenden Festlandes, das zu dem Flyschmeer (und zum Teil auch zum Molassemeer) entwässert wurde, und wohl auch im Küstengebiet des Flyschmeeres zur Zeit der Flyschablagerung quarz- und glimmerhaltige, also kristalline Gesteinsmassen in langausgedehnter Zone wenigstens stellenweise zu Tage gelegen und der Zerstörung und Abtragung ausgesetzt gewesen sein mußten, die also das Quarz- und Glimmermaterial etc. zur Bildung der entsprechenden Flyschsedimente und die sogen. exotischen Blöcke geliefert haben.

Wenn nun nach diesen Erwägungen und Annahmen, die sich aus der Beschaffenheit eines großen Teiles der Flyschsedimente ergaben, anstehende und der Abtragung unterworfenen Urgesteinsmassen in der Hauptsache das Material zu den mächtigen und ausgedehnten Flyschsandsteinen geliefert haben, so geht daraus hervor, daß sich die sogen. „Exotika“ und die übrigen Flyschgebilde keineswegs mehr so fremdartig und unvermittelt gegenüberstehen, als man bisher anzunehmen gewohnt war. Sie sind ja alle zum größten Teile der gleichen Abkunft und die sogen. „Exotika“ brauchen nicht mehr als Fremdlinge, die von weither eingewandert sind, aufgefaßt zu werden und bilden auch keine prinzipielle und genetisch besondere und gesonderte Erscheinung, sondern können nur mehr als zufällige und untergeordnete Spezialfälle der allgemeinen Flyschsedimentation gelten.

Bei dieser Auffassung wird es auch verständlicher, daß die Exotika in unserem Gebiet in ganz verschiedenen Niveaus auftreten, wie dies auch HEIM a. a. O. von den Schweizer Vorkommnissen betont, ebenso, daß wir kaum einen etwas grobkörnigen Flyschsandstein antreffen können, in dem nicht irgend Reste und Zerreibsel von Urgesteinen zu beobachten sind und kaum einen Flyschsandstein, der nicht mehr oder weniger reichliche Glimmereinschlüsse enthielte. Kurz wir finden im Flysch die genannten Exotika in allen möglichen Größen, die vom Sandkorn mit noch ursprünglich anhaftendem Glimmerblättchen bis zum viele Tonnen schweren Riesenblock schwanken und in den verschiedensten, bald eckigen, bald abgerundeten Formen.

Nicht geringe Schwierigkeiten hat von jeher, seit man den Exotika Aufmerksamkeit zuwandte, die Frage bereitet, wie alle jene exotischen Blöcke in den Flysch geraten sind, deren Gewicht so groß ist, daß an eine Einschwemmung durch wenn auch noch so reißende Flüsse ausgeschlossen war. Diese Schwierigkeiten sind be-

sonders groß, so lange man die Urgesteinsblöcke als Fremdlinge betrachtet, die man räumlich erst weit herkommen läßt. Man hat sogar an eine Verfrachtung durch Trifteis und auch an einen Transport durch Gletscher gedacht.

Nach unseren obigen Auseinandersetzungen müssen wir annehmen, daß im zugehörigen Festland- und Küstenbereich des Flyschmeeres verschiedenfach der Verwitterung und Abtragung ausgesetzte Urgesteine zu Tage gestanden sind. Damit wird es auch leichter verständlich, daß neben der Zufuhr von altkristallinem Detritus und der anderweitigen Sedimentationszufuhr auch größere Blöcke von Urfelsen unter die Flyschablagerungen gelangen konnten. Wir werden da an Blockablösungen von steilen Küstenstellen, an die Zertrümmerung von Klippen, an Abrasion von Inseln und Scheren, aber auch an gelegentliche „subaquate“ Abbrutschungen, an Gehänge- und Gleitbewegungen infolge Überlastung der Gehänge mit Sedimentmaterial oder an zeitweilige Senkungen des Meeresbodens, wie wir sie oben voraussetzen zu müssen glaubten, denken.

Berücksichtigt man nun, daß im ostalpinen und speziell auch in unserem Beobachtungsgebiet schon in vorcenomaner Zeit, wie wir im tektonischen Teil noch des Näheren nachzuweisen versuchen werden, nicht nur Verlandungen, sondern allen Anzeichen nach schon stellenweise erhebliche orogenetische Bewegungen und vertikale Hebungen eingesetzt, ja sogar schon bedeutsame tangentielle Schollenverlagerungen und Schubbewegungen stattgefunden haben müssen, so stehen unserer Annahme kaum äußere Erklärungsschwierigkeiten im Wege. Es darf wohl an das Vorkommen erheblicher Glimmerschieferschollen am Schubrande der Allgäuer Schubmasse an der Rotspitze im Retterschwanger Tal erinnert werden, auf das schon in meiner Arbeit über die Allgäuer Eruptiva (TSCHERMAKS Mittlgn. 1889 S. 506) und dann bei ROTHPLETZ, Alpenforschungen II 40) hingewiesen worden ist. Man kann auch geltend machen, die Deckentheorie biete hinlänglich Mittel zur Erklärung an die Hand, indem sie wahrscheinlich macht, daß bei den Deckenschüben auch kristalline Gebirgsmassen in das Bereich des Flyschmeeres gefördert wurden, durch das dann dieses mehr oder weniger mit kristallinem Sedimentationsmaterial beschickt wurde. Für diejenigen, welche derartige Erscheinungen nicht gerne auf hypothetische ungesicherte Theorien stützen möchten, steht noch eine andere Erklärungsmöglichkeit zu Gebote: der Umstand nämlich, daß das Auftreten von Landpflanzenresten im Gault der Randzone bei Hindelang in einwandfreier Weise die Anwesenheit von nahem pflanzenbesiedeltem Festland zur Gaultzeit anzeigen. Wir werden im stratigraphischen Teil des Näheren darauf einzugehen haben und verweisen daher auf die entsprechenden späteren Darstellungen und Möglichkeiten.

2. Eruptivgesteine, Diabas und Diabasporphyr.

Trapp (Uttinger, Boué), Algovit (Winkler), Melaphyr (Gümbel).

Bekanntlich treten im Allgäu in dem Flyschgebiete, das an die überschobenen Trias-Jura-Schollen angrenzt, an verschiedenen Punkten Eruptivgesteine zu Tage. Solche finden sich auch in der Umgebung von Hindelang an mehreren Stellen vor, also noch innerhalb unseres Kartengebietes. Wenn sie auch kein selbständiges Formationsglied darstellen, so stehen sie doch nicht nur äußerlich räumlich, sondern auch innerlich in engster Beziehung zum Flysch, weshalb es zweckmäßig erscheint, die Besprechung dieser Vorkommnisse, soweit sie in unser Aufnahmegebiet fallen, hier an jene des Flysches anzureihen. Dabei kann von einer ins Einzelne gehenden

petrographischen Behandlung hier abgesehen werden, da eine solche schon in der Literatur vorliegt und hiezu auch die Vorkommnisse außerhalb unseres hier behandelten Kartengebietes beigezogen werden müßten.

Geschichtliches. Obgleich die Allgäuer Eruptiva nirgends in größerer Massenentwicklung zu Tage stehen und ihr Vorkommen nur auf einzelne verstreute Punkte verteilt ist, haben sie doch schon frühzeitig die Aufmerksamkeit verschiedener Geologen auf sich gelenkt. Sie sind dementsprechend auch verschiedenfach der Gegenstand von Untersuchungen und Erörterungen gewesen und haben eine verschiedenfache Beurteilung erfahren. Der erste Anstoß zu ihrer Beachtung ging von bergmännischer Seite aus, läßt sich aber nicht mehr bis in die ersten Anfänge verfolgen. Die erste Erwähnung in der wissenschaftlichen Literatur geht schon über 100 Jahre zurück. Schon 1812 beschreibt „der ehemalige Bergamtsverweser zu Sonthofen“ **UTTINGER** in **LEONHARDS** Taschenbuch für Mineralogie¹⁾ die Vorkommnisse in der Geißalpe am Entschenkopf und in der „Ebna“ südlich von Oberstdorf als „Trapp“ oder „eigentlichen Grünstein“ mit den innig miteinander verwachsenen Gemengteilen Feldspat und Hornblende“ und als „porphyrtartigen Trapp“ mit ausgeschiedenen Feldspatkristallen. Von den mitvorkommenden Zeolithen werden erwähnt: „strahliger oder Melzeolit“, der seltene „Datolith“ und der Natrokalzith oder Natrolit.

1829 bespricht **AMI BOUÉ**²⁾ den „feldspätigen roten eisenschüssigen Trapp“ bei Hindelang und in der Ebene und die „Trapp-Säulenreihe“ in der Geißalpe. Im Jahre 1845 erwähnt **ESCHER VON DER LINTH**³⁾ den „dioritartigen Trapp“ der Geißalpe und 1853 **STUDER**⁴⁾ das „eisenschüssige Trappgesteine“ von der Geißalpe und von Hindelang.

Im Gegensatz zu den genannten Autoren stellt 1851 **SCHAFHÄUTL**⁵⁾ die eruptive Natur des Gesteins in Abrede und erklärt es als ein „Glied“ seiner „Wetzsteinformation“, als eine Art „Hornstein“ (Jura). Im Jahre 1856 erklärt **GÜMBEL**⁶⁾ den „vielgenannten Grünstein“ als „melaphyrähnliches Gestein“ und erwähnt erstmalig sein Vorkommen speziell am Wildbach und im Rotplattentobel bei Hindelang.

Eine eingehendere Untersuchung erfährt das Gestein kurz darauf 1859 durch **G. WINKLER**⁷⁾ und 1861 durch **W. GÜMBEL**.⁸⁾ **WINKLER** unterschied eine graue Varietät mit Porphyrstruktur, eine grüne und als dritte eine rotbraune (stark zersetzte) und erkannte als Bestandteile Feldspat, Augit und Magneteisen; er betrachtet das Gestein als zum Typus des schwedischen Trapps gehörend und gibt ihm in Anbetracht der damals noch wenig abgegrenzten und schwankenden Bezeichnung „Trapp“ und „Melaphyr“ zur Fixierung seiner Eigentümlichkeiten den Lokalnamen „Allgovit“. Für seine eruptive Natur und Herkunft würden sich keine Beweise beibringen lassen, weshalb er es mit **SCHAFHÄUTL** als ein Produkt neu- und umbildender Prozesse betrachtete.

In seinem „Bayerischen Alpengebirge“ gibt **GÜMBEL** eine eingehende Darstellung der Vorkommnisse, stellt das Gestein zum „Melaphyr“ und betont **WINKLER** gegenüber besonders die eruptive Natur desselben. Als Bestandteile desselben werden angegeben: Kalknatronfeldspat, Hornblende oder Augit und Magneteisen, chloritische Minerale, Zeolithe.⁹⁾ Die dem Melaphyr am Wildbache bei Bad

¹⁾ **UTTINGER**, Das bergigte Land des Allgäus geogn. betrachtet, Taschenbuch für Min. etc. von **LEONHARD**, 6. Jahrg., S. 152—181 (1812) u. 7. Jahrg. 1813 S. 341—393.

²⁾ **AMI BOUÉ**, Geognost. Gemälde von Deutschland. Frankfurt a. M. S. 91—92.

³⁾ **ESCHER VON DER LINTH**, Beiträge zur Kenntnis der Tiroler und bayerischen Alpen, N. Jahrb. 1845, S. 546.

⁴⁾ **STUDER**, Geologie der Schweiz II. 1853. S. 122.

⁵⁾ **SCHAFHÄUTL**, Geognost. Untersuchungen des südbayerischen Alpengebirges. München 1851. S. 83—85.

⁶⁾ **W. GÜMBEL**, Der Grünten, eine geognostische Skizze, München 1856. Jahrb. d. K. K. geol. Reichsanst. 1856.

⁷⁾ **G. WINKLER**, Allgovit (Trapp) in den Allgäuer Alpen Bayerns. N. Jahrb. f. Min. Jahrg. 1859. S. 641—670.

⁸⁾ **GÜMBEL**, Geognost. Beschreibung des bayerischen Alpengebirges 1861. S. 183—190.

⁹⁾ Im Texte (S. 187 ff.), sodann auf seiner geologischen Karte und in der Profilzeichnung S. 189 verzeichnet **GÜMBEL** auch das Retterschwanger Tal als Örtlichkeit, wo Melaphyr zu Tage trete. Nachdem der Berichtersteller **GÜMBEL** mündlich unter Vorlagen von Gesteinsproben darauf eingehend aufmerksam gemacht hatte, daß an den von ihm angegebenen Stellen kein Melaphyr, wohl aber reichlich Glimmerschiefer und Hornblendegesteine anstehen, hat **GÜMBEL** in den Geognost. Jahresh. Bd. I Jahrg. 1888 S. 170 seine irrthümlichen Angaben selbst berichtigt.

Oberdorf unterlagernden roten und grauen Schiefertone werden dem alpinen Buntsandstein zugezählt und als wahrscheinliche Zeit der Eruption wird die Zeit des alpinen Buntsandsteins angenommen.

Im Jahre 1888 hat der Berichtersteller all die damals bekannten Vorkommnisse der Allgäuer Eruptiva einem eingehenden Studium im Felde und die Gesteine einer mikroskopischen Untersuchung unterzogen und sie auf Grund ihrer Zusammensetzung aus Plagioklasen, Augit und Magnetit und ihrer ophitischen Struktur als Diabas und Diabasporphyr bestimmt.¹⁾ Auf Grund des stock- und lagerförmigen Auftretens des Gesteins der Geißalpe im Flysch und dessen Umwandlung an der Kontaktfläche in harten Hornschiefer wurde dem Eruptivgestein ein tertiäres Alter zugesprochen.

In seiner „Geologie von Bayern“ 1892 II. S. 86 gibt GÜMBEL mit Bezugnahme auf die vorerwähnte Arbeit unter der Bezeichnung „Alpenmelaphyr“ erneut eine Beschreibung unserer Eruptiva, ohne sachlich wesentlich Neues beizubringen.²⁾ Bezüglich des Alters unserer Eruptiva äußert sich GÜMBEL dahin, daß aus meinen Darlegungen der Lagerungsverhältnisse in der Geißalpe hervorzugehen scheine, daß die Ausbruchperiode in die ältere Tertiärzeit zu setzen sei, daß es aber auch denkbar sei, daß die Eruptiva „erst infolge der Faltung und Verschiebung der Gesteine bei der Gebirgsbildung“ also auf mechanische Weise in die jüngeren Schichten hineingekeilt wurden.

Dieser Frage suchten in der Folgezeit mehrere Forscher näher zu treten, so LUGEON, der in den 90er Jahren des vorigen Jahrhunderts die Vorkommnisse der Hindelanger Gegend besucht hatte und darüber in seiner Schrift „La Region de la Brèche du Chablais“ 1896 S. 39ff. berichtete, dann G. STEINMANN,³⁾ A. ROTHPLETZ⁴⁾ und H. MYLIUS,⁵⁾ die das Vorkommen in der Geißalpe einer Besichtigung und Nachprüfung unterzogen. LUGEON, STEINMANN und ROTHPLETZ kommen in der Hauptsache zu der gleichen Ansicht, daß die Vorkommnisse „Schubfetzen“ darstellen. Über die von mir 1888 auf Grund von vorgenommenen Schürfungen mitgeteilten Beobachtungen von Kontakteinwirkungen des Eruptivgesteins in der Geißalpe kommt LUGEON dadurch hinweg, daß er die Geißalpe nicht besuchte, STEINMANN, daß er meine Angaben ignorierte und ROTHPLETZ, daß er beklagte, daß die seinerzeitigen Schürfungen verschüttet worden wären und die natürlichen Aufschlüsse die Deutung der Eruptivgesteine als Schubfetzen nicht ausschließen würden. MYLIUS hingegen konnte in seiner Nachprüfung meiner seinerzeitigen Angaben das Vorhandensein von Kontakterscheinungen im Flysch bestätigen, hervorhebend, daß die das Eruptivgestein umhüllenden, sonst sehr weichen Ton- und Mergelschiefer überaus hart und in förmliche Hornschiefer umgewandelt wurden und mit dem Eruptivgestein sehr innig verwachsen erscheinen.

Gesteinsbeschaffenheit.⁶⁾ Von den drei durch verschiedene Übergänge miteinander verbundene Gesteinsvarietäten, nämlich einer solchen mit einem gleichmäßig körnigen, dann einer anscheinend dichten (kryptokristallinen) und endlich einer mit porphyrartigem Gefüge, herrscht auch bei Hindelang die letztgenannte weitaus vor. Sie ist meist schon in ihrer Zersetzung stark fortgeschritten, während die gleichheitlich körnige Abart mit einer grünen bis graugrünen Farbe fast immer verhältnismäßig noch am frischesten erhalten ist.

¹⁾ Mineralog und petrogr. Mitteilungen, herausg. v. TSCHERMAK, Bd. X, Wien 1889.

²⁾ GÜMBEL, an seiner älteren Gesteinsbenennung Melaphyr festhaltend, glaubt, „der Eigenart, welche mit seinem Vorkommen verknüpft ist, am passendsten durch die Bezeichnung »Alpenmelaphyr« gerecht zu werden“. In Rücksicht, daß die in Betracht kommenden Gesteine in den Alpen keineswegs alle petrographisch gleichgeartet sind, ist diese Bezeichnung mißlich und irreführend. Will man zur Feststellung der lokalen Eigenart dem Gestein einen Lokalnamen geben, so besitzt der WINKLER'sche Name „Algovit“ die Priorität, nur darf man nicht Allgovit schreiben. Die jetzt amtlich festgelegte Schreibweise „Allgäu“ beruht auf Prinzipien und Regeln der deutschen Sprache, die nicht willkürlich auf das Lateinische übertragen werden dürfen. Nach in dieser Frage kompetenten Fachmännern (L. BAUMANN u. s. w.) ist die latinisierte Form für Allgäu „Algovia“, also ist richtig „Algovit“ zu schreiben.

³⁾ Geol. Beobachtungen in den Alpen. I. Das Alter der Bündner Schiefer. Ber. d. naturf. Ges. in Freiburg i. Br. Heft 10 1897 und dann ebenda Heft XVI 1905.

⁴⁾ Geol. Alpenforsch. II. Ausdehnung u. Herkunft d. rhätisch. Schubmasse, München 1905, S. 33.

⁵⁾ Geologische Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen. I. Tl. Beobachtungen zwischen Oberstdorf und Maienfeld. München 1912, S. 90f.

⁶⁾ Wir müssen uns hier Raumes halber nur auf eine gedrängte Darstellung beschränken. Eingehenderes a. a. O. in TSCHERMAK'S Mitteilungen.

Als wesentliche Bestandteile sind zu nennen: Feldspäte vorwiegend in Leistenform und bei der porphyrischen Abart auch in größeren schon makroskopisch deutlich hervortretenden Kristall-Einschlüssen in Tafelform, dann Augit der als verwaltender Bestandteil die Zwischenmasse bildet, aber bei weniger frischem Gestein meist schon chloritisiert ist, und endlich in kleinen Einschlüssen Magnetit und durch Leukoxenränder charakterisierte Titaneisen. Viridit bildet die gesteinsfärbende Substanz und erscheint auch häufig im Innern der Feldspatkristalle. Die Feldspäte, die namentlich bei der porphyrischen Abart in zwei Generationen auftreten, gehören zu den Plagioklasen, deren Mischungsverhältnis zwischen dem des Oligoklas und jenem des Anorthits schwankt und zwar vielfach in der Weise daß sie eine zonare Struktur mit zunehmender Acidität wahrnehmen lassen. Sie verhalten sich dem Augit gegenüber, der in den Schliffen eine blaß bräunliche bis ganz helle Farbe besitzt, größtenteils idiomorph.

Die Struktur des Gesteins ist durchgehends eine ausgesprochen ophitische, weshalb wir dasselbe in Rücksicht auf seine grüne Farbe, die es bei relativ frischem Zustande zeigt, nicht zu den Melaphyren, sondern zu den Diabasen bzw. Diabasporphyriten stellen.

Als Folge von innerer Umwandlung und Zersetzung treten in den Vorkommnissen unseres Kartengebietes als Neubildungen auf: Kalzit in Rhomboedern und als Ausfüllungsmassen auf Spalten und Klüften; Zeolithe: wie Analcim auf Drusen, Pseudomorphosen von Analcim nach Plagioklasen; Natrolith und Mesolith, Laumontit, dann Ophikalzit, Serpentin, Toneisenstein, Verwitterungston u. s. w.

Die bei Hindelang zu Tage tretenden Eruptivgesteine gehören fast ausschließlich der porphyritischen Abart, dem Diabasporphyrit, an und zeigen fast durchgehends eine sehr fortgeschrittene Zersetzung und daher eine rote, rot- bis graubraune Farbe. Verhältnismäßig frischere und dann grüne bis graugrüne Partien mit noch erhaltener Augitmasse finden sich zwar auch vor, sind aber höchst selten. In die Augen fällt die kugelige Absonderung und Verwitterung und wo das Gestein in größerer Masse zu Tage steht, wie am Wildbach, erscheinen die wohlgerundeten großen Blöcke aufeinander getürmt wie eine Zyklopenmauer und in den Zwischenräumen der aufeinander gelagerten Kugelblöcke finden sich Verwitterungston, schalige serpentinartige Gebilde, Zeolithe und Kalkspat abgesondert. Die Absonderungsblöcke selbst sind ihrerseits von zahlreichen durch Kalkspat und Zeolithe ausgefüllten Sprüngen und Klüften durchzogen und verschiedene metallglänzende Gleitflächen treten beim Zerschlagen zu Tage, so daß man Mühe hat, gutgeformte Handstücke zu gewinnen. Das intakte Gestein besitzt sonst große Verbandfestigkeit und erweist sich Hammer-schlägen gegenüber überaus zäh und fest.

Vorkommen. Diabasporphyrite in der geschilderten Ausbildung kommen bei Hindelang vor: an mehreren Punkten am Wildbach oberhalb von Bad Oberdorf, dann ebenfalls an mehreren Stellen des Hirschbach- und des Rotplattentobels, welch letzterer als Seitentobel in den ersteren einmündet. Diese Vorkommnisse sind schon seit langer Zeit bekannt und finden sich bei GÜMBEL und in meiner älteren Abhandlung eingehender beschrieben. Seitdem beobachtete ich noch weitere Vorkommnisse im Bereich der Hirschbergalpe oberhalb der Krähenwand und dann an zwei Stellen auf der gegenüberliegenden Talseite am Gehänge des Imberger Horns bzw. des Burgschrofens.

Am bequemsten erreichbar sind die Vorkommnisse am Wildbach. Geht man von Hindelang aus die neue Jochstraße, bis diese am Rande des Wildbachtobels

erstmal umbiegt, so sieht man am Ufer über dem Bach unmittelbar einen felsigen Steilhang aufragen, dessen braunes Gestein aus unserem Porphyrit besteht. Es wird oben und seitlich von Gehänge- und Diluvialschutt umhüllt. Diesseits des Baches waren bis zur jüngsten Zeit anstehende Flyschsandbänke mit Mergelzwischenlagen am Straßenrand entblößt, die jetzt freilich zur Sicherung der Straße vermauert wurden.

Auch aufwärts sieht man dem Bachufer entlang da und dort Flyschschichten, namentlich graue und rote Schiefer, aus der Schuttdecke herausblicken und früher, ehe der Bach verbaut worden, konnte man solche rote Flyschtonschiefer sogar in direkter Berührung und engem Verband mit dem Massengestein beobachten, in gleicher Weise, wie das am Burgschrofen der Fall ist.

Folgt man dem am Wildbach aufwärts ziehenden Fußsteig, so kommt man an drei weiteren Stellen mit mehr oder weniger reichlichem Blockwerk unseres Eruptivgesteins vorbei.

Was die Vorkommnisse im Gebiet des Hirschbachtobels anbelangt, so stößt man, abgesehen von einzelnen zerstreuten Blöcken im Bachrinnsal, zunächst auf eine größere Blockanhäufung am ostseitigen Tobelsteilhang, wenn man östlich der Polite auf dem das Tobel querenden Fußsteig aus dem tiefen Rinnsal zur Jochstraße aussteigt.

Bedeutsamer sind die Blockanhäufungen an der auf der Karte bezeichneten Stelle im unteren Teil des Rotplattentobels, das man am bequemsten erreicht, wenn man dem Hirschbachtobelsteig folgt, bis ein Alp- und Karrenweg bei ca. 1000 m Höhe das Tobel quert und den man nun auf eine kurze Strecke geht, bis man in das Rotplattentobel einsteigen kann. Das Westgehänge desselben besteht in seiner unteren Strecke aus Jura-Aptychen- und sich anschließendem Kreide-Aptychenkalk und bunten, zum Teil roten Neokommern. Das Ostgehänge wird dagegen auf eine Strecke von etwa 60 m bis tief herab zur Bachsohle ausschließlich von losem Blockwerk unseres Massengesteins bedeckt. Weiter aufwärts stellt sich auf der Bachsohle Hauptdolomit ein. Der Osthang aufwärts, wo ich ehemals Spuren flyschähnlicher Schiefer beobachtet hatte, ist jetzt stark verstürzt und mit Tannen und Gestrüpp verwachsen. Auch der von mir in meiner Abhandlung seinerzeit erwähnte größere rote Granitblock im Bachrinnsal mit rötlichem Feldspat, bläulichem Quarz und dunklem Glimmer ist seitdem verschwunden bzw. verschüttet. Weiter oben, wo das Tobel nach Osten umbiegt, erscheint abermals auf eine kurze Strecke reichliches Blockwerk unseres Massengesteins, das ehemals besser aufgeschlossen war. Die in geringem Abstand aufragende dolomitische Krähenwand schließt zuletzt das Tobel nach oben ab. Damit hat aber das Vorkommen von Eruptivmassen weiter nördlich aufwärts noch nicht seinen Abschluß gefunden. Bei der Begehung dieses Geländes stellte es sich heraus, daß auch noch oberhalb der genannten Krähenwand im Gebiet des Halbertstöbele, wo sich Aptychenkalke und Neocomschichten ausbreiten, vereinzelte Eruptivblöcke anzutreffen sind und daß auf der Ostseite des bezeichneten Tobels eine kleine übrigens verwachsene Gehängerrippe von etwa der Höhenkote 1400 an aufwärts bis in die Nähe der Hirschbergalphütte anscheinend fast ausschließlich von unserem stark zersetzten Gestein gebildet wird, wenigstens konnte ich auf dem auch morphologisch etwas hervortretenden kleinen Rücken kein anderes Gestein aus dem Boden herausragen sehen und der Verwitterungsboden ist vielfach rotgefärbt. Es wurde dementsprechend auf der Karte an dieser Stelle auch Diabasporphyrit eingetragen. Bei dem Mangel an Aufschlüssen ließ sich

nicht feststellen, mit welchem Nebengesteine derselbe hier in Verbindung steht. Erst weiter oben in der Nähe der Alphütte zeigen sich am Beginn des Halbertstöbele-Grabens in einem frischen Anriß dunkle Schiefer, Mergel und Kieselkalke, von denen ich bisher nicht mit Sicherheit feststellen konnte, ob sie dem weiter ostwärts sich ausbreitenden Liasfleckenmergel angehören oder ob hier nicht eine eingeklemmte Flyschpartie vorliegt.

Was endlich die Vorkommnisse auf der Südseite des Tales unterhalb des Burgschrofens anbelangt, so befinden sich beide Stellen an der Grenzlinie zwischen dem Flysch und den in kleinen Wänden darüber aufragenden roten Aptychen und Neocomkalke des Burgschrofens, ungefähr bei der Höhenkote 1200. Die eine Stelle liegt im Reichenbachtobel, da wo der Bach in einem Wasserfall über die Wand herabstürzt. Die Porphyrite, die am Fuße der Wand vom Bache entblößt wurden, zeigen genau den Gesteinscharakter und die Ausbildung wie jene am Wildbache und im Rotplattentobel, nur daß sie noch etwas mehr zersetzt sind. Sie werden von roten Schiefen überlagert und bilden in ihrer großkugelige Absonderung eine kleine Felspartie, die in einer Mächtigkeit von etwa 8 m zu Tage steht. Zu den beiden Seiten liegt mächtiger Absturzschtutt; auch das unmittelbar Liegende ist mit Schutt und Geröll bedeckt, doch nur wenige Meter abwärts tritt typischer Flysch zu Tage, der abwärts überall das herrschende Gestein des Hanges und des wilden Tobels bis zur Talsohle bildet. Erwähnt sei noch, daß ich auch in dem westlich an den Reichenbachtobel sich anschließenden Schutthang verschiedene lose Blöcke unseres Porphyrits im Schutte liegen sah, was darauf hindeutet, daß das Gestein auch noch weiter in westlicher Richtung unter dem Schutt fortstreicht.

Einen zweiten kleinen Aufschluß anstehenden Gesteins beobachtete ich auch etwa 300 m ostwärts da, wo die erwähnten Aptychen- und Neocomkalke wieder aus dem Gehänge zu Tage treten. Der Aufschluß ist hier sehr mangelhaft, doch ist kaum ein Zweifel, daß das Vorkommen jenem am Reichenbach entspricht.

Lagerungsverhältnisse. Zur stratigraphischen Stellung und Altersfrage der Eruptiva.

Ein Blick auf die Karte zeigt uns, daß das Vorkommen der Allgäuer basischen Eruptivmassen in das Bereich einer wichtigen und eingreifenden tektonischen Störungslinie fällt, nämlich in die Randzone der Überschiebungsfäche, auf der die mächtigen Trias-Juramassen auf den vorgelagerten Flysch geschoben wurden, eine Überschiebungsfäche, auf die schon LUGEON a. a. O. hingewiesen hat und die dann durch ROTHPLETZ als „Allgäuer Überschiebung“ durch das ganze Allgäu eingehender untersucht und beschrieben wurde und allgemeiner bekannt geworden ist. Daß dieses Zusammentreffen der Eruptiva und der bedeutsamen Störungslinie ein bloß zufälliges sei, wird man kaum annehmen wollen. Da sich an dem Außenrand dieser Überschiebungsfäche verschiedenerlei mitgeschleppte Gesteinspartien befinden, liegt der Gedanke außerordentlich nahe, anzunehmen, daß auch unsere Eruptivgesteine solche verschleppte Massen bilden, die bei der Überschiebung mit-erfaßt und verfrachtet wurden und sich daher jetzt auf zweiter Lagerungsstätte befinden. Diese Annahme dürfte sich kaum abweisen lassen bei all den erwähnten Vorkommnissen, in denen das Eruptivgestein in losen Blöcken und Blockanhäufungen auftritt wie auf der Linie Hirschbachtobel-Hirschbachalpe im Gebiet des Hirschbaches, Rotplattentobels und Halbertstöbele. Das losgerissene Blockwerk liegt hier verschiedenen Formationsgliedern wie Fleckenmergeln, Aptychenkalke, Hauptdolomit

und zweifelhaften Flyschresten offensichtlich nur rein oberflächlich auf und läßt wohl kaum eine andere Deutung zu, als daß es auf mechanischem Wege bei dem Vorschub der jetzt zurückverwitterten Jochschrofen-Scholle aufgeschürft, erfaßt und vor sich hergeschoben wurde und also auf fremder Unterlage aufruht.

Anders zu beurteilen sind wohl die Vorkommnisse am Wildbache beim Luitpoldbade und am Burgschrofen, wo das Massengestein noch nicht außer allem ursprünglichen Schichtverband geraten und auch noch seinen ursprünglichen inneren Zusammenhang und seine eigenartige großkugelige Absonderungsstruktur bewahrt hat. Wir finden hier das Gestein im Verband mit dem Flysch und zwar, soweit die Aufschlüsse Einblicke gewähren, überall in unmittelbarer Berührung mit roten Tonschiefern, wie solche in der Gegend vielfach im Flysch auftreten, so beispielsweise am Hindelanger Reichenbach, an den Hängen südlich von Liebenstein, „im Höfle“ nordöstlich von Geilenberg, im Stubental bei Jungholz, am Nesselwanger Reichenbach etc., was LUGEON gegenüber, der die Zugehörigkeit dieser Schichten zum Flysch in Abrede stellte (Chablais etc. S. 39), besonders betont sei (vgl. auch oben S. 2).

Die Frage ist hier: In welcher Beziehung steht das Eruptivgestein zum Flysch? Ruht es demselben infolge von Überschiebung nur rein oberflächlich auf? Ist es bei der Gebirgsbildung in die jüngeren Schichten erst „eingekeilt“ oder „eingepreßt“ worden oder ist es als Intrusivmasse aktiv in den Flysch eingedrungen und in diesem Falle entweder noch an primärer Lagerstätte oder ist es als angeblich charakteristischer Bestandteil der STEINMANN'schen „rätischen Decke“ erst mit dieser aus einem entfernten Wurzelgebiet zugewandert?

Leider sind die Aufschlüsse bei Hindelang zu ungenügend und die Lagerungsverhältnisse nicht klar genug zu einem bestimmten Urteil oder einer sicheren Entscheidung. Soviel aber kann doch gesagt werden, daß die Art des Zutagetretens der Eruptivmasse sogar noch mit deutlicher Erhaltung der großkugeligen Absonderungsstruktur beim Luitpoldbad kaum dafür spricht, daß das Gestein isoliert eine beträchtlichere Verfrachtung und Verlagerung durchgemacht habe oder erst nachträglich tektonisch mit dem Flysch in Berührung gekommen sei. Viel eher gewinnen wir den Eindruck, als hätten wir es hier in der wandartig am Bachufer aufragenden Eruptivmasse mit einer annähernd in situ erhaltenen Gangmasse zu tun, wenn auch die unzulänglichen Aufschlüsse eine strikte Beweisführung hierfür nicht ermöglichen. Am Burgschrofen (Reichenbach) sehen wir das Gestein zwar im Flysch auftreten, allein auch hier ist der Verband mit dem letzteren zu gesicherten Schlußfolgerungen nicht genügend entblößt.

Günstiger sind die Verhältnisse bei dem analogen Vorkommnisse unseres Eruptivgesteins außerhalb unseres Kartenbereichs in der Geißalpe bei Oberstdorf, wie ich schon in meiner älteren Arbeit vom Jahre 1889 eingehender dargelegt habe. Das Gestein tritt hier in erheblicher Entwicklung in dem steilen und abschüssigen Flyschhange auf der Westseite des Entschenkopfs zu Tage; die Lagerungsverhältnisse und Beziehungen zum Flysch mußten freilich auch hier für die Einzelheiten wegen der Vegetationsdecke erst durch Schürfsarbeiten ermittelt werden, die aber durch den Umstand begünstigt wurden, daß bei der mindestens 45—50° steilen Böschung des Hanges sich kein Gehängeschutt ansammeln und kein loses Blockwerk halten konnte, so daß auf dem sich auch morphologisch etwas von dem übrigen Gehänge abhebenden entsprechenden Gebiet überall nach Abhebung der schwachen Rasendecke das anstehende Gestein zu Tage trat. Unter

Beihilfe einer geeigneten einheimischen Arbeitskraft konnte nach dreitägiger Schürfungstätigkeit festgestellt werden:

1. Das Eruptivgestein sitzt vollständig in dem nordöstlich streichenden und flach SO. einfallenden Flysch auf und zwar zunächst in Form eines bis zu 100 m breiten festen Stockes, der zum geringeren Teil aus gleichmäßig körnigem, grau-grünen Diabas, zum größten Teil aus Diabasporphyrit besteht. Dieser ist beiderseits vom Flysch begrenzt und in einer Mächtigkeit von 18 m von roten Flyschtonschiefern (wie solche auch im Flysch des tieferen Reichenbachtobels verschiedenfach auftraten) und von grauen fucoidenführenden Flyschmergelschiefern überdacht und zwar ohne erkennbare besondere Zerrüttung des Schichtgefüges oder sonstige etwaige Störungserscheinungen. Abwärts konnte das Massengestein des Stockes an dem Steilhang bis zu einer Tiefe von 70 m verfolgt werden, bis mit Flacherwerden der Böschung abgestürzter Schutt weitere Beobachtungen hindert.

2. Die sonst sehr weichen roten Tonschiefer sind da, wo sie mit dem Eruptivgestein in Berührung kommen, auf einige Zentimeter in harten Hornfels umgewandelt und mit dem Eruptivgestein aufs innigste verwachsen und zeigen daher unverkennbare Kontakterscheinungen.

3. Im oberen Teil des Steilhanges findet sich im Hangenden des genannten Hauptstockes und von diesem durch Flyschschiefer getrennt ein zweites Lager unseres Diabasgesteins, aber nur von etwa 5 m Mächtigkeit und von makroskopisch dichtem Gefüge und weitvorgeschnittener Zersetzung, so daß in den Dünnschliffen nur mehr die Feldspatleistchen erhalten sind. Nun folgen aufruhend Bestandteile der überschobenen erwähnten Allgäuer Schubmasse und zwar zunächst anscheinend Reibungsbrekzie, zertrümmerte und mylonisierte Mergel und Kalke des Malm, dann zertrümmerte Liasfleckenmergel mit Ammoniten und erst nach einem Abstand von 36 m die Dolomitmassen des Emschenkopfes.

Die eben skizzierten, schon im Jahre 1888 durch Schürfung ermittelten Lagerungsverhältnisse konnten bei einer 1906 vorgenommenen Revision anlässlich der geologischen Kartierung der Daumengruppe bzw. der Geißalpe ergänzt und bestätigt werden, wie denn auch H. MYLIUS, Geol. Forschungen an der Grenze der Ost- und Westalpen I, München 1912, S. 91, auf Grund einer Begehung der Geißalpe im Jahre 1911 meine Angaben betreffs der Kontakterscheinungen bestätigen konnte mit der ausdrücklichen Bemerkung, daß er auch im Rhätikon an den gleichen Eruptivgesteinen wiederholt die gleichen Erscheinungen beobachtet habe.

Es unterliegt wohl keinem Zweifel, daß unsere Allgäuer Diabasgesteine samt ihren Hüllmassen von der gewaltigen Druckwirkung bei der Überschiebung der Allgäuer Schubmasse nicht unberührt blieben, wie die zahlreichen in dem Gestein zu beobachtenden Gleitflächen dartun, ja daß sie sogar zum Teil auch in die Bewegungen, wie wir sahen, mit hineingezogen wurden, daß es aber falsch wäre, in den Vorkommnissen lediglich nur weiterher verfrachtete Schubteile, nur verschleppte „Schubfetzen“ zu erblicken; vielmehr wir haben in ihnen auf Grund der beobachteten Kontaktmetamorphose Eruptivmassen tertiären Alters zu erblicken.

3. Molasse.

Im Gegensatz zu dem Gebiete westlich des Illertales tritt die Molasse orographisch vom Grüntenbereich an ostwärts immer mehr zurück. Sie setzt nicht mehr wie im Immenstädter und Gunzesrieder Bezirk hohe Bergketten zusammen, sondern bildet nur mehr niedere, wenn auch langgestreckte und breite Höhen-

rücken, die vielfach von reichlichen Diluvialablagerungen umsäumt und durchsetzt werden.

Auf unseren Kartenbereich entfällt von der vorgelagerten breiten Molassezone nur mehr der im Maximum kaum 2 km breite Streifen, der südlich der Talsohle und Straßenlinie Markt-Wertach—Nesselwang—Pfronten-Kappel liegt und südwärts an den vordern Kreidezug anstößt. Der sich weiter gegen Osten an die Kreide der Freiberg-Eisenberg-Gruppe unmittelbar anschließende Molassestreifen ist, soweit er noch in unser Kartengebiet fällt, vollständig von Diluvialbildungen verhüllt.

In der angegebenen Umgrenzung bildet unsere Molasse, deren Schichten im allgemeinen ostwestlich streichen und vorwiegend steil südwärts gegen das Gebirge einfallen, bis zu einer Höhe von maximal 1200 m den Untergrund des Gebirgsabfalles gegen die Vorebene; die höheren Teile werden dann von dem genannten Kreidezug aufgebaut.

Trotz der geringen Breite dieses Molassestreifens gelangt doch bis zu der angegebenen Höhe bei der steil südwärts aufgerichteten Schichtenstellung ein etwa 800 m mächtiger gleichheitlich gelagerter Schichtenkomplex zum Ausstreichen, der als „subalpine Molasse“ um so mehr ein erhöhtes Interesse verdient, als wir diese Molasse bekanntlich auf weite Strecken nur recht lückenhaft kennen und als wir sie hier im allgemeinen vorzüglich aufgeschlossen finden.

Die Molassezone macht sich im ganzen gegenüber dem angrenzenden Kreidezug schon weithin morphologisch bemerkbar durch einen viel geringeren Böschungswinkel des Gehänges und durchwegs durch abgerundete Oberflächenformen. Aber auch der Wechsel harter und weicher Schichtengruppen innerhalb des Molassestreifens kommt auch morphologisch deutlich zum Ausdruck und veranlaßt auf dem Gebirgsabfalle mancherlei Gliederung der Oberfläche. Der Umstand, daß die an die Kreide anstoßende, mehrere hundert Meter mächtige Schichtpartie aus weichen leicht verwitternden Mergel- und Tonschiefern besteht, während der sich gebirgsauswärts anschließende Schichtenkomplex sich aus fester harter Nagelfluh und Sandstein zusammensetzt, gab Anlaß zur Entstehung einer örtlich mehr oder weniger ausgeprägten Gehängestufe, in der sich dann auf einzelnen Strecken sogar kleinere Längsmulden und Erosionsfurchen bildeten, wie die des Rohhadel- und des Vorderreuterbaches bei Wertach und des „Riep“- oder Fallbaches bei Nesselwang. Solcherweise wurden auch die Nagelfluhrücken des Dorfes Bichel und jener bei Enhalb der Ach, dann auch der Längsrücken „Hinterm Stein“ bei Bayerstetten, sowie die Terrassen von Vorder- und Hinterreute und von Maria Trost herausmodelliert.

Es ist schon oben erwähnt worden, daß die ganze Molassezone, soweit sie in unser Kartengebiet fällt, durch die beiden tief eingeschnittenen Rinnsale des Reichenbaches und des Schloßbaches zum größten Teil ganz vorzüglich aufgeschlossen wird. Da die beiden Bäche eine südnördliche Laufrichtung haben, queren sie von der Kreidegrenze ab bis zur nördlichen Talsohle auf eine Länge von ungefähr 1300 m die südlich einfallende Schichtenreihe. Wenn auch an einzelnen kurzen Strecken Abrutschungen und Bewachsung störend wirken, so können wir doch, was besonders ins Gewicht fällt, einen genügenden Einblick in die gesamte Schichtenfolge gewinnen. Es läßt sich auch feststellen, daß auf der ganzen Strecke das Streichen und Fallen keine nennenswerte Änderung erfährt und das Gesamtprofil von keiner erkennbaren Störung getroffen wurde. Die Gesamtmächtigkeit des solcherweise erschlossenen und der Beobachtung zugänglichen zusammenhängenden Schichtenkomplexes kann, wie schon erwähnt, auf beiläufig 800 m geschätzt werden. Nur

die unmittelbare Kontaktstelle mit der Kreide ist, wie das ja bekanntlich bei Kontakten so gerne der Fall zu sein pflegt, auch hier wegen Gehängeschuttes und Gerölls mangelhaft erschlossen.

Besonders bequem zugänglich und von Nesselwang aus ohne beträchtlichen Zeitaufwand erreichbar, ist das Schloßbachtal, seitdem der Nesselwanger Verschönerungsverein einen bequemen Steig durch dasselbe bis zum „Stellenbichel“ (zur „Unteren Berg-Alm“ der Karte) angelegt hat. Der Reichenbachtobel ist im Gebiet der Nagelfluh dagegen schluchtartig und namentlich bei höherem Wasserstande des Baches beschwerlich zu begehen.

Gesteinsbeschaffenheit.

Es ist fast durchgehends terrigenes klastisches Material, das wie anderwärts auch unsere Molasse zusammensetzt. Konglomerate, Sandsteine, Mergel- und Tonschiefer herrschen weitaus vor. Reine Kalksteinbänke fehlen fast gänzlich und organogene Bildungen beschränken sich nur auf ganz untergeordnete vereinzelte Einlagerungen. Der Gesteinswechsel ist vielfach ein sehr reger und wird meist, namentlich zwischen den Konglomeraten und Sandsteinen, durch verschiedene Übergänge vermittelt. Nur die reinen mehr oder weniger mergeligen Tonschiefer bilden unter sich einen umfassenderen einheitlicheren Schichtenkomplex, wie schon oben angedeutet wurde.

Was die Gesteinsarten im einzelnen betrifft, können wir uns, soweit es sich um allgemein bekannte Erscheinungen handelt, auf kurze Angaben beschränken.

Es lassen sich unterscheiden:

1. Konglomerate (Nagelsteine oder Nagelfluh) in der bekannten wechselnden Ausbildung. Die Geröllstücke, von Erbsen- bis Faustgröße schwankend, sind meist durch ein sandig mergeliges Bindemittel verkittet und bestehen nur zu ganz geringem Teile aus Gesteinen, die der nächstgelegenen inneren Kalkzone angehören. Wir kommen noch darauf zurück. Das Gestein ist vielfach in unregelmäßigen dicken, bald mächtig anschwellenden, bald auskeilenden Lagern und Bänken abgesetzt und veranlaßt sowohl im Schloßbachtal wie in der Reichenbachschlucht und im Fallbach verschiedenfach kleinere und größere Wasserfälle, darunter einen größeren unterhalb der Nesselburg. Verschiedenste Übergänge zu geröllführendem Sandstein finden sich vor. Es lassen sich eine tiefere Zone mit vorwiegend rötlichem Bindemittel und rötlichen Sandsteinzwischenlagen und namentlich im Schloßbachtal eine mächtige höhere Zone mit vorwiegend grauer Farbe unterscheiden. (Rote oder bunte und graue Molassenagelfluh.) In ersterem Falle zeigen die Rollstücke gewöhnlich auch einen roten oder rotbraunen Oberflächenbelag.

2. Molassesandstein. In Bezug auf Bestandteile, Korngröße, Zementierung, Schichtengefüge und Festigkeit ist der Molassesandstein bekanntlich sehr wechselnd. Wo er durch Übergänge mit der Nagelfluh verbunden oder dieser eingelagert ist, ist er in der Regel wie diese aus polygenen und in der Korngröße sehr ungleichheitlichen Bestandteilen zusammengesetzt und daher von den Konglomeraten nur graduell durch geringere Größe der Bestandteile verschieden. Den polygenen Sandsteinen, die meist auch eine bedeutendere Festigkeit zeigen und oft einzelne größere Rollstücke einschließen, stehen die eigentlichen Quarzsandsteine gegenüber, denen meist auch mehr oder weniger Glimmer beigemischt ist. Sie bilden die Hauptmasse der Molassesandsteine, besitzen je nach den einzelnen Bänken eine verschiedene aber unter sich gleichheitlichere Korngröße und sind meist durch ein

bald mehr bald weniger reichlich beigemengtes toniges oder mergeliges Bindemittel verkittet, dessen Farbe für die Farbe des Gesteins gewöhnlich auch bestimmend ist. Im Reichenbachtobel finden sich häufig Bänke mit einer auffallend intensiven ziegelroten Färbung. Am Fallbach beobachtete ich als Seltenheit einzelne rosarote Bänke mit reichlichem und sehr stark kalkhaltigem Bindemittel und feinstem Sandkorn, so daß das Gestein sich schon einem sandführenden Kalkstein nähert. Die vorherrschend tonig-mergelige Beschaffenheit des Bindemittels bringt es mit sich, daß die Sandsteine selten eine bedeutendere Härte und Festigkeit gewinnen und daher auch der Verwitterung leicht verfallen und dementsprechend auch nur selten zu Bauzwecken gebrochen werden. Die Schichtung der Quarzsandsteine ist in der Regel eine sehr deutliche und regelmäßige; undeutlicher und unregelmäßiger ist sie bei den polygenen grauen Sandsteinpartien. Die Stärke der Schichten schwankt von meterdicken Bänken bis zu dünnen Schieferlagen.

Durch Zunahme des Mergelgehaltes finden sich verschiedenfach Übergänge zu Sandmergeln und Mergelsandsteinen, wobei sich häufig eine mehr schieferige Struktur einstellt. Besondere Erwähnung verdienen die namentlich im Reichenbachtobel beobachteten dünnblättrigen, oft schalig verbogenen feinstsandigen Schiefer, die zum größten Teile aus kleinen Glimmerblättchen, denen meist feinste Kohlenpartikelchen beigemengt sind, bestehen und deren Schichtflächen besonders im bergfeuchten Zustande ein glänzend silberweißes phyllitähnliches Aussehen zeigen. Einzelne Lagen von ihnen führen in dem genannten Tobel sehr reichlich Blättereinschlüsse.

3. Molassemergel. Sie finden sich in reicherer Entwicklung vorzugsweise in Wechsellagerung mit weicheren Sandsteinen in der tiefsten Zone unserer Profile, also am Fuße des in Betracht kommenden Gehänges und dann weiter gebirgsauswärts und in der Fortsetzung der Molasse gegen die Ebene zu. Sie enthalten fast immer mehr oder weniger feinen Sand beigemengt und gehen häufig in stark mergelige mehlig Sandsteine über. Sie zeigen vielfach deutliche oder verdeckte schieferige Struktur und eine graue, schmutzig gelbliche, auch rötliche oder rötlich und grünlich gefleckte oder geflammte Färbung und verfallen leicht der Verwitterung. An der Mündung des Reichenbachtobels gegen das Gehöfte Reichenbach zu sind die gelblichen oder rötlichen bunten unregelmäßig geschiefert und gepreßten feinsandigen Mergel auf eine Strecke von ca. 150 m vielfach am Ufer von dem Bache angerissen. Irgend Spuren von Versteinerungseinschlüssen waren trotz aller Bemühungen nicht zu entdecken.

4. Weiche Tonschiefer und Mergeltone. Sie bilden einen gleichheitlichen, etwa 450 m mächtigen Schieferkomplex, der, wie oben schon angedeutet wurde, an den vorderen Kreidezug anstößt und also im Hangenden der mächtigen Nagelfluh- und Sandsteinserie das oberste Glied unserer Molassezone darstellt. Schon GÜMBEL (Alpengeb. S. 731) und AMPFERER (Alpenprofil etc. S. 536) erwähnen sie. Sie haben eine dunkelgraue, stellenweise bläulichgraue Farbe, eine schieferige stark gepreßte Struktur, sind weich und zerfallen unter dem Einfluß der Atmosphärien und namentlich des Frostes in kürzester Zeit in eine überaus schlüpfrige und schmierige Tonmasse, weshalb sie auch zu fortwährenden Bergschlüssen und Abrutschungen Anlaß geben. Am besten sind sie noch im Schloßbachtel an den steileren Seitenhängen der Beobachtung zugänglich. Sie bedecken sich zwar auch hier mit einer Verwitterungsschicht, die aber je nach der Steilheit des Hanges gewöhnlich nur einige Zentimeter tief ist, so daß die anstehenden Schiefer selbst mit einem leichten

Spaten oder einer Gartenspachtel in der Regel bequem bloßgelegt und der Untersuchung zugänglich gemacht werden können. Die zahllosen kleinen Kluffflächen und oft auch die Schichtflächen sind häufig mit einem braunen oder rostgelben Auswitterungsbelag bedeckt.

An organischen Überresten sind die Schiefer im allgemeinen sehr arm; doch konnten nach langen vergeblichen Bemühungen durch Schürfungen einige Lagen entdeckt werden, die fossilführend sind und die eine Altersbestimmung ermöglichen, worüber unten Näheres.

Die Lagerungsverhältnisse der Randmolasse und deren Deutung; orientierender Blick auf die Nachbargebiete.

Es ist schon oben darauf hingewiesen worden, daß die tief eingeschnittenen Rinnsale der beiden Schloßbäche und dann der etwa 2 km weiter westwärts entfernte Reichenbachtobel einen vortrefflichen Einblick in den Schichtenbau unserer subalpinen Molasse gewähren. Sie alle queren ja fast rechtwinkelig die Molassezone und so läßt sich auf eine Profil-Länge von rund 1300 m deren Schichtenfolge in einer berechneten Mächtigkeit von ca. 1200 m ohne erhebliche und stark ins Gewicht fallende Unterbrechungen, die durch örtliche Gehängerutschungen verursacht werden, beobachten.

Es zeigt sich, daß auf der ganzen angegebenen Erstreckung im Streichen und Fallen keine wesentliche Änderung eintritt und daß keinerlei merklichen Schichtenstörungen zu beobachten sind. Die Schichten besitzen in den beiden 2 km voneinander abstehenden Profilen übereinstimmend und gleichheitlich ein ostwestliches Streichen (O. 10° N.) und fallen mit $65-80^{\circ}$ südlich, also gegen das Gebirge, ein. Auch weiter im Westen im Gebiet von Wertach zeigt sich, wenn man von einer lokalen Ausnahme im Störungsbereich des Wertachdurchbruchs absieht, überall das gleiche Streichen und Fallen.

Das gleiche Verhalten finden wir aber auch noch gebirgsauswärts da, wo jenseits der schotterbedeckten Nesselwanger Talsohle die Molasse wieder auftaucht, so am Gehänge nördlich vom Bahnhof Nesselwang und dann besonders in der Wertachtalung auf der Strecke zwischen der Wertachmühle bei Haslach und Maria Rain und von Maria Rain abwärts.

Aus dem Gesagten ergibt sich, daß in dem bezeichneten Gebiet, auch wenn man von dem durch Schotter der Beobachtung entzogene Molasseuntergrund der etwa 1 km breiten Talung von Nesselwang ganz absieht, immerhin noch ein Komplex von Molasseschichten, die übereinstimmendes Streichen und Fallen aufweisen, von dem gewaltigen Ausmaß zwischen 2—3000 m vorliegt. Es erhebt sich angesichts dieser Sachlage für die ganze Auffassung und Beurteilung der in Betracht kommenden subalpinen Molasse die vordringliche Frage: Haben wir es hier mit normaler oder, wie bisher angenommen wurde, mit überkippter Lagerung zu tun? Mit anderen Worten: Gehört die steil südlich einfallende gewaltige Schichtenreihe, die uns die genannten Flußrinnsale so schön aufgeschlossen haben, dem Südschenkel einer Antiklinale oder eines Schichtengewölbes an oder bilden diese Schichten, wie angenommen worden ist, den Südflügel einer nach Norden überkippten Mulde?

Die Beantwortung dieser Frage ist selbstredend nicht bloß für die Auffassung der Tektonik unserer Molasse von größter Bedeutung, sondern sie war bisher bei

der meist unzulänglichen Fossilführung der Randmolasse auch hinsichtlich der Stratigraphie der subalpinen Molassezone von nicht minderer Bedeutung.

Es leuchtet von selbst ein, daß wir je nach der Beantwortung der Frage bezüglich der Altersfolge der Schichtenreihe am Schloß- und Reichenbach zu ganz entgegengesetzten Ergebnissen gelangen müssen. Nehmen wir normale Lagerung an, so müssen in den beiden Profilen die Hangendschichten jeweils jünger sein als die Liegendschichten und der oberste mächtige Tonmergelkomplex, der an die Kreidezone angrenzt, müßte das relativ jüngste Glied der Profile darstellen; bei Annahme inverser Lagerung dagegen das älteste.

Da die Frage von allgemeinerer und prinzipieller Bedeutung und noch strittig ist, müssen wir auf sie und auf die historische Entwicklung der Anschauungen etwas näher eingehen.

Bekanntlich hat GÜMBEL in seinem Alpengebirge 1862 für die subalpine Molasse sowohl des Allgäus als der bayerischen Alpen nach dem Vorgange ESCHERS VON DER LINTH angenommen, daß eine Überkipfung vorliege. Er schreibt (Alpengeb. S. 694): „Die Richtung der Neigung (der südlichen Molasseschichten) ist weit vorherrschend eine widersinnig südliche. Zunächst am Alpenrande, aber nur auf ganz schmale Streifen beschränkt, herrscht in der Regel nördliches Einfallen oder die Schichten stehen senkrecht und kippen erst nach und nach über. Damit läßt sich aufs bestimmteste nachweisen, daß die dem Alpenrande zunächst gelagerten Schichtenpartien trotz ihrer hangenden Lage im Vergleich zu den nördlich vorliegenden Konglomeratbänken die tiefsten und ältesten sind.“ (Der gesperrte Druck findet sich schon bei GÜMBEL.) Man ersieht daraus, daß GÜMBEL seine Annahme weniger auf eine paläontologische Grundlage stützt als hauptsächlich auf tektonische Erscheinungen. Daß die Molasse gegen den Alpenrand zu fast überall gebirgseinwärts einfällt, konnte ihm nicht entgehen; er klammert sich also an den „ganz schmalen Streifen“ am Alpenrand an, der „in der Regel“ nördlich einfallt oder senkrecht stehe und dann „erst nach und nach überkippe“. Dabei übersah er, daß seine Beweisführung keineswegs zwingend und bindend ist, denn die am Gebirgsrande da und dort nördlich einfallenden schmalen Schichtenpartien können doch ebenso leicht oder eigentlich viel leichter durch den Gebirgsschub nach Süden überkippt worden sein als umgekehrt der nördlich folgende viel umfassendere Schichtenkomplex nach Norden. Da diese Überkipfung „erst nach und nach“ erfolgte, müßte ein entsprechender Teil der Schichten eine Fächerstellung zeigen, von der aber GÜMBEL nichts zu berichten vermag und die meines Wissens auch in unserem Gebiet nirgends beobachtet worden ist.¹⁾

¹⁾ GÜMBEL hat zweifellos auch das Schloßbachprofil begangen, denn er gibt (Alpengeb. S. 731) zutreffende Angaben über die Gesteinsfolge und das südliche Einfallen der Schichten (65–80°). Trotz dieser wichtigen Angaben im Text gibt er in der Profilzeichnung Tafel 40 Nr. 300, die von Nesselwang über Maria Rain, Wildberg etc. geführt wird, den Schichten südlich von Nesselwang ein nördliches Einfallen, während dann die bei Maria Rain zu Tage stehenden Schichten in der Zeichnung der Wirklichkeit entsprechend südlich einfallen. Es liegt da wohl ein Versehen vor. Man muß aber auch berücksichtigen, daß bei den älteren Meistern die Profilzeichnungen vielfach stark schematisiert sind und daß sie häufig nicht die beobachtete Wirklichkeit wiedergeben, sondern ein Bild davon, wie sich diese Wirklichkeit in dem Geiste dieser Autoren abgespiegelt hat und wobei der Tatbestand zuweilen kleine Korrekturen erfuhr. Die genannte Profilzeichnung gibt jedenfalls die Anschauung wieder, die sich GÜMBEL von dem Sachverhalt gebildet hatte. Die Frage der subalpinen Molasse galt späterhin GÜMBEL wohl definitiv genügend festgelegt und erledigt, daß er in seinem späteren Werke „Geologie Bayerns“ gar nicht mehr darauf einzugehen für nötig fand.

Ehe wir dieser Frage in unserem Beobachtungsbereich weiter nachgehen, dürfte es nicht unzweckmäßig sein, vorher noch eine kurze Umschau nach dem Stand der Frage in den benachbarten Gebieten der Schweiz und Oberbayerns zu halten.

Die Hypothese, daß die Molasse am Gebirgsrande eine überkippte Lagerung besitze und einer nach Norden übergeneigten Synklinale angehöre, so daß die dem Alpenrande nächstgelegenen Teile auch relativ die ältesten seien, geht auf ARNOLD ESCHER VON DER LINTH zurück. In seinen „Geologischen Bemerkungen“ über das nördliche Vorarlberg etc. 1853 S. 66 stellt er sie in seiner bekannten bescheidenen Zurückhaltung und in Form einer Frage auf, indem er schreibt: „Hieran schließt sich auch die Frage, ob die südlichste SO. fallende Nagelfluh, die auch zwischen der Bregenzerach- und dem Illertal in großen Massen auftritt und zwischen dem Rhein und Vierwaldstättersee fast durchweg auf Mergeln und Sandsteinen aufliegt, nicht bloß infolge von Umwälzungen ihre scheinbare Kolossal-Mächtigkeit erreicht habe und über die Mergel hingedrückt worden sei.“ In Fig. 16 (Tafel IX), auf die ESCHER verweist, findet sich im Verband mit der nördlichsten Kalkkette eine Mulde eingezeichnet, in der die Nagelfluh als südlicher Flügel sich auf die „Mergel“ steil überlegt.

Für die ESCHER'sche Auffassung, der sich auch ALB. HEIM angeschlossen hatte, suchte später BURCKHARDT¹⁾ für die Strecke zwischen Bodensee und Thunersee einen positiven Beweis zu erbringen, indem er darzutun versuchte, daß am Kontakt zwischen Molasse und Eozän vorherrschend rot und grün gefleckte Mergel und Sandsteine auftreten, von denen er annimmt, daß sie petrographisch identisch seien mit paläontologisch sicher nachgewiesenen Aquitanschiechten, daß also tatsächlich am Südrande der Molasse ältere Schichten vorhanden seien, die durch sich anschließende jüngere Ablagerungen von gleichalterigen Schichten weiter nördlich geschieden seien und daß demnach „die Molasse am Nordfuß der Alpen eine Synklinale bilde und über sich selbst hinübergelegt sei.“

Diese BURCKHARDT'schen Ausführungen sind dann später von E. BLUMER²⁾ und ARN. HEIM³⁾ bestimmt widerlegt und als irrtümlich und unhaltbar nachgewiesen worden.

Im Gegensatz zu der ESCHER'schen Auffassung hatte KAUFMANN⁴⁾ schon 1860 für die subalpine Molasse der Schweiz eine normale Lagerung angenommen und sie als zum Südschenkel seiner südlichen Antiklinale gehörend betrachtet. Seit einem halben Jahrhundert stehen sich also hier in der Schweiz die beiden entgegengesetzten Ansichten unvermittelt einander gegenüber.

Indes sind in der jüngeren Zeit durch die Untersuchungen von ROLLIER, BLUMER, ARN. HEIM, BAUMBERGER-MENZEL Beobachtungen und Tatsachen bekannt geworden, die sich mit der Annahme einer übergelegten Synklinale am Alpenrande der Schweiz nicht in Einklang bringen lassen. Besonders ins Gewicht fallend sind die paläontologischen Nachweise, daß die „hangendsten Molasseschiechten sich als die jüngsten der alpinen Kontaktzone darstellen.“⁵⁾

ARN. HEIM machte geltend, daß die „Speernagelfluh auf alle Fälle miozän und nicht oligozän“ sei (Churfürsten-Mattstock-Gruppe I. Teil, Beitr. z. geol. Karte der Schw. N. F. XX. Liefg. 1910 S. 24). BAUMBERGER-MENZEL⁶⁾ konnten nachweisen, daß am Roßberg beim Vierwaldstättersee die hangenden Schichtpartien bestimmt dem Miozän angehören und Oligozänschichten nur im Liegenden vorkommen. Es liege also hier zweifellos normale Lagerung vor.

So erscheint der Annahme einer subalpiner Synklinale in der Schweiz der Boden immer mehr entzogen zu sein.

Wie steht es nun in dieser Hinsicht im benachbarten oberbayerischen Molassegebiet, wo durch eine ausgedehnte lange Bergbautätigkeit der geologische Aufbau viel eingehender bekannt geworden und bei dem Fossilreichtum verschiedener Horizonte eine viel genauere Altersgliederung möglich war? Man sollte meinen, die hier gewonnenen Erfahrungen hätten die Klarlegung des geologischen Baues unseres westlicheren Molassegebietes in hohem Masse erleichtern und fördern müssen. In

¹⁾ C. BURCKHARDT, Die Kontaktzone von Kreide und Tertiär am Nordende der Schweizeralpen vom Bodensee bis zum Thunersee. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. Liefg. 32. 1893. S. 111.

²⁾ E. BLUMER, Zur Kenntnis des helvetischen Alpen-Nordrandes; Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. Zürich. S. 473—480.

³⁾ ARNOLD HEIM, Churfürsten-Mattstock-Gruppe S. 24.

⁴⁾ F. J. KAUFMANN, Untersuchungen über die mittel- und ostschweiz. subalpine Molasse, Neue Denkschr. d. schweiz. naturf. Ges. XVII 1860 S. 108.

⁵⁾ L. ROLLIER, Die Entstehung der Molasse auf der Nordseite der Alpen, Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. Zürich 1904.

⁶⁾ E. BAUMBERGER u. P. MENZEL, Beiträge zur Kenntnis der Tertiärflora aus dem Gebiete des Vierwaldstättersees, Abh. d. schweiz. pal. Ges. Bd. 40. 1915.

Wirklichkeit aber sind sowohl die stratigraphischen als die tektonischen Verhältnisse hier westlich des Leches so ganz andere, daß sich die meisten Analogieschlüsse, die von dem einen Gebiet auf das andere gemacht wurden, sich bei näherem Zusehen als falsch und unhaltbar erwiesen haben. Bezeichnend ist, daß die inneren Verschiedenheiten der beiden Gebiete auch schon rein morphologisch äußerlich in Erscheinung tritt. Während westwärts im Allgäu im Molassebereich eine viel intensivere Bodenerhebung und Auffaltung stattgefunden, so daß die Molasseberge zum Teil wie in der Schweiz gewissermaßen noch Anteil am Hochgebirge nehmen, und die Antiklinalen gegenüber den Synklinalen an Massenentwicklung vorherrschen, gewinnen im Osten breite flache Muldenformen räumlich die Oberhand, denen gegenüber die meist stark zerrütteten trennenden Sattelbildungen orographisch kaum hervortreten. Was die uns hier beschäftigende Frage betrifft, kann nach den Profilzeichnungen GÜMBELS und namentlich auch WEITHOFERS¹⁾ kaum mehr gezweifelt werden, daß von der bayerischen südlichen großen oligozänen Längsmulde der südliche Flügel, wenigstens in seinem östlichen Teil am Südrande stark aufgebogen und stellenweise zu einer nach Norden geneigten Synklinale überkippt wurde. Dieser Sachverhalt war es denn wohl auch, der veranlaßt hat, daß in nicht berechtigter Verallgemeinerung seit GÜMBELS Zeiten von zahlreichen Geologen ohne weiteres als feststehend angenommen wurde, es würden überall am Alpennordrand die gleichen Verhältnisse bestehen und die Molasse überall mit ihren ältesten Schichtengliedern an den Alpenkörper sich angliedern und das Miozän erst in größerem Abstände zu Tage treten.

Nach dieser flüchtigen Umschau über den Stand der hier angeschnittenen Streitfrage in den benachbarten Gebieten kehren wir wieder zu unserem subalpinen Molassezug unseres Kartengebietes zurück. Es ist wohl klar, daß das alte Problem nur auf paläontologischer Grundlage entscheidend gelöst werden kann. Auf Grund zulänglicher paläontologischer Befunde werden wir im folgenden bestimmt dartun können, daß soweit unser Allgäuer Untersuchungsgebiet in Betracht kommt, die Molasse am Alpensaume sich in normaler Lagerung befindet und hier mit dem Miozän an den Alpenkörper angrenzt.

Gesteinsfolge der Molasse in den Querprofilen der Schloßbäche und des Reichenbaches am Alpensaume bei Nesselwang.

Es lassen sich nach dem vorherrschenden Gesteinscharakter der mit 65—80° alpeleinwärts einfallenden mächtigen Schichtenfolge, die von der Talfläche bei Nesselwang (ca. 900 m Höhe) bis hinauf zum Anschluß an den vorderen Kreidesteg (1200 m) in den schluchtartigen Einrissen der beiden Schloßbäche und des Reichenbaches aufgeschlossen ist, folgende vier Zonen von unten nach oben unterscheiden, die unter sich durch Übergänge verbunden und nicht scharf abgegrenzt sind. Eine ermüdende Aufzählung aller Einzelschichten erscheint völlig zwecklos, da die Einzelschichten meist nie lange aushalten und oft in ihrer Streichrichtung nach kurzem auskeilen oder anderen Gesteinscharakter annehmen. Dagegen bleibt der Gesamtcharakter der unterschiedenen vier Zonen auf der ganzen Längerstreckung unserer Karte bis Wertach, abgesehen von Schwankungen der Mächtigkeit, auffallend konstant.

1. Unterste Zone am Fuß des Berghanges. Gelbliche, rosarote und lichtgraue, oft unscharf gefleckte, fein- bis mehlsandige Mergel und gelbliche oder lichtgraue, weiche, wohlgeschichtete Sandsteine mit feinem gleichheitlichen Korn. Die genannten oft buntgefärbten Mergel sind besonders am Reichenbach in großer Mächtigkeit am Ufer des flachen Weidevorgeländes angerissen.

2. Zone der roten Nagelfluh und bunter Sandsteine, besonders hervortretend an dem einen der Schloßbäche, wo sie einen großen schönen Wasserfall veranlassen, an dem ein vom Nesselwanger Verschönerungsverein kunstvoll angelegter Steig aufwärts führt. Reiche Wechsellagerung von mächtigen Nagelfluhbänken mit polygenen roten und grauen Sandsteinen und sandig-mergeligen, zum Teil roten Zwischen-

¹⁾ K. A. WEITHOFER, Einige Querprofile durch die Molasse Oberbayerns, Jahrb. d. K. K. geol. Reichsanst. Bd. 52; 1902 S. 39—70. Vgl. auch: v. GÜMBEL, Geologie von Bayern II 1894 und A. ROTHPLETZ, Ein geolog. Querschnitt durch die Ostalpen, Stuttgart 1894, Profilssektor Au-Hundham.

lagen, von denen schon GÜMBEL, *Alpengebirge* S. 731, bemerkt: „Dem Besucher der Nesselburg“ (deren Ruinen sich seitlich aufwärts vom genannten Wasserfall zwischen den tiefen Einschnitten der beiden Schloßbäche erheben) „sind gewiß die ziegelroten Mergelstreifen aufgefallen, welche, inmitten der Konglomeratbänke eingebettet, so grell hervorstechen.“

Die Gerölle der Nagelfluh besitzen im Durchschnitt Nuß- bis Eigröße und werden nur vereinzelt faustgroß. Sie sind in der Regel mit einem rotbraunen eisenschüssigen Belag bedeckt und sie bestehen vorwiegend aus verschiedenartigsten, meist Kalk- und Sandsteinen, deren Herkunft mir völlig unbekannt ist und auf die wir noch zurückkommen werden. Quarzeinschlüsse (Milchquarz etc.) sowie solche von altkristallinen Gesteinen finden sich vor, wenn auch nicht reichlich; die letzteren sind gewöhnlich schon stark verwittert und zerbröckelt und für eine nähere petrographische Untersuchung unbrauchbar.

Von Interesse ist, daß schon SEDGWICK und MURCHISON¹⁾ Ende der 20er Jahre des vorigen Jahrhunderts den Schloßbach besucht hatten und von ihm eine Profilskizze mitteilen; noch mehr aber, daß sie von dem Vorkommen eines 12 Fuß mächtigen Kohlenflöz zu berichten wußten, das im Verband mit unserer Nagelfluh zwischen „roten sandig-glimmerigen Schiefern“ eingebettet und im letzten Viertel des 18. Jahrhunderts sogar in einem Stollen abgebaut worden sei. Seine Lage findet sich in der Profilskizze Taf. 36 Fig. 5 nördlich der Nesselburg (castle-hill) eingezeichnet.²⁾ Da diese Angaben über die ehemalige Bergbautätigkeit schon über 130 Jahre zurückgehen, kann es nicht zweifelhaft sein, daß der eingetriebene Stollen gänzlich verstürzt und verschüttet ist. Nach den örtlichen Verhältnissen und den Angaben der englischen Autoren kann für denselben nur das Gebiet auf der Ostseite des östlichen Schloßbaches in Betracht kommen. Ich habe die Felshänge der Schlucht eingehend abgesucht, aber weder Spuren von dem Ausbiß einer Kohlen-schicht noch eines Baues oder einer alten Schutthalde beobachten können. Wenn die beiden Gewährsmänner von einem 12 Fuß mächtigen Kohlenflöz berichten, so beruht das wohl nur auf Hörensagen, da ja zu ihrer Zeit der Bau schon 50 Jahre aufgelassen worden war. Von einem so beträchtlichen Kohlenlager müßten doch mehr Spuren noch zu entdecken sein. Man findet in dem Gestein der hochaufragenden Felshänge nur höchst selten ganz vereinzelt kleine Kohlenschmitzen oder eigroße Einschlüsse, so daß ich annehmen möchte, die Bergbautätigkeit sei über bloße dürftige Versuchbaue gar nicht hinausgekommen, gerade so, wie das in den

¹⁾ A. SEDGWICK and R. MURCHISON, *A Sketch of the Structure of the Eastern Alps etc.* Transactions of the Geol. Soc. of London Sec. Serie Vol. III 1835 S. 335.

²⁾ In Anbetracht, daß die Erinnerung an die Kohlenbergbauversuche seitdem sich im Volke fast vollständig verloren hat — nur ein einziger 86 jähriger Mann in Nesselwang weiß sich noch zu erinnern, in seiner frühesten Jugend davon gehört zu haben — und da die erwähnte Angabe meines Wissens die einzige literarische Quelle bildet, sei sie wörtlich angeführt. Nach der Beschreibung der roten Molasse berichten die Autoren S. 336 weiter: „After many repetitions of similar strata, in which the conglomerates always predominate, is seen a bed of lignite about twelve feet thick. This lignite is placed between an indurated, red, sandy micaceous shale, in some places so hard as to look like Grauwacke, and a fine red conglomerate. It is exposed by the side of the torrent in a nearly vertical position, and was formerly worked by horizontal galleries. Above the coal are variegated shales and marls, containing traces of another coal seam, and with subordinate beds of grit, having a prismatic structure transverse to their vertical direction“. Von dem Stollenbau heißt es in einer beigefügten Fußnote: It was extensively worked about fifty years ago; but the cheapness of wood-fuel in Bavaria caused the works to be abandoned. (S. 336.)

60er Jahren des vorigen Jahrhunderts der Fall war mit den Abbauversuchen bei Maria Rain.¹⁾

Vorzüglich aufgeschlossen ist unsere Zone roter Molasse im allerdings mühsam zu begehenden östlichen Schloßbachtal. Im westlichen sind die Hänge aufwärts im Übergangsbereich zur nächsten Zone teilweise von Schutt bedeckt. Ebenfalls gut sind dann die Aufschlüsse in der Reichenbachschlucht, wo mehr noch als in den Schloßbachteln die intensiv ziegelrot gefärbten Sandsteinlagen auffallen. Auch hier veranlaßten die harten Nagelfluhbänke einen Wasserfall, jedoch von geringerer Höhe als jener im westlichen Schloßbachtel. Zahlreiche Wasserfälle und wilde Felspartien besitzt auch die schwer zugängliche Seitenschlucht des unteren „Fall- oder Riepbaches. Weiter gegen Westen baut unsere Zone dann hauptsächlich die Gehängestufe von Hinter- und Vorderreute und die Längshügel von Enthalb der Ach und Bichel bei Wertach auf.

Einschlüsse organischer Herkunft konnten außer vereinzelt Kohlenschmitzen und dem erwähnten Kohlenlager in der Zone der roten Molasse nicht ermittelt werden. Gesamtmächtigkeit rund ca. 40—60 m.

3. Zone der grauen Konglomerate und Sandsteine (Blättermolasse). Die graue Gesteinsfarbe ist durchgehend vorherrschend. Rote, gelbe, überhaupt bunte Gesteinslagen fehlen im Gegensatz zur vorigen Zone vollständig, ebenso der rotbraune Oberflächenbelag der Nagelfluherölle. Die Nagelfluh, deren Bestandteile häufig nur aus Kleingerölle bestehen, tritt gegenüber den grauen, zuweilen graublauen, oft glimmerhaltigen und vielfach mürben Sandsteinen und Sandmergeln zurück. Der auffallend glimmerreichen Sandschiefer und Glimmermergel in der Reichenbachschlucht ist schon oben Erwähnung geschehen. Sie bilden hier einen größeren Schichtenkomplex in der oberen Abteilung der Zone und einzelne Lagen tonreicher mehlsandiger Mergelschiefer mit winzigsten Muskowitschüppchen, sind überreich erfüllt von Blatteinschlüssen, auf die wir noch zurückkommen. Gesamtmächtigkeit der Zone beiläufig 40—50 m.

4. Zone weicher tonreicher Mergel (Randzone). Den petrographischen Charakter derselben haben wir schon S. 34 besprochen. Die mächtige Schichtenreihe ist entlang des ganzen Gebirgsrandes zu verfolgen. In unserem Schloßbachrinnsal setzen sie in einer Höhe von etwa 1050 m ein und zwar da, wo dasselbe sich in zwei Äste gabelt und der Pfad dann auf dem zwischenliegenden Zwickel weiter führt und eine Zeit lang Einblicke in die beiden Rinnsale gewährt. Die schieferigen stellenweise stark knauerigen Mergel umschließen anfänglich noch verschiedenfach Bänke von Sandstein und kleingerölliger Nagelfluh. In dieser unteren Partie gelang es — allerdings erst nach langen und ausdauernden Bemühungen — reichlich fossilführende Lagen zu erschürfen, die nachfolgend noch näher besprochen werden sollen.

Wir verfolgen das Profil im östlichen Einschnitt, wo sie am zusammenhängendsten aufgeschlossen bzw. bloßzulegen sind. Die dünn geschichteten, teilweise knauerigen Mergel halten auf eine erhebliche Strecke ohne erheblichen Gesteins-

¹⁾ GÜMBEL erwähnt in seinem „Alpengebirge“ dieser Abbaugesuche bei Maria Rain und zeichnet in seiner Karte ein Kohlenvorkommen an den Wertachhängen südlich von dem genannten Dorfe. Davon ist dort nichts bekannt, wohl aber findet sich ein alter verstürzter Stollen aus der angegebenen Zeit im Wertachtal abwärts am unteren Westhänge, etwa 8—900 m abwärts von der Wertachbrücke in der Höhe des P. 828 und eines einmündenden Seitenbächleins. Ich verdanke die Kenntnis dieser Stelle der Freundlichkeit des Herrn Kommerzienrats TH. RIEFLER in Nesselwang.

wechsel an, nur daß sie stellenweise auf den zahlreichen Spaltungsflächen einen reichlicheren rotbraunen Auswitterungsbelag aufweisen. Weiter aufwärts werden sie dann auf einer Strecke von 40—50 m fester, kieselhaltig und teilweise feinsandig und veranlaßten einen kleinen Wasserfall. Es folgen darauf wieder weiche tonreiche und Glimmerschüppchen führende Schiefer in einer Mächtigkeit von ca. 20 m. Den Abschluß bilden graue Nagelfluhfelsen, die, das Rinnsal querend, etwa 8—10 m aufragen und eine Tobelstufe verursachen, über die das Bächlein in Wasserfällen stürzt. Diese Nagelfluh ist sehr fest und hart, enthält viel grobes Geröll, verschiedene unregelmäßige und rasch auskeilende Sandsteineinlagerungen und zeigt überhaupt recht unregelmäßige Schichtung. Über dem Wasserfall, den wir seitlich aussteigend umgehen, wird die Sohle des Rinnsals breiter und flacher, die Seitenhänge treten ebenfalls sich verflachend beiderseits mehr zurück und ermöglichen so die Anlage eines Viehtrittweges, der den Tobel und unter ähnlichen Bedingungen auch das nächste Paralleltobel quert und so die einzig mögliche Triftverbindung der beiden Weideabteilungen der Nesselwanger Alpe herstellt, nämlich der „unteren Alpe“ („Nesselwanger Alpe“ der Karte) und des „Stellenbichels“ (nicht „stillen Bichels“).

An den Nagelfluhquerriegel schließt sich noch eine schmale 10—20 m breite Zone verschiedener dickgebankter Sandsteine an, von denen jedoch nur wenige unmittelbar an die Nagelfluh angrenzende Bänke intakt anstehen, während sonst zahlreiche meist mehr als meterlange dicke Platten und Blöcke herumliegen, die teilweise überaus glimmerreich sind, Kohlenspurten enthalten und Bänken entstammen, die anstehend nicht mehr zu beobachten sind. Wir befinden uns hier im Kontaktbereich zwischen Molasse und Kreide.

Die meisten der vor Jahren bei einem Hochwasser freigelegten, oft viele Zentner schweren Platten und Blöcke, von denen viele wieder seitdem verschüttet wurden, zeigen einen auffallend frischen und unverwitterten Gesteinscharakter, so daß ihre Herkunft nicht aus der Verwitterung unterlagernder Bänke abgeleitet werden kann. Aber auch abgestürzt können sie nicht sein, da ja aufwärts unmittelbar die Schichten des Kreidezuges einsetzen. Es bleibt wohl nur übrig, sie als Begleiterscheinungen des Kontaktes aufzufassen und anzunehmen, daß Bänke der Molassesandsteine zertrümmert und Bruchstücke davon verschleppt wurden, was bedeutendere Bewegungsvorgänge voraussetzt. Daß nämlich der jetzige Kreide-Molasse-Kontakt lediglich nur ein tektonischer, aus Dislokationen hervorgegangener sei, dürfte wohl kaum zweifelhaft sein. Das ergibt sich schon allein aus den Gesamtverhältnissen. Dafür sprechen auch nicht nur das Trümmergestein entlang der Störungslinie, sondern auch die zahlreichen kleinen Unregelmäßigkeiten und kleinen Abweichungen der Streichrichtung und des Einfallswinkels sowohl der Molasse- wie der anstoßenden Kreideschichten entlang der Grenzlinie und sicherlich auch der Umstand, daß die angrenzenden schieferigen Kreidemergel der Barrernstufe im Bereich der Grenzzone auf viele Meter Mächtigkeit stark zerrüttet sind und außerordentlich stark von wirren weißglänzenden Kalkspatadern und Kalkspatschmitzen, ebenso von zahllosen kleinen Gleitflächen durchsetzt erscheinen.

Die Kontaktfläche selbst ist wegen Verschüttung der direkten Beobachtung nicht zugänglich, doch scheinen die angeführten Erscheinungen und verschiedene Umstände dafür zu sprechen, daß nicht etwa bloß eine einfache Verwerfung vorliegt, sondern daß auch eine Überschiebung der Kreide über die vorgelagerte Molasse stattgefunden hat. Wir werden darauf im tektonischen Abschnitt zurückkommen.

Hier sei nur noch kurz erwähnt, daß im Gebiet der Kreide die Seitenhänge unseres Bachrinnsals sich wieder steilböschig zum schluchtartigen Gehängetobel zusammenziehen, an dessen Eingang der Bach abgestürztes mächtiges Blockwerk und Geröll von Kreidesteinen abgesetzt hat, das die Kontaktlinie der beiden Formationen verhüllt. Ähnlich sind die Verhältnisse in dem westwärts folgenden Paralleltobel, nur daß hier der oberste Nagelfluhkomplex kleineres Geröll zeigt und daß hier die Aufschlüsse weniger günstig sind.

Am Reichenbach ist das Grenzgebiet in breiter Zone von Diluvialbildungen und Gehängeschutt vollständig verschüttet.

Aus den bisherigen Darstellungen dürfte sich ergeben haben, daß die Lagerungsverhältnisse bei Nesselwang in hohem Maße gegen die Annahme einer überkippten Mulde sprechen. Meine unüberwindbaren Zweifel an der Richtigkeit der bisherigen GÜMBEL'schen Auffassung spornten mich durch Jahre hindurch immer wieder an, mir durch paläontologische Funde entscheidende Gewißheit über den eigentlichen Sachbestand zu verschaffen. Nach langen Mißerfolgen gelang es zuletzt bei systematischen, freilich auch sehr zeitraubenden Untersuchungen und Schürfungen, in der Mergelzone sowohl am Schloß- wie am Reichenbach fossilführende, ja sogar fossilreiche Lagen aufzufinden, durch die eine gesicherte Unterlage für die Altersbestimmung und damit für die tektonische Auffassung gewonnen wurde.

Versteinerungen der Nesselwanger subalpinen Molasse. Altersbestimmung.

Die erschürften organischen Überreste unserer subalpinen Molasse verteilen sich einerseits auf tierische Einschlüsse, namentlich von Muscheln sowohl vom westlichen Schloß- als im Reichenbachtobel, andererseits auf reichliche Einschlüsse von Blättern, vorzugsweise vom Reichenbacheinschnitt. Das Vorkommen der ersteren beschränkt sich hauptsächlich auf die tieferen Lagen der geschilderten Mergelzone, während die Blättereinschlüsse hier zwar auch nicht fehlen, aber in größerer Menge hauptsächlich in einzelnen Sandstein- und Schieferschichten der oberen Abteilung der Zone der grauen Konglomerate und Sandsteine des Reichenbachs verkommen.

Im genannten Schloßbachtel befinden sich die fossilführenden Schichten einige Meter oberhalb der Bachgabelung (ungefähr bei der Höhenkote 1050). Die Hauptausbeute lieferten hier weiche, im bergfeuchten Zustande mit dem Messer schneidbare, knollig schieferige, graue Mergeltone im Liegenden einer etwa 20 cm mächtigen kleingerölligen Nagelfluh und einer fast ausschließlich nur aus Schalentrümmern bestehenden Lumachelle. Die Fauna der Mergeltone besteht vorwiegend aus Muscheln, von denen Cardien- und Nucula-Arten vorwiegen. Letztere finden sich namentlich in den Lagen unmittelbar unter der Lumachelle in großer Individuenzahl vor. Die Schalen sind meist wohl erhalten, sie haben aber, da sie gewöhnlich infolge des Gebirgsdruckes von zahlreichen feinen Sprüngen durchsetzt werden, ihre Festigkeit verloren und bröckeln daher überaus leicht ab, namentlich beim raschen Austrocknen des weichen topreichen Hüllgesteins, weshalb eine Behandlung mit Leim- oder Gummiwasser angezeigt ist.¹⁾ Der wirkliche Muschelreichtum be-

¹⁾ Da die den Einflüssen der Atmosphären ausgesetzten Mergeltone in kürzester Zeit in feinen schmierigen Schutt zerfallen, wobei die Schalen abbröckeln und verschwinden, kann man nicht erwarten, daß schon in den zu Tage liegenden Schichten Spuren von Fossileinschlüssen zu beobachten sind. Es bleibt also nur übrig, durch Entfernung des Verwitterungsschutt die Schiefer

schränkt sich jedoch im Schloßbachtel auf einen Horizont von etwa 10—20 cm Mächtigkeit unmittelbar im Liegenden der erwähnten Schalenschicht oder Lumachelle und der dieser auflagernden kleingerölligen Nagelfluhbank. Nach abwärts nehmen die Einschlüsse rasch ab und scheinen sich dann ganz zu verlieren. Da die Fossil- ausbeute aus den genannten Lagern für die Altersorientierung der Mergel genügte, konnte von einer gleich gründlichen aber sehr zeitraubenden Untersuchung all des übrigen mächtigen Schichtenkomplexes Abstand genommen werden. Es wurden in den Mergeln weiter bachaufwärts nur mehr in Abständen an geeignet erscheinenden Stellen Stichproben vorgenommen. Weitere fossilreiche Lagen wurden hiebei nicht aufgefunden, aber es zeigte sich, daß der ganze Schichtenkomplex keineswegs fossilreicher sei. In verschiedenen Niveaus fanden sich vereinzelt meist Doppelschalen kleiner ovaler Muscheln, anscheinend von kleinen Tellinen und Corbula-Arten; sie zeigten sich aber durchwegs so sehr zerdrückt und schlecht erhalten, daß eine einigermaßen verlässliche Bestimmung nicht möglich war.

Nach längeren Bemühungen gelang es auch am Reichenbach in der Mergelzone die anscheinend dem Vorkommen am Schloßbachtel entsprechenden muschelreichen Schichten aufzufinden. Die Nagelfluhbank mit der charakteristischen Schalenschicht fehlt hier jedoch. Die eingeschlossene Muschelfauna ist im ganzen die gleiche wie im Schloßbachtel.

Von dem ziemlich reichlichen Versteinerungsmaterial der beiden Fundplätze konnten die folgenden Arten bestimmt werden. (Sch. = Schloßbachtel; R. = Reichenbachschlucht.) Die in Klammern beigefügten weiteren Ortsangaben bezeichnen bekannte Fundplätze aus den bayerischen und schwäbischen Nachbargebieten.

a) Fossilien der Mergeltone am Schloß- und Reichenbach.

1. *Cardium Gresseri* MAYER, Sch. R. (Kaltenbachgraben bei Miesbach). 2. — *sociale* KRAUSS, R. 3. — *obsoletum* EICHW. 4. — *turonicum* MAYER. 5. — *multicostatum* BROCCHI. 6. — *solitarioideum* VON AMMON, R. 7. — *papillosum* POLI. 8. — *jugatum* KRAUSS. 9. — cf. *clodiense* REINER, R.
10. *Ervilia* cf. *italica* DE STEF.
11. *Tellina Nystii* DESH. (= *T. Herbertiana* BOSQ.) (mit noch teilweise erhaltenen rötlichen und schwarzbraunen Farbenbändern am Unterrand). 12. — *bavarica* MAYER, Sch. (Kaltenbachgraben bei Miesbach).
13. *Nucula piligera* SANDB. (*Nucula compta* Mü.)
14. *Dreyssensia* sp.

Die erwähnte Schalenbrekzienschicht des Schloßbachtels im Hangenden der fossilreichen Mergeltone besteht fast ausschließlich nur aus Schalenbruchstücken, die in einer Mächtigkeit von 5—15 cm zu einer festen Masse zusammengekittet sind. Die Art der wirren Zusammenhäufung kleinster und großer Trümmer läßt keinen Zweifel darüber, daß dies Material von den Fluten verfrachtet und zusammengeschwemmt wurde. Leidlich erhaltene ganze Schalen finden sich nur ganz selten und vereinzelt auf der Unterseite der Schicht, die an die Mergel angrenzt. Das Hauptmaterial haben wohl Congerien und Dreyssensien geliefert; Trümmer von Gastropodenschalen finden sich nur ganz vereinzelt; vereinzelt sind auch erbsen- große Rollsteine eingestreut und auch ein Lamnazahn konnte beobachtet werden.

freizulegen, was an den steileren Stellen, wo sich keine dickere Verwitterungsdecke zu halten vermag, keine großen Schwierigkeiten macht, so daß man im Notfall schon mit einer einfachen Gärtner- spatel zurecht zu kommen vermag.

Nach oben geht die Brekzienschicht oder Lumachelle in eine 20—30 cm mächtige kleingeröllige, sehr feste und harte Nagelfluhbank über, die nur mehr ganz vereinzelte Schalenspuren aufweist. Darauf folgen zunächst verschiedene fossilere sandige Mergel und graue Sandsteinlagen mit seltenen verkohlten Pflanzenresten und dann eine mächtige Schichtenfolge grauer Mergelschiefer, in denen einzelne Lagen erschürft werden konnten, in denen sich reichliche Spuren linealisch langgezogener parallelnerviger, an Schilf erinnernde Blätter, wahrscheinlich von *Phragmites*, vorfinden.

Aus der Brekzienschicht konnten die folgenden Versteinerungen bestimmt werden:

b) Versteinerungen der Schalenbrekzienschicht.

1. Zahn von *Odontaspis cuspidata* AG.
2. *Cardium multicostatum* BROCCHI. 3. — *Turonicum* MAYER. 4. — *papillosum* POLI.
5. — cf. *bavaricum* v. AMMON.
6. *Arca* cf. *Breislaki* BAST.
7. *Congeria (Dreysensia) Greppini* LOCARD. 8. — — *unguiculus* SANDB. 9. — — *sub-Basteroti* TOURN. 10. — *Neumayeri* ANDRUS. 11. — *helvetica* LOC.
12. cf. *Donax intermedia* HÖRNES.
13. *Nerita* cf. *rhenana* THOMAE.
14. Unbestimmbare Reste von Gastropoden-Schalen.

Die beiden Versteinerungsverzeichnisse enthalten, wie man sieht, vorwiegend Arten, die nur aus dem Miozän bekannt sind und für dasselbe als charakterisierend gelten, und daneben aus einzelnen sogen. durchgehenden Arten, die sich auch schon in älteren Horizonten vorfinden. Im ganzen haben wir es mit einer ausgesprochenen Miozänfauna zu tun.

Daraus ergibt sich ohne weiteres und einwandfrei, daß die mächtige Tonmergelzone, aus deren tieferen Lagen die Fauna entstammt, also der dem Alpenrande nächstgelegene Teil der Molasse zwischen Pfronten und Wertach dem Miozän angehört.

Aus dieser paläontologisch-stratigraphischen Feststellung ergibt sich des weiteren aber auch für die tektonische Beurteilung der Lagerungsverhältnisse, daß die ganze subalpine Molasse dieses Gebietes nicht überkippt ist, sondern in normaler Lagerung dem Südflügel einer Antiklinale der Molasse angehört und daß die Annahme, als wären die dem Alpenrande nächstgelegenen Molasseschichten stratigraphisch die ältesten, wenigstens für diesen Teil unseres Gebietes aufgegeben werden muß.

Damit ist aber zugleich auch in den Profilen der Molasse des Schloß- und Reichenbaches die relative Altersfolge des Schichtenaufbaues festgelegt. Es ergibt sich, daß die Zone der grauen Konglomerate und Sandsteine jünger ist als jene der roten und daß die am Fuß des Berges ausbeißenden bunten Sandmergel und gelblichen Sandsteine und die unter der Talsohle verhüllten Schichten die relativ ältesten Gebilde der ganzen Schichtenreihe darstellen. Ob diese etwa schon dem Oligozän angehören, muß dahingestellt bleiben, so lange in ihnen nicht entscheidende Fossilfunde gemacht werden oder in Schichten, die ihnen auf- oder unterlagern.

Die nächstliegende Frage ist nun: Besteht das aus den genannten Querprofilen gewonnene Ergebnis auch für den übrigen Teil unseres Kartengebietes zu Recht und bildet es auch weiterhin etwa an dem sich anschließenden Alpenrand

die Regel? Für unseren Kartenbezirk kann das bestimmt bejaht werden. Nur bei Wertach scheint eine kleine Stelle eine Ausnahme zu bilden, da wir hier an dem Wertachflusse südlich der Eberle'schen Sägmühle auf eine Strecke von etwa hundert Schritt auf Molasseschichten stoßen, die bei veränderlichem Streichen (0.15° S.— 0.25° N.) nördliches Einfallen zeigen und zwar Mergelschiefer mit 45° und später südlich Sandsteine mit 80° Nordeinfallen. Daß indes dieses Verhalten nur eine rein örtliche Erscheinung ist, die mit den gewaltigen Querstörungen des Wertachdurchbruchs in Zusammenhang steht, beweist der Umstand, daß in der Streichrichtung weiter westwärts von der Stelle im Graben des Rohhadelbächleins die Molasseschichten (Sandsteine und Mergel­einlagen) wieder das gewohnte steile südliche Einfallen (70 — 80°) zeigen. Beachtenswert bleibt, daß die eingreifende Quer­störung des kretazischen Hinterlandes des Wertachdurchbruchs auch auf die vorgelagerte Molasse übergegriffen und ihre Einwirkung ausgeübt hat.

Bezüglich der Frage, ob die geschilderten Lagerungsverhältnisse auch weiterhin am Alpenrande entlang anhalten, sei Raum mangels wegen nur soviel bemerkt, daß in westlicher Richtung wider Erwarten gegen das Grüntengebiet sich die Verhältnisse rasch ändern, wohl infolge der Divergenz der Streichrichtung der Kreide und der Molasse. Schon an dem Wertacher-Starzlach-Querbruch 2,5 km westlich erscheinen anders geartete Molasseschichten und am Grünten sehen wir petrographisch ganz anders beschaffene Schichten, deren Altersstufe erst noch genauer festgestellt werden muß, bei nördlichem Einfallen mit der Kreide in Berührung treten. Es zeigt sich also, daß Alpen und Molasse entlang ihres Kontaktes beiderseits nicht überall mit Schichtengliedern der gleichen Altersstufe zusammenstoßen oder mit anderen Worten, daß entlang unseres Alpenrandes die Molasse nicht entsprechend der älteren Auffassung überall mit einem sich gleichbleibenden ältesten Formationsglied an die Alpen angrenzt, ebensowenig wie auch in unserem Gebiete die Kreide an verschiedenen Stellen mit ganz verschiedenen Altershorizonten, so bald mit dem Barrem, bald mit Seewenbildungen etc., an die Molasse anstößt. Das gleiche Verhalten haben A. HEIM und BAUMGARTNER (Churfürsten-Mattstockgruppe) auch schon für die Schweiz nachgewiesen.

Blättereinschlüsse der grauen Konglomerate und Sandsteinzone am Reichenbach.

Die erwähnten Blätter führenden Schichten des Reichenbachrinnsales finden sich im Übergangsgebiet der grauen Konglomerat- und Sandsteinzone zur oberen Mergelzone und zwar etwa 200 m südlich der Riep- oder Fallbachmündung und südlich des Wasserfalles, dessen Felsbarren noch der roten Konglomeratzone angehören. Der Bach macht an der Fundstelle eine fast rechtwinkelige Biegung und fließt auf ungefähr 50 m nahezu im Streichen der südlich einfallenden Schichten, deren Schichtköpfe auf der Südseite des engen Rinnsals an dem etwa 20—25 m hohen Steilhang zu Tage stehen und vorzüglich entblößt sind. Lichtgraue meist glimmerreiche Sandsteine mit teils feinem teils gröberem Korn und mergeligem Bindemittel wechseln in bald schwächeren bald dicken Bänken und Lagen feinsandiger durchwegs glimmerreicher, nicht selten schalig schieferigen, im bergfeuchten Zustande nach Art mancher Phyllite glimmerig glänzender Mergel und Mergeltone.

Die Pflanzenreste sind auf die verschiedenen Schichten sehr ungleich verteilt. Verschiedene Bänke sind zwar durchspickt von verkohltem Pflanzenhäcksel und Kohlenpartikeln, enthalten aber nur ganz selten größere Blattbruchstücke. Aus

einer dicken Sandsteinbank konnten dagegen größere Blattreste von Fieder- und Fächerpalmen und Weidenblätter freigelegt werden. Durch Schürfungen ließen sich an dem Steilhange etwa 3—4 m über der Bachsohle einige glimmerige und schalig schieferige Mergellagen ermitteln, die außerordentlich reich an Blatteinschlüssen waren, ja meist so überreich, daß bei der massenhaften Ablagerung die Blätter kreuz und quer aufeinander liegen, so daß es nur vom Zufall abhängt, wenn einzelne so freigelegt werden können, daß sie bestimmbar werden. Erschwerend für die Gewinnung brauchbaren Materials ist auch der Umstand, daß viele Blätter, wenn man von solchen absieht, die eine mehr festere und lederartige Beschaffenheit besaßen, bei der massenhaften Zufuhr, sei es durch Wind oder fließendes Wasser, vielfach Schaden litten, verbogen, gekrümmt, umgeschlagen und eingerollt und häufig der Blattstiele beraubt wurden und also nur beschädigt zur Ablagerung gelangten. Die Art ihres Vorkommens und ihre auffallende Anhäufung in vereinzelt Schichten läßt wohl keinen Zweifel, daß sie nur einem nahen Fest- oder Eilande entstammen konnten. Man darf vielleicht mit WEITHOFER an ein Aestuarium denken.

Soweit die Blätter in den reichen ton- und glimmerreichen Mergelschiefern eingelagert wurden und nicht bei ihrem Transport mechanisch oder durch ihre Aufeinanderhäufung gelitten haben, zeigen sie einen teilweise ganz ausgezeichneten Erhaltungszustand. Die Nervatur ist bei verschiedenen Blattarten bis in die Einzelheiten zu beobachten. Weniger günstig ist die Erhaltung in den eigentlichen Sandsteinen, entsprechend der weniger feinen Struktur der Hüllmasse.

Die nachstehende Liste gründet sich auf Bestimmungen hauptsächlich nach HEERS Flora helv. und soll nur ein vorläufiges und annäherndes Bild der häufigst vorkommenden Blattformen geben. Die Flora harret noch einer genauen Nachprüfung seitens eines speziellen Fachkenners und nach dem gegenwärtigen Stand der Paläobotanik.

1. *Persea Braunii* HEER. ? (Lorbeergeräths)
2. *Laurus primigenia* UNGER. 3. — *swozowiciana* UNGER. 4. — *princeps* HEER Lorbeer
5. *Cinnamomum Scheuchzeri* HEER. Zimt
6. *Corylus insignis* HEER. Hasel
7. *Rhamnus rectinervis* HEER. 8. — cf. *Gaudini* HEER. Kreuzdorn
9. *Cornus rhamnifolia* v. WEBER. Hartriegel
10. *Ficus* cf. *Zynx* UNGER. Feige
11. *Acer trilobatum* STERNB. Pflanzhorn
12. *Sabal* cf. *major* (im Sandstein). (Palmenart)
13. *Calamopsis Bredana* (im Sandstein). Schachtelhalm?
14. *Palmacites* sp. (im Sandstein). Palme
15. *Salix* cf. *arcinerva* WEBER. 16. — cf. *tenera* HEER. 17. — cf. *angusta* HEER. Weide

Das Gerölle der Nagelfluh.

Den Gesteinsarten der Rollsteine, die sich an der Zusammensetzung der Molasse-Nagelfluh beteiligen, ist mit Recht immer Beachtung geschenkt worden, da sie wertvolle Rückschlüsse gestatten über die Felsarten jener Festlandsteile, die zur Molassezeit dem Abbau ausgesetzt waren und die das Material der Molassebildungen geliefert haben. Die meiste Gelegenheit zu Beobachtungen boten von den beiden oben unterschiedenen Nagelfluhzonen die rote Nagelfluh, nicht nur, weil sie an

unserem Alpenrande am mächtigsten entwickelt, sondern auch am umfassendsten aufgeschlossen ist, nicht bloß in den Einrissen des Schloß- und Reichenbaches, sondern auch verschiedenfach an Stellen, wo die graue Nagelfluh infolge ihrer reichlicheren Wechsellagerung mit Sandsteinen verschüttet bleibt (Hinterm Stein, Vorderreute, Enthalb der Ach, Bichel u. s. w.). Von den gemachten Beobachtungen in Kürze folgendes:

1. Zunächst sei auf eine rein äußerliche aber nichtsdestoweniger beachtenswerte Erscheinung hingewiesen. Kopfgroße Rollsteine, wie sie nach A. RÖSCH¹⁾ und nach eigenen Beobachtungen in dem Molassegebiet westwärts des Illertales so häufig vorkommen, fehlen unserer Nagelfluh so gut wie vollständig. Schon faustgroße Geröllstücke, die dann gewöhnlich auch eine weniger fortgeschrittene Abrundung zeigen, sind nicht mehr häufig. Die durchschnittliche Größe der Gerölle schwankt zwischen Erbsen- und Pflirsichgröße. Die erwähnte Erscheinung läßt für unser Gebiet auf eine geringere Transportkraft der Gerölle zuführenden Flüsse und damit wohl auch auf andere Gefällsverhältnisse schließen, als sie westwärts des Illertales beispielsweise im Immenstädtischen zur Zeit der dortigen, dem oberen Oligozän zugerechneten Nagelfluhablagerungen bestanden haben müssen.

2. Altkristalline Gesteine fehlen zwar unserer Nagelfluh nicht ganz, sind aber in der Regel nur in spärlichen und schlecht erhaltenen kleinen Bruchstücken und nur äußerst selten in eigroßen Rollstücken vorhanden. Sie sind gewöhnlich schon so stark zersetzt und zerbröckelnd, so daß auf eine aussichtslose genauere petrographische Untersuchung mittels Schliifpräparaten verzichtet wurde. Vertreten sind anscheinend nur Gneiße und Glimmerschiefer. Nicht selten sind dagegen Rollstücke von glasigem oder milchigem Gangquarz.

3. Von den wenigen altkristallinen Gesteinseinschlüssen abgesehen, bestehen die Gerölle durchwegs aus Sedimentgesteinen. Bei der Lage unserer Molasse am Fuße der Alpen möchte man nun erwarten, daß neben der räumlich äußeren Verbindung auch eine innere Beziehung zwischen den beiden bestände, in der Weise, daß unsere Nagelfluhgerölle sich, wenn nicht ausschließlich, so doch vorwiegend aus alpinen Gesteinen zusammensetze. In Wirklichkeit ist aber fast das Gegenteil der Fall und der Kenner der Gesteinswelt der anstoßenden Alpentteile wird überrascht, bei der genaueren Umschau unter den zahllosen Nagelfluhgeröllen und ihrer Ausmusterung so auffallend wenig alte Bekannte vorzufinden und sich im übrigen einer durchaus fremdartigen Gesellschaft gegenüber zu sehen, deren Herkunft zu entziffern er sich vergeblich abmüht. Sogar manche Gerölle, deren Gesteinscharakter bei flüchtiger Betrachtung Ähnlichkeit mit bekannten alpinen Gesteinen zeigten erwiesen sich bei näherer vergleichender Untersuchung mittels Dünnschliffen als nicht bekannt alpin oder ihre Identifizierung blieb unsicher. Kurz, es ergab sich, daß der allergrößte Teil der Gerölle unseres Nagelfluhgebietes Gesteinsschichten entstammten, die in weitestem Umkreis nirgends mehr als zu Tage tretend anzutreffen sind und die zur Molassezeit entweder zerstört und abgetragen oder bei der letzten Gebirgshebung versenkt oder zugedeckt wurden und seitdem der Beobachtung nicht mehr zugänglich sind. Als deren letzte Überreste und Zeugen gewinnen diese Gerölle eine erhöhte Bedeutung und verdienen sicherlich unsere vollste Beachtung, da ihr Vorkommen immerhin einiges, wenn zunächst auch nur

¹⁾ A. RÖSCH, Kontakt zwischen Flysch und Molasse im Allgäu. Mitteilg. d. Geogr. Ges. München 1. Bd. 3. Heft, 1905.

dämmerhaftes Licht wirft auf Zustände und Verhältnisse zur Zeit der Molassebildung, die ohne sie in Dunkel gehüllt blieben.

Die in verhältnismäßig geringer Menge mitvorkommenden Gerölle alpiner Herkunft finden sich nicht etwa wahl- und regellos vor, sondern beschränken sich nur auf bestimmte Formationsglieder, die zur Zeit der Nagelfluhbildung der Erosion der in das Molassemeer mündenden Flüsse gerade offen und zugänglich lagen. Es braucht wohl kaum bemerkt zu werden, daß bei der Beurteilung der Herkunft der Gerölle und der Identifizierung mit bestimmten Formationsgliedern Rollstücke von ganz indifferentem und bestimmter charakteristischer Merkmale entbehrendem Gesteinscharakter unberücksichtigt blieben, ebenso Gerölle von Gesteinsarten, die — wie verschiedene indifferente Mergel — in gleicher Ausbildung in verschiedenen Formationen vorkommen können. Für die Beurteilung der Verhältnisse zur Zeit der entsprechenden Molasseablagerung ist von nicht geringer Wichtigkeit die negative Frage, von welchen alpinen Formationsgliedern in unserer Nagelfluh Gerölle gänzlich fehlen, wobei natürlich in erster Linie nur solche Gebirgsglieder in Betracht kommen, die in den angrenzenden Alpentteilen wesentlich Anteil am Gebirgsaufbau haben. Wenden wir uns zunächst dieser letzteren Frage zu.

4. Die merkwürdigste und befremdendste Erscheinung, die übrigens von vielen Gebieten und namentlich von der Schweiz schon längst bekannt und gewürdigt worden ist und die wir aus unserem Beobachtungsgebiet nur neu bestätigen können, ist die Tatsache, daß Gerölle wie überhaupt irgend Bestandteile aus der nächstgelegenen helvetischen Kreideformation vollständig fehlen, trotzdem durch die ganze Länge unseres Kartengebietes Kreide und Molasse jetzt unmittelbar zusammenstoßen und die erstere stellenweise Hunderte von Metern über die letztere aufragt und trotzdem bei der charakteristischen Gesteinsbeschaffenheit verschiedener Glieder der Kreide, wie des stark organogenen Schrattenkalkes, des Gaultgrünsandsteins, des foraminiferenreichen Seewenkalkes, Gerölle und Bruchstücke dieser Gesteine so leicht zu identifizieren und nachzuweisen wären, wenn sie in der Nagelfluh vorhanden wären.

Aus dem Fehlen von Kreidegeröllen ergibt sich unmittelbar — auf weitere Erörterungen können wir uns hier nicht einlassen — erstens, daß zur Zeit der Nagelfluhbildung die Kreide noch nicht frei und offen zu Tage gestanden haben und zerstörenden Denudations- und Erosionskräften ausgesetzt gewesen sein kann, um Material für die Nagelfluh abgeben zu können, noch viel weniger, daß sie etwa gar das südseitige Ufer des Molassemeeres gebildet oder aufgebaut hätte, und zweitens, daß die jetzige Berührung zwischen Kreide und Molasse zur Zeit der Nagelfluhbildung noch nicht bestanden und erst nach der Ablagerung derselben auf tektonischem Wege zustande gekommen ist.

Die oben II. S. 9f. vertretene Annahme, daß unsere Allgäuer helvetische Kreide durchwegs eine geschlossene Flyschdecke getragen habe, dürfte übrigens das Fehlen jeglicher Kreidegerölle in unserer Nagelfluh auf einfache Weise erklärlich machen. Die weitere Frage ist aber nun: Finden sich in der Nagelfluh Flyschgemengteile vor oder fehlen auch sie? Eine entschiedene Antwort darauf zu geben stößt auf Schwierigkeiten, die in der Schwierigkeit und Unsicherheit liegen, Gesteine in der Größe kleiner oder mittlerer Gerölle bestimmt und sicher als Flyschgesteine zu erkennen. Fucoidenmergel sind zur Geröllbildung nicht geeignet. Rollsteine aber, die man mit Sicherheit als dem Flysch entstammend hätte erklären können, sind mir nicht untergekommen, wohl aber solche von zweifelhafter Natur. Ich wage

es daher nicht, die Frage in dem einen oder andern Sinn zu beantworten, doch so viel scheint sicher zu sein, daß der Flysch keineswegs etwa in nennenswertem Maße Material zu unserer Nagelfluh abgegeben hat.

Nicht minder auffallend als das Fehlen der Kreidesteine ist auch das Fehlen des Hauptgesteins der angrenzenden Alpentheile, des Hauptdolomits, in der Gesteinsausbildung wenigstens, wie sie dieser in den Allgäuer und Lechtaler Alpen vornehmlich zeigt. Es finden sich in den Nagelfluhfelsen zwar reichlich dunkle feinkörnig kristalline Dolomitgerölle vor, allein ihre Farbe, ihr außerordentlich feinkörniges Gefüge und ihr gesamtes Aussehen und Gepräge unterscheidet sie von dem Hauptdolomit des Allgäus so auffallend, daß an eine Identifizierung beider nicht zu denken ist.

5. Gerölle alpiner Herkunft. Sie spielen, so weit sie als solche nachweisbar sind, unter den Gemengteilen unserer subalpinen Nagelfluh ihrer Menge nach nur eine untergeordnete Rolle. Es wurden beobachtet:

Rätmergel mit charakteristischen Brachiopodenschalen-Querschnitten, nur in einem vereinzelt stark zerdrückten kleinen Geröllstück vom Reichenbach.

Hierlatzkalk in blaßrötlicher, in gelblichgrauer und roter Farbe; im ganzen selten; bei einzelnen wurden in Schliffen Bruchstücke von Brachiopodenschalen und schlecht erhaltene Spuren von Foraminiferen beobachtet.

Mergelkalke von grauer Farbe mit unbestimmten Algenflecken, wahrscheinlich Liasfleckenmergelkalk. Selten.

6. Besondere Erwähnung verdient das wenn auch nicht reichliche Vorkommen von Rollstücken aus organogenen Kalken in der roten Nagelfluh der Schloßbäche und des Reichenbaches, namentlich von rosaroten Alveolinenkalk mit wohl erhaltenen Alveolinen und sonstigen Foraminiferen, dann von Kalken mit kleinen Nummuliten, Amphisteginen, Kalken mit *Peneroplis*, überhaupt Kalkgeröllen eozäner Herkunft. Diese Vorkommnisse erregen unser Interesse um so mehr, als heute in weitester Umgebung keine derartigen Kalke mehr als ausstehend zu Tage treten und die im Grüntengebiet vorkommenden Eozänbildungen von ganz anderer Beschaffenheit und Fossilführung sind. Sie erinnern einigermaßen an die Alveolinenkalke Istriens und Dalmatiens und beweisen uns, daß auch im alpinen Gebiet zur Eozänzeit an Stellen, deren Lage sich heute nicht mehr ermitteln läßt, Alveolinenkalke zur Ablagerung gelangt waren, um dann später im Miozän wieder der Zertümmerung und Abtragung anheimzufallen. Diese Erscheinung gehört offensichtlich zur gleichen Kategorie wie das Vorkommen loser Blöcke von Nummulitengesteinen, wie ich sie im Flyschgebiet der Breitachtalung im Walsertal beobachtet oder wie die Einschlüsse von Nummulitenkalklinsen im Flysch Vorarlbergs, von denen *TORNQUIST*, Neues Jahrb. f. Min. 1908 Bd. I S. 80, berichtet, oder wie das Auftreten isolierter Blöcke von Nummulitengesteinen im Löwenbach bei Binswang oder bei Seifriedsberg oder endlich wie die Einschlüsse gelber Nummulitenkalkknollen aufgearbeiteter Nummulitenschichten im Flysch des Grüntengebietes, von denen mir *Dr. O. REIS* Mitteilung machte. Sie deuten darauf hin, daß Eozänablagerungen ehemals eine erheblich ausgedehntere Verbreitung besessen haben mußten, dann aber in naheozäner Zeit der Zerstörung und Abtragung zum Opfer gefallen und durch tektonische Vorgänge teilweise verlagert und verschleppt worden sind.

V. Quartär.

I. Diluvium.

Diluvialgebilde in Form von Moränen und fluvioglazialen Schottern finden sich auch in unserem Aufnahmegebiet in reichem Maße vor. Örtlich, namentlich am Gebirgsrande, treten diese Ablagerungen teilweise in einer Weise auf, daß sie ein störendes Hemmnis für das Studium des anstehenden Grundgebirges bilden. Vielfach erscheinen die Moränen mit Gehängeschutt vermengt oder durch Murbrüche und Abrutschungen mehr oder weniger umgelagert oder doch stark verwischt und verwaschen. Dies gilt besonders in den ausgedehnten Gebieten, wo leicht verwitternde Mergel der Allgäuschichten, der Kreide und des Flysches eine größere Ausbreitung aufweisen. Dadurch lassen sich die reinen Diluvialgebilde beim Kartieren von den rezenten Gehängeschuttablagerungen häufig nicht mehr scharf abtrennen, namentlich im Bereich größerer Waldpartien oder in stark bewachsenen Wiesen und Weidengründen.

Das Vorkommen von Diluvialablagerungen in ganz verschiedenen Höhenlagen und zwar oft an ein und demselben Gehänge läßt auch in unserem Gebiete bestimmt ersehen, daß der Grad der eiszeitlichen Vergletscherung bzw. die Mächtigkeit der Gletschermassen wie anderwärts im Alpengebiete starken Schwankungen und zeitlichem Wandel ausgesetzt gewesen war. Es liegt auf der Hand, daß bei dem jeweiligen erneuten Anwachsen und Vorstoßen der Eismassen innerhalb der so verschieden gestalteten Gebirgstäler, namentlich an eingeeengten Strecken, die Moränen und zurückgelassenen Schotter früherer Eisströme vielfach wieder zerstört oder auf kümmerliche Reste abgetragen wurden. Berücksichtigt man noch die oben ange deuteten vielfachen Zerstörungen und Umlagerungen der Diluvialrelikte durch Gehängerutschungen, durch Verwitterung oder ihre Verschüttung durch jüngeren Gehängeschutt u. s. w., so leuchtet ein, daß der Versuch, aus den lückenhaft erhaltenen Ablagerungen ein auch nur annäherndes Bild von den einzelnen Vorgängen und Abschnitten der eiszeitlichen Vergletscherung zu gewinnen, innerhalb des Gebirgslandes auf ungleich größere Schwierigkeiten stößt als auf dem Alpenvorland und der anstoßenden Hochebene, wo die eiszeitlichen Bildungen viel geschlossener und deutlicher in die Erscheinung treten und mehr oder weniger eine Handhabe geboten haben zur Unterscheidung bestimmter Phasen der Vergletscherung oder bestimmter „Eiszeiten“ und „Stadien“ u. s. w. Bei der häufigen lückenhaften Erhaltung der Diluvialgebilde bleibt zu deren Beurteilung häufig genug nur deren Höhenlage übrig und wer wollte dann in vielen Einzelfällen bei der beschränkten Beobachtungsunterlage, die ein räumlich eng begrenztes Einzelgebiet nur darbietet, bestimmt oder auch nur annähernd sicher entscheiden, welchem der verschiedenen unterschiedenen zeitlichen Abschnitten der Eiszeit ein Diluvialrelikt zuzuweisen sei?

Bei dieser Sachlage wurde auf eine nähere Altersgliederung der Diluvialablagerungen unseres Kartengebietes oder eine Einreihung derselben in ein Gliederungsschema verzichtet, ebenso auf eine entsprechende differenzierte Ausscheidung und Darstellung auf unserer Karte. Eine solche detaillierte Altersgliederung schien auch bei dem eigenartigen und komplizierten Talsystem und der orographischen Verhältnisse unseres Gebietes wenigstens vorerst nicht für durchführbar und jeder Versuch hätte unumgänglich die Notwendigkeit zur Folge gehabt, über unser verhältnismäßig kleines Aufnahmegebiet hinaus auch das umfangreiche Gebiet der

Umgebung sowohl gebirgsein- wie auswärts zu begehen und zu untersuchen. Eine solche weitausgreifende Aufgabe bleibt aber wohl am besten der ausschließliche Gegenstand einer besonderen und systematischen Untersuchung und auch dann mag es noch fraglich bleiben, ob sie überall zu gewünschten befriedigenden und sicheren Ergebnissen führt. Wir begnügen uns hier mit einfachen Mitteilungen von gemachten Beobachtungen.

Die Lage unseres Kartengebietes zwischen den Haupttalungen einerseits der Iller, andererseits des Lechs bringt es mit sich, daß ein kleiner westlicher Grenzstrich teilweise noch in den Bereich des alten Illergletschers, wenigstens während dessen Maximalentwicklung, fiel, während von Osten her im Pfrontner und Nesselwanger Grenzgebiet ein mächtiger Arm des Lechgletschers über Vils herüber griff und unser Gebiet in Nordosten noch teilweise streifte.

Das mittlere Gebirgsland, also der überwiegend größte Teil des Aufnahmegebietes, hatte seine eigenen lokalen Gletscher, die unter sich in engster Verbindung standen und wohl auch an dem West- und Ostrande mit dem mächtigeren und bedeutsameren Iller- und Lechgletscher in Berührung kamen, sonst aber doch ihre gewisse Selbständigkeit behaupteten und erst am nördlichen Gebirgsrande und im Vorlande sich mit diesen zu einem geschlossenen und nicht mehr trennbaren Ganzen verschmolzen.

Wir wenden unsere Aufmerksamkeit zunächst diesem inneren Gletscher-netze zu.

1. Lokalgletscher des mittleren Gebirgstalles.

a) Das Gletscherwurzelgebiet des Tannheimer Tales und des Quellbereichs der Wertach.

In Betracht kommen zunächst die Gletscher, die ihre Wurzeln in der Hochgebirgszone südlich des Tannheimer Längstales hatten, wo die Gipfel durchgehends über 2000 m aufsteigen, und die Kammlinie, die sie von dem angrenzenden gegen Hindelang ausmündenden Hintersteiner Tale und von dem dem Lechtale zugekehrten Schwarzwasser- und Birkental trennt. Diese Kammlinie sinkt nur beim Stuibensaß östlich der Zipfelsalpe bis auf ca. 1600 m herab, bleibt aber sonst überall über 1800 m (Zirleseck und Kellenpaß 1872 bzw. 1850 m; Geißbeck 2054 m; Kirhdachscharte 1990 m; Steinkarjoch 1955 m; Gappenfeldgrat 1830 m; Strindenscharte 1870 m u.s.w.). Es leuchtet ein, daß bei dieser beträchtlichen Kammhöhe unser Gebiet selbst zu Zeiten eines Höchststandes der Eismassen vom südlichen Hinterlande, wenn überhaupt, so höchstens nur eine ganz beschränkte Zufuhr erhielt, da die Hauptmassen der dortigen Gletscher durch das Hintersteiner-, Schwarzwasser- und Birkental abfließen.

Unter diesen in das Tannheimer Tal vordringenden Lokalgletschern war jedenfalls der bedeutendste der, der aus dem Tale des Vilsalpsees kam, das von den mächtigen Felshäuptern des Geiß-, Rauh-, Kugelhorns, des Kastenkopfs, der Steinkar-, Lachen- und Schochenspitze im Halbkreis umrahmt wird. Die zirkusartige Gestaltung des Talschlusses mit dem prächtigen Vilsalpsee, die Trogform des Talbodens, soweit er nicht durch den postglazialen und wahrscheinlich historischen Bergsturz vom Gappenfeld modifiziert wurde, die Gehängensichen mit den Albele-, Traualpsee und der „Lache“ etc. dürften in der Hauptsache diesem Gletscher, dessen Gebiet ungefähr 28 qkm umfaßte, zu verdanken sein.

Kleiner waren die Gletscher, die von der Roßalpe zwischen Geißhorn und Rohnespitze, dann dem Ponten- und Stuibental mit ihren zirkusähnlichen Tal-

abschlüssen entströmten, ja die Gehängenischen beim Kühgundrücken und am Vorderen Wiedhag deuten darauf, daß selbst am Nordhang des Iselers Gletscheransätze vorhanden waren.

Diese genannten Gletscher sammelten und vereinten sich in dem Tannheimer Tale und auf der anstoßenden Hochfläche des Wertachquellgebietes (Schwande, Krumbach). Ihrem weiteren Vordringen nach Norden traten aber in den langgezogenen Bergrücken, die die genannte Gebirgssenke nordwärts abgrenzen, alsbald Hemmnisse entgegen. Namentlich standen der großen Gletschermasse, die von der Vilsalpee-Gruppe vordrang, beim Eintritt in das Tannheimer Tal der langgestreckte Querriegel des mächtig aufragenden Einsteinmassivs und die sich östlich anreihende Aggenstein-Tannheimer Gruppe gegenüber und zwangen die Eismassen, in dem Längstale nach links und rechts auszuweichen. Der schmale Ausgang bei Grän und der „Enge“ war für den Abfluß des bedeutsamen Eisstromes alsbald viel zu eng und unzulänglich und zudem sicher auch schon von den von dem westlichen Teil der Tannheimer Gruppe und dem Aggenstein entströmenden Gletschermassen in Beschlag genommen. Der Abfluß nach Osten gegen das Lechtal war durch den hohen Rücken des Hahnenkamms zwischen Gern- und Gachtspitze gesperrt und ein Ausbiegen gebirgseinwärts um die Gachtspitze herum zur Gacht Schlucht wegen des hier aus dem Birkental vorstoßenden Gletschers und dem entgegenstehenden Lechgletscher gehemmt oder doch sehr erschwert.

Aber auch der Abfluß durch das Tannheimer Tal westwärts durch die Vilsenge in das alsbald von den Bergmassen des Zinkens, Schönkallers und Westerkienberges stark eingeengte Vilstal mußte für größere Eismassen alsbald unzulänglich werden, ebenso auch der Abfluß durch die beschränkte Öffnung westlich des Zinkens über Unterjoch in das Wertachtal.

Eine Folge dieser eigenartigen orographischen Verhältnisse mußte sein, daß sich die in dem ostwestlich verlaufenden Hochtale ansammelnden Eismassen bei den räumlich sehr beschränkten und eingeengten unzureichenden Ausgängen nach Norden sich immer mehr anstauen und ansammeln mußten, so lange, bis sie die entgegenstehenden Querriegel an den tieferen Stellen überschreiten konnten. Als solcher kam für das eigentliche Tannheimer Tal in erster Linie in Betracht der westliche 4 km lange Ausläufer des Einsteins, der unter den Teilnamen Berger-, Haldener-, Frickler-, Wiesler- und Kapplerberg¹⁾ das genannte Tal bis zum Vilsdurchbruch unterhalb Vilsrain-Staig begrenzt und sich von einer Höhe von ca. 1500 m an seiner Wurzel beim Einstein über die flachen abgerundeten Kuppen 1523 und 1527 westwärts allmählich bis auf 1300 m im Kapplerberg senkt.

Daß nun dieser Höhenzug wenigstens in seinem westlichen sich bis zu 1300 m senkenden Teile tatsächlich von den Gletschermassen mindestens bei ihrem Höchststande überschritten wurde, wie schon bloße Erwägungen all der örtlichen orographischen Verhältnisse annehmen lassen, geht aus positiven Beobachtungen von Höhenmarken der Eismassen unzweifelhaft hervor.

An den obersten Quellarmen des Kienzerlesbaches fand ich oberhalb der Bachgabelung in einer Höhe von 1350 m eine ziemlich mächtige lehmig schmierige Grundmoräne in dem Bachrinnsal angeschnitten mit verschiedenen geritzten, abgerundeten, geröllartigen Gesteinstücken, unter denen Liasfleckenmergel, rote Jura-

¹⁾ Die Bezeichnung „Berg“ ist hier nicht im orographischen Sinn zu nehmen, sondern in der ortsüblichen Nebenbedeutung von „Viehweide“ im Berggelände. Vgl. S. 63.

kalk- und Hornsteine vorwalten, während Hauptdolomit nur wenig vertreten ist. Die gleiche Beobachtung machte ich in gleicher Höhe auch in dem oberen Rinnsale des auf der Karte nicht benannten „Plättbaches“, der als östlicher Seitenbach in die Kienzerlesbachschlucht einmündet. Das reichliche Vorhandensein roter Aptychenkalke und Hornsteine, die nur ostwärts an den Talhängen zu Tage stehen, in der Richtung gegen Westen aber nirgends mehr in Gebiete anstehen, beweist, daß der Eisstrom sich hier nicht etwa ostwärts gegen Grän und die Enge oder gegen das Lechtal, sondern westwärts (WNW.) bewegt hatte.

Von dem genannten obersten Plättbachgraben ist gerade aufwärts bis zur Sattelhöhe (1454 m) zwischen Einstein und dem „Kopf“ 1523 nur mehr ein Höhenunterschied von 100 m. Die flache Grateinsenkung hier läßt es als wahrscheinlich erscheinen, daß sie beim Höchststand der Gletscher auch vom Eis überschritten worden ist, das hier durch das angrenzende „Wilde Bachtel“ dem Engetal zuströmte. Die flache Senke des mehrere hundert Meter breiten Rückens ist jedoch stark versumpft und es fehlen auf der sumpfigen Fläche und den sich anschließenden beiderseitigen stark verwachsenen und teilweise bewaldeten Hängen jegliche Aufschlüsse, so daß ein direkter Beweis durch Erratica bis jetzt nicht erbracht werden konnte.

Wendet man sich von der Sattelfläche aus dem nahe aufragenden Einstein zu, so stößt man auf einen ziemlich mächtigen, auch auf der Karte angedeuteten Blockwall und verschiedene kleine Erhöhungen von Blockwerk und Mulden, die in geringem Abstand den südwestlichen und westlichen Fuß des in steilen Wänden aufsteigenden dolomitischen Einstein umgürten und die auf den ersten Blick den Eindruck eines Moränengebietes bzw. einer Seitenmoräne erwecken könnten. Sieht man jedoch näher zu, so zeigt es sich, daß all das Blockwerk ausschließlich nur aus Hauptdolomit besteht wie der Einstein selbst und daß das Material zweifellos diesem infolge Bergsturzes entstammt. Der in Steilwänden aufragende Berg ruht hier auf Liasfleckenmergeln und Resten von Aptychenkalken auf und ist offensichtlich auf diese überschoben worden. Die auffallende eigenartige Anordnung des Materials namentlich in Form eines regelmäßigen Blockwalles, der, begleitet von einer deutlichen regelmäßigen zwischenliegenden Terrainfurche, die Felswände am Fuße auf der Südwest- und Westseite umgürtet und sogar auf der Karte eingezeichnet erscheint, legt es nahe, die Erscheinung in innere Beziehung zur Eiszeit zu bringen ebenso wie die übrigen an Moränengebiet erinnernde Oberflächenformen dieser Stelle. Es muß auch auffallen, daß diese Blockregion entgegen den gegebenen natürlichen Gefällsverhältnissen gegen die genannte Gratsenke in einer scharfen Linie abgegrenzt erscheint. Nimmt man an, daß diese Senke von Gletschern überschritten wurde, so würde sich diese scharfe Abgrenzung gegen das blockfreie tiefere Gebiet von selbst erklären, da ja hier die Eismassen alle in ihrer Bahn liegenden oder auf sie gerollten Blöcke mitschleppen mußten.

Wenn nun auch, so lange auf dem westlichen Einsteinsattel keine Erratica aufgefunden werden, kein sicherer und einwandfreier Beweis vorliegt, daß schon hier im Osten bei einer Höhe von 1454 m Gletscher den Höhenrücken überschritten, so lassen doch die erwähnten Moränen am Plätt- und Kienzerlesbach in einer Höhenlage von 1350 m nicht den geringsten Zweifel, daß das bei den westlichen unter diese Höhe sinkenden Teilen des Bergzuges der Fall war. Allerdings konnte ich in den nächstfolgenden Gebieten von Halden, des Steina- oder Zöbler- und des Frickenerbaches keine eigentliche Moränen beobachten. Bei der stets zu Murbrüchen und Abrutschungen geneigten Unterlage von leicht verwitternden

Allgäufleckenmergeln und den sehr erheblichen Böschungswinkeln dieses Gebietes vermochten sich Grund- und Seitenmoränen, wenn sie nicht so mächtig waren, daß sie die Unterlage vor Verwitterung schützten, offenbar nicht zu erhalten. Trotzdem fehlen auch hier Erratica nicht ganz, wie das Vorkommen ortsfremder Gesteine unter den Bachgeröllen beweist oder der Fund eines ortsfremden, aus dem östlichen Teil des Tannheimer Tales stammenden Rollstückes eines roten Jura-hornsteins, den ich auf dem Weideboden im Quellbereich des Zöbler Baches noch in einer Höhe von 1360—70 m ganz zufällig gemacht habe und der nur glazialer Herkunft sein konnte.

Weiter gegen Westen und jenseits des stark schüttigen Gebietes der Gehänge des Wiesler Berges stoßen wir in einer Höhe von ca. 1270 m am Kappler Berg¹⁾ wieder auf eine ausgesprochene Moräne und zwar an der Randkante der etwa 400 m langen und etwa 200 m breiten ebenen Terrasse südlich des P. 1301, die in ihrem östlichen Teile vom dahinterliegenden Bergrücken durch eine flache, vermooste Senke abgegrenzt wird. Die Moräne ist in ihrem östlichen Teile von dem Triftwege, der in der Wiesler Viehweide oberhalb des sogen. „Steinlochs“ zu den „Mooswiesen“ und oberen Gelagen führt, angeschnitten, und ebenso weiter westlich von einem zum Kappler Bach hinabziehenden Graben. Das in einer schmierigen und lehmigen Grundmasse steckende, teils abgerundete teils nur wenig abgekantete teilweise deutlich geschrammte Geschiebematerial besteht vorwiegend aus Liasfleckenmergeln, aus selteneren gerundeten und geritzten roten Jurakalken, Hornsteingeröll und Dolomit etc. Die Unterlage bildet Plattenkalk und vielleicht auch Reste von Rätschichten. Eine Verwechslung dieser Moränenablagerung etwa mit Murbildungen ist schon deshalb ausgeschlossen, weil sie an der Kante der Terrasse liegt, hinter ihr sich die erwähnte versumpfte Oberflächensenke ausbreitet und der nun folgende aus Plattenkalk bestehende Bergrücken nur wenig höher liegt und gar kein solches Schuttmaterial liefern konnte. Die Terrassenebene selbst ist vollständig berast und bietet keinerlei Aufschlüsse; Spuren ortsfremder Gerölle lassen annehmen, daß auch sie eine wenn vielleicht auch nur schwache Grundmoränendecke trägt. Da sie an dem Ecke liegt, wo das Tannheimer Tal nach Norden umbiegt und die Eismassen teilweise gegen Norden abfließen, ist sie wohl das Werk der Glazialerosion.

Es unterliegt wohl keinem Zweifel, daß die geschilderte Moräne am Kappler Berg bei einer Höhenlage von 1260 m einem anderen Zeitabschnitt der großen Alpenvergletscherung angehörte als die um 90—100 m höher gelegene Moräne am

¹⁾ Die österr. Generalstabkarte und damit auch das Blatt Sonthofen West des Topogr. Atlas 1:50000, das seine Angaben für das Tiroler Gebiet der erstgenannten entnahm, bedürfen für das hier in Betracht kommende Gelände verschiedenfacher Berichtigungen. Zunächst sei zur Nomenklatur bemerkt: Der Name „Wies“, zu welcher Fraktion die Pfarrkirche und die Häusergruppe nördlich aufwärts am Bach gehören, ist an die Stelle zu setzen, wo der Name „Kappel“ steht. „Kappel“ heißt die Häusergruppe weiter westlich am „Kappler Bach“. Schon aus formalen Gründen kann der Name „Frickler Bach“ nicht zwei verschiedenen wenn auch benachbarten Bächen zukommen; der eigentliche Frickler Bach durchfließt die Fraktion Fricken. Der NW. davon auf der Karte ebenfalls „Frickler Bach“ genannte Parallelbach heißt Vord. Wieslerbach und der mit ihm sich vereinigende westliche, vom „Steinloch“ herabkommende Seitenarm Hintere Wieslerbach. Nach ihrer Vereinigung fließen sie als „Wieslerbach“ an Wies vorbei der Vils zu. Das Rinnsal des „Kappler Baches“ der Karte ist fälschlich um mindestens 200 m zu weit nach Norden gezogen, wodurch von der wirklichen Terrainbeschaffenheit in störender Weise ein ganz unrichtiges Bild entsteht. Auf der oben erwähnten Terrasse südlich P. 1301 breitet sich eine Moosmulde aus, aus der ein kleines Bächlein kommt, das dem „Steinloch“ zuströmt und nicht etwa dem „Kappler Bach“, wie die Karte will.

obersten Kienzerles- und Plättbach. Für eine nähere Bestimmung und Eingliederung in das Schema fehlen die Anhaltspunkte.

Vorläufig muß es genügen, in den beiden Moränen verlässliche Höhenmarken für unsere Lokalgletscher gefunden zu haben. Darnach erreichten die Lokalgletscher des Tannheimer Gebietes in ihrem Maximalstande nachweisbar mindestens eine Höhe von 1350 m. Verschiedene morphologische Erscheinungen am Einsteinzug machen es wahrscheinlich, daß selbst die Höhenkote 1400 vom Eis noch überstiegen wurde. Auf alle Fälle standen die Eigengletscher unseres Gebietes an Mächtigkeit den benachbarten Hauptgletschern des Iller- und Lechtales keineswegs erheblich nach und konnten daher schon aus diesem Grunde von diesen keine erhebliche Eiszufuhr erfahren. Wenn aber der dem Eisabfluß nach Norden im Wege stehende Einsteinzug, wenigstens in seinen westlichen Teilen, ebenso wie die verschiedenen später folgenden Kammeinsenkungen vom Eis überschritten wurden, so finden verschiedene morphologische Erscheinungen, wie die abgerundeten Terrainkuppen und Ansätze von horizontalem Gehängegesimse und kleinere Terrassenansätze beispielsweise am Haldener und Wiesler Berg, von selbst ihre ungezwungene Erklärung. In erhöhtem Maße gilt das selbstverständlich von der oberflächlichen Abrundung der verschiedenen westseitig des Vilsdurchbruchtales sich kaum zu oder nur wenig über 1200 m erhebenden Dolomitkuppen des Krumbacher- und Hotzenberges, der Höhe „In der Bränte“, des Rehbacher Mittelberges, des Schranzschrofens, die alle vom Eis überflutet worden waren.

Nachdem wir festgestellt haben, bis zu welcher Maximalhöhe in dem innersten Teil unseres Kartengebietes noch Diluvialablagerungen beobachtet werden können, besitzt deren Verbreitung in tieferen Lagen in Anbetracht, daß zu einer genaueren und eingehenderen Altersgliederung derselben wenigstens vorerst nicht genügend sichere Anhaltspunkte zu Gebote stehen, im allgemeinen nur untergeordnete Bedeutung, weshalb wir unsere Darstellungen weiterhin nur auf die wichtigeren Erscheinungen einschränken und zwar nur auf jene Fälle, wo diese Ablagerungen die Oberflächengestaltung erheblicher beeinflussen.

Bevor wir aber die Bahnen der eiszeitlichen Lokalgletscher weiterhin gegen Norden verfolgen, soll unser Augenmerk noch kurz auf die Verhältnisse des Quellgebietes der Wertach am Nordfuß des langgezogenen Iseler-Kühgundrückens gerichtet werden. In Form einer ausgedehnten, flach eingemuldeten und sich allmählich nach Norden senkenden Hochfläche, die überall über 1000 m liegt, gliedert sie sich westlich an das Tannheimer Tal bzw. der Quertalung des Vilsdurchbruches an und ist von diesem nur durch eine breite, abgerundete, NNW. ziehende und auf dem flachen Rücken teilweise vermoorten Bodenschwelle, „Auf der Egg“ genannt, getrennt. Sie wird von der Staatsstraße Hindelang-Tannheim-Reutte in einer Höhe von 1182 m überschritten, lehnt sich weiterhin an den nur 1200 m hohen schmalen dolomitischen Längsrücken des Krumbacher Berges an, senkt sich im Cenomangebiet des niederen Sattels ostseits des Gehöftes Hotzenbauer zu 1150 m, um darauf im Hotzenberg wieder über 1200 m zu steigen und dann zu endigen. Daß dieser Höhenwall bei dem Hochstande der Vergletscherung kein Hindernis für die Eisbewegung bildete, zeigt der Umstand, daß namentlich der breite abgerundete Rücken der „Egg“ reichlich mit erratischen Blöcken übersät ist. Zu beiden Seiten begleitet die „Egg“ eine verhältnismäßig breite terrassenförmige Vorstufe, von denen die westliche durch eine Trockenfurche, die östliche breitere durch das Rinnsal des Pfunzenbaches von ihr getrennt sind. Der felsige Untergrund des

abgestuften Rückens besteht wohl zweifellos aus Hauptdolomit, wie solcher auch westwärts die Unterlage der Hochfläche bildet, in den Bachbetten an verschiedenen Stellen zu Tage tritt und auch am Pfunzenbach auf eine Strecke bloßliegt, ebenso in der Nähe der genannten Staatsstraße. Am Höhenwall selbst fehlen leider jegliche Aufschürfungen und Aufschlüsse, doch besteht kein Zweifel, daß an seinem Aufbau auch reichlich Diluvialmaterial beteiligt ist. Die erwähnten beiden Vorstufen verdanken ihre Herausbildung wohl Zeiten niedrigeren Gletscherstandes, in denen der Hauptrücken selbst eisfrei war.

Wer, etwa von Hindelang kommend, von dem Höhenrücken der „Egg“ aus das sich dem Auge darbietende ausgedehnte Gelände überblickt und den ersten Einblick in das sich eröffnende Tannheimer Tal gewinnt, erhält wohl den Eindruck, daß er sich auf der Grenzscheide der beiden Talsysteme der Wertach und der Vils befinde und daß die schwach hügelige Fläche, die sich vom Fuße dieses Rückens in nordöstlicher Richtung bis zum tiefeingeschnittenen Quertal der Vils ausbreitet, schon zum Flußsystem der letzteren gehöre und nur eine Art Terrasse dieses Quertales darstelle. Er kommt wohl kaum auf den Gedanken, daß der Sachverhalt je einmal anders gewesen sein könnte. Je mehr man indes den wirklichen hydrographischen und morphologischen Verhältnissen mit kritischem Blicke nachgeht und in genauerer Begehung mit dem Gelände mehr vertraut wird, desto mehr muß man zu der Ansicht gelangen, daß die gegenwärtigen Verhältnisse unmöglich ursprüngliche sein können, daß viele Anzeichen dafür sprechen, daß hier mindestens in präglazialer und teilweise auch in glazialer Zeit die hydrographischen Verhältnisse andere gewesen und eine Talverlegung stattgefunden haben müsse.

b) Talverlegung der Vils.

Schon der ganze Charakter des jetzigen Vils-Quertales selbst läßt alle Merkmale einer alten, geschweige denn uralten ausgeglichenen Talung vermissen, wie sie etwa das Tannheimer Tal oder der später folgende nach Osten gerichtete Teil des unteren Vilstales aufweist. Es finden sich in dem engen schluchtartigen Quertal, das wegen seiner Wildheit noch heute auf eine Zwischenstrecke von 800 m eines wenn auch noch so primitiven fahrbaren Talweges entbehren muß, verschiedene Einengungen und Krümmungen des Flusses, die nicht etwa immer in zu Tage tretenden harten widerstandsfähigen Gesteinsschichten begründet sind, sondern auch an Stellen, wo leicht verwitterbare Allgäuschiefer und weichere Cenomanmergel an das Ufer anstoßen. Alle Anzeichen sprechen dafür, daß der Hauptteil dieser Querschluht ganz analog den Schluchten des weiter unten einmündenden Wankbaches („Steinigen Baches“ der Karte) und des Urfall-Roterdbaches nur der Einriß eines jenen gleichartigen Wildbaches war und daß erst im Laufe der Zeit infolge rückschreitender Erosion dieser lokale Wildbach seinen Einriß namentlich im Verlauf der Eiszeit so weit nach rückwärts verlegte, bis er oberhalb des Vilsfalls oder „Fallstrudels“ das ältere Tannheimer Tal seitlich anzapfte und, begünstigt durch Diluvialablagerungen rückziehender Gletscher, den Vilsfluß auf sich und von seiner bisherigen Laufrichtung ablenkte.

Es erhebt sich von selbst sofort die Frage, welchen Lauf die Vils vor dieser Abzapfung und seitlichen Ablenkung genommen hatte, bzw. die Frage nach dem Verlauf der nun trocken gelegten Talstrecke abwärts von der Durchbruchstelle. Schon die fast geradlinige Richtung des Tannheimer Tales von Tannheim bis Vilsrain-Steig gibt

uns einen Fingerzeig, sie weist in gleichem Verlauf fast geradlinig auf den Weiler Krumbach und auf Unterjoch in das dortige breite Tal der Wertach.

Ehe wir jedoch dieser von der Vils verlassenen Talstrecke unser Augenmerk zuwenden, haben wir zum besseren Verständnis des folgenden noch vorher die Wirkungen zu berücksichtigen, die die seitliche Ablenkung der Vils im Gefolge hatte.

Das Tannheimer Tal mit seiner breiten Talsohle war offenkundig schon lange vor der Abzapfung in das „Reifestadium“ eingetreten, d. h. sein Flußgefälle war in seinem ganzen Verlaufe möglichst ausgeglichen, die Vils hatte ihre in die Tiefe wirkende erodierende Kraft verloren, sie akkumulierte und serpentinierte stark und hatte alle Mühe, sich ihre von den vordringenden Schuttkegeln der Seitenbäche, des Roß-, Kienzerles-, Zöbler-, Ponten-, Frickler-, Schattwalder-, Wiesler-, Kappler- und Steig-Baches, immer wieder bedrohte und stellenweise eingeengte Bahn offen zu halten und die Talsohle vor völliger Versumpfung zu bewahren.¹⁾ Durch die beständige Schuttfuhr mußte sich der Talboden allmählich erhöhen, namentlich besonders beim Rückzug der eiszeitlichen Gletscher. Wie die Flußterrassen bei Kappel und Steig deutlich ersehen lassen, war hier ehemals der Talboden mindestens um 10 m höher als heute und verlief über Steig ebensöhlig nordwestwärts.

Eine erhebliche Änderung der Gefällsverhältnisse trat in dem Augenblick ein, als die Erosion der Querschluht so weit zurückgeschritten war, daß in der Dolomitbarre oberhalb des Fallstrudels eine Bresche entstanden war und die Erosion auf den Schutt des Talbodens übergreifen konnte, wodurch die Vils nordwärts abgelenkt wurde. Der Einschnitt in die Dolomitbänke, deren Schichtköpfe bei einem Einfallen von ca. 30° nach Südost auf der Bachsohle noch stellenweise schräg herausragen, ist heute noch nicht breiter als 9—10 m und auch nicht viel tiefer, was kaum verständlich wäre, wenn diese jetzige Wasserrinne eine ursprüngliche und von gleichem Alter wäre wie das Tannheimer Tal selbst. Die Felskante, über die jetzt die Vils in hohem Wasserfall in die Tiefe stürzt, liegt in einer Höhe von etwa 1020 m, während die Brücke, die etwa 1 km flußaufwärts bei Kappel über den Fluß führt, schon 1055 m hoch liegt. Es mußte also statt der bisherigen Akkumulation eine sehr lebhaftere Erosion und Tieferlegung des Talbodens einsetzen, die sich taleinwärts bis über den Weiler Katzensteig deutlich bemerkbar macht. Dieser Erosionstätigkeit und Tieferlegung des Vilslaufes ist die Entstehung der schönen Flußterrassen bei Fricken, Wies, Kappel und Steig zu verdanken, die besonders unterhalb Steig, wo sie nicht mehr durch Schuttfuhr von Seitenbächen gestört werden konnten, überaus scharf und regelmäßig sind.

Wir haben uns nun noch mit einigen Bemerkungen der alten von der Vils verlassenen und darum trocken und tot gelegten Talstrecke zuzuwenden.

Es liegt auf der Hand, daß an der Stelle, wo nun die Vils in ihrem neuen Lauf unterhalb der kleinen Häusergruppe Steig nach Norden abbiegt, mit der Tieferlegung des Flußlaufes entlang desselben auch im Bereich der alten Talung quer sich Talgesimse herausbilden mußten. Es finden sich deren zwei vor, die, die alte Talung im flachen Bogen querend, sehr schön ausgeprägt sind, so daß sie sogar die österreichische Generalstabskarte 1:75000 trotz ihrer geringen Höhe noch deutlich verzeichnet. Dieser Terrassenabfall unterhalb Steig, ebenso bei Steig selbst

¹⁾ Bezeichnend ist, daß all die Siedelungen des grünen weiten Tales auf den seitlichen Akkumulationskegeln oder auf den Seitenterrassen liegen.

haben es wohl verschuldet, daß der ursprüngliche Sachverhalt und die spätere Talverlegung bis jetzt noch nicht erkannt worden sind.

Dieser alte Tallauf liegt ohne weiteres in den jetzigen morphologischen Verhältnissen klar und unzweideutig zu Tage. Die bis zum Weiler Krumbach zum Trockental gewordene verlassene Talstrecke zieht von dem erwähnten Terrassenabfall unterhalb Steig (ca. 1060 m) in gleichmäßigem geringem Gefälle und mit regelmäßiger ziemlich breiter Talsohle in der Richtung gegen Unterjoch nordnordwestlich weiter. Nach etwa einem Kilometer breitet sich auf der Talsohle ein Torfmoor aus, das anhält, bis gegen Krumbach, wo der Tallauf eine kleine Biegung nach links macht, um dem schmalen und niederen Hauptdolomitquerriegel der „Brenta“ auszuweichen. Von dem genannten Weiler ab benützt die alte Talung jetzt der vom hinteren Wiedhag kommende kleine „Krumme Bach“ oder Pfnzenbach; sie wird zwischen der „Brenta“ und dem Krumbacher Berg erheblich eingengt und nach einer kurzen Ausweitung im Cenomangebiet ein zweites Mal in dem engen Durchbruch zwischen dem Zinken und dem Hotzenberg (1035 m), womit dann bei Unterjoch (1014 m) das breite Wertachtal erreicht ist. Der von Schattwald über Steig nach Unterjoch führende Fahrweg hält sich nicht an die Talsohle, sondern hält sich zunächst links, setzt später, um den erwähnten Moorniederungen auszuweichen, auf die rechte Talseite über und wendet sich zuletzt rechts, von dem Brentarücken bis zu 1078 m ansteigend und die alte Talung verlassend, gegen die Häusergruppe „Steineberg“ am Zinkenfuß zu. Von ihr aus läßt sich also die alte Talung nicht genügend überblicken und würdigen.

Der flachhügelige Geländezwickel, der sich zwischen dem nordwärts ziehenden tiefeingeschnittenen jetzigen Quertal der Vils und der eben beschriebenen nordnordwestlich gerichteten alten Vilstaltung sich ausbreitet und zuletzt in die Gehänge des quergestellten Zinken übergeht, senkt sich durchgehends zur alten Talung und wird auch heute noch dahin entwässert, also von dem viel tiefer eingeschnittenen Quertal unmittelbar hinweg, ein Zustand, der die alten ursprünglichen Verhältnisse noch getreulich widerspiegelt.

Will man überhaupt den geschilderten alten Vilslauf in Abrede stellen und den gegenwärtigen Lauf durch das Fallstrudeltal als den uranfänglichen halten, so bleiben alle jetzigen hydrographischen Verhältnisse des Gebietes unverständlich. Es wäre vor allem gänzlich unverständlich und unerklärlich, wie das Flußgebiet der oberen Wertach über alle natürlichen Schranken und Wasserscheiden hinweg soweit in das orographische Talsystem der jetzigen Vils hätte vorgreifen können, daß beispielsweise auf eine längere Ausdehnung ein paar hundert Schritte seitlich der Vils schon das Wasser nicht dieser, sondern auf langen Umwegen der Wertach zufließt (Abflußgraben der Moorfläche „Teufelsküche“). Besonders lehrreich für unseren Nachweis und den alten ursprünglichen Stand kennzeichnend ist der Lauf des Pfnzenbaches („Weißenbach“ der Karte), der im Quellbezirk der Wertach entspringt, dann auf der Ostseite der Wasserscheide „Egg“ in das Bereich des Tannheimer Tales übertritt und aus diesem zuletzt wieder zwischen Felsriegeln hindurch, die er aus eigener Kraft kaum hätte durchbrechen können, in das Flußtal der Wertach zurückkehrt, ein Verhalten, das ganz unnatürlich und unverständlich wäre, wenn nicht ehemals das Tannheimer Tal an das Flußsystem der Wertach angegliedert gewesen wäre. Das an sich recht unbedeutende Bächlein hat in interessanter Weise seinen Lauf mehrfach geändert. Seine oberste, aus der hinteren Wiedhagalpe kommende Teilstrecke wandte sich ehemals in der Nähe des P. 1164

nach Ausweis einer scharf ausgeprägten Trockenrinne in nordöstlicher Richtung direkt der Vils zu, so lange diese noch ihren alten Lauf zur Wertach nahm, und schob in deren Talung sogar einen Schuttkegel vor. Später nahm das Bächlein allen Anzeichen nach seinen Lauf durch die Geländefurche zwischen der „Platte“ und dem Geigersbühel (P. 1096) gegen Krumbach zu, wo es zusammentraf mit dem ursprünglich selbständigen Bächlein, das jetzt die untere Teilstrecke des Pfunzenbaches bildet und das sich zwischen Platte und Egg ein tieferes Rinnsal eingeschnitten hatte. Durch rückschreitende Erosion verlängerte dieses Bächlein seinen Graben gehängeaufwärts, bis es auf das erwähnte Wiedhagbächlein stieß und dieses sich, vermutlich bei einem Hochwasser, angliederte, so daß dessen Rinnsal nun außer Funktion geriet und trocken gelegt wurde. Seitdem bilden die ehemals getrennten Teile ein einheitliches Ganzes, den „Pfunzenbach“; aber noch heute wäre es gar nicht schwer, den oberen Teil wieder in der Nähe der Brücke, auf der die Reichsstraße Hindelang-Tannheim das Bächlein quert, in sein altes verlassenes Rinnsal zurückzuleiten. Seit die Vils ihren Lauf durch das Fallstrudelquertal nordwärts nimmt, benützt der Pfunzenbach von Krumbach ab deren alte Talung, um für sich allein über Unterjoch der Wertach zuzufließen.

Daß die alte verlassene Vilstalung zur Eiszeit auch von Eismassen, die von Tannheim-Schattwald her vordrangen, benützt wurden, liegt auf der Hand und gibt sich schon durch die trogförmige Ausweitung der Talsohle und die Verwischung der ursprünglichen Flußterrassen und durch Moränenmaterial zu erkennen.

c) Vergletscherung des Wertach- und Vilstales.

Der aus dem Tannheimer Tal in der Richtung gegen Unterjoch nordwestlich vordringende Eisstrom trat in Verbindung mit den Eismassen, die sich im Quellgebiet der Wertach ansammelten. Bei höherem Gletscherstande bildete der zwischenliegende Rücken der „Egg“ kein Hindernis zu ihrer Vereinigung. Ein Seitenast der Eismassen zweigte rechts gegen Rehbach und das Vilstal ab. Da die Eismassen, die im Tannheimer Tal noch stark eingengt waren, hier auf der Hochfläche von Krumbach sich erheblich ausbreiten konnten, vermochten sie reichliches Moränenmaterial abzulagern und zurückzulassen und so erklären sich die vielen mächtigen Diluvialablagerungen, die uns im Gebiet des Vilsdurchbruches und bei Krumbach und Rehbach überall so reichlich entgentreten.

Für die weitere Bahn der aus diesem Gebiete und dem Quellbereich der Wertach abgehenden lokalen Eisströme sind in den entsprechenden Ablagerungen die zahlreichen Findlinge von Buntsandstein und Rauhwacke charakteristisch und leitend, die dem Nordabhange des Iselers entstammen. Weiterhin im Wertach- und dem sogen. Vilstale werden die Geschiebe von Hierlitzkalk charakteristisch, die bei Unterjoch dem Hotzenberg und dem Südabhange des Zinkens entnommen wurden.

Auf das Vorkommen von Buntsandsteingeröll und Geschiebe in den Diluvialablagerungen im Vilsquertal hat schon O. AMPFERER¹⁾ hingewiesen. Damit wird bewiesen, daß auch vom Iseler her zeitweilig Eismassen über die Egg in das Vilstal abgeflossen sind.²⁾ Naturgemäß häufiger finden sich solche Geschiebe in

¹⁾ O. AMPFERER, Glacialgeol. Beobachtungen in der Umgebung von Reutte. Verb. d. K. K. geol. Reichsanst. Jahrg. 1907 Nr. 15 S. 359.

²⁾ Wenn AMPFERER im Vilsquertal „knapp über der Vils“ eine Grundmoräne beobachtete, die beweist, daß das Tal an der entsprechenden Stelle schon seine heutige Tiefe besessen hat, so wird

den Diluvialablagerungen des Wertachtales abwärts gegen den Markt Wertach und gegen Jungholz. Mehr noch in die Augen fallend sind hier die zahlreichen oft viele Zentner schweren Blöcke roten Hierlatzkalkes, die als zerstreute Erratika und als Bestandteile der Moränen von Unterjoch ab nordwärts so häufig anzutreffen sind und uns Kunde geben, daß der im Wertachquellgebiet wurzelnde Gletscher im Verein mit dem aus dem Tannheimer Tale kommenden Eisstrom über den ihnen im Wege stehenden Querriegel des Hotzenberg hinweggegangen und an seiner Erniedrigung gearbeitet haben. Den talabwärts strebenden Eismassen ist wohl auch zum größten Teil die starke und trogförmige Ausweitung des Wertachtales auf der Strecke abwärts zwischen Unterjoch und Pfeiferssäge zuzuschreiben, wo weiche Cenoman- und Flyschmergel der Abtragung und Erosion nur geringen Widerstand entgegengesetzten. Mehr Widerstand boten die unterhalb des Weilers Gschwend das Tal querende harten Flyschsandsteinkomplexe, die heute noch den Flußlauf der Wertach stark einengen. Der Eisstrom aber fand von der Sorgalpe abwärts Gelegenheit sich teilweise gegen die Seitentalung von **Jungholz** (1054 m) auszubreiten. Ein mächtiger Seitenast zweigte ostwärts gegen Langenschwand (1125 m) ab, um von da nach Ausweis der Hierlatzkalk-Erratika zeitweilig teils über den 1240 m hoch gelegenen Sattel der Stubentalalpe in das Quertal des Nesselwanger Reichenbaches vorzudringen und der Hochebene zuzustreben, teils gegen den Rohrmoos- und Scheidbach in das Vilstal abzufließen. Das Flurgebiet von Jungholz-Langenschwand trägt teilweise eine sehr mächtige Moränendecke mit reichlichem Blockmaterial, wie die Einschnitte des Mühlbachs, des Rohrmoos-, Kälber- und Scheidbachs ersehen lassen. An den Hängen beiderseits der Talung finden sich da und dort erratische Blöcke von Hierlatzkalk, Cenomankonglomeraten, Flyschsandsteinen etc.) von oft mehreren Metern Durchmesser, so auch bei den letzten Häusern von Langenschwand inmitten der Talsohle. Als Höhenmarke verdient besonders noch erwähnt zu werden ein solcher Riesenblock von Hierlatzmarmor, der nördlich von Langenschwand auf dem Wiesenhang des Pfeiferberges inmitten des Flyschgebietes in einer Höhe von ungefähr 1220—1230 m liegt und der im Längsdurchmesser über 6 m mißt, etwa 4 m breit ist und 1,5—2 m über dem Wiesenboden aufragt. Dieser Block, dessen Herkunft vom Hotzenberg oder südwestlichen Zinkenhang außer Zweifel ist, beweist, daß die Eismassen mächtig genug waren, um einen Block von solchem Ausmaße noch zu der genannten Höhe zu verfrachten, die nur um ein geringes unter der Sattelhöhe der Stubentalalpe (1240 m) liegt. Auf dieser teilweise versumpften Einsattelung sind keine Diluvialablagerungen nachweisbar, wohl aber finden sich solche in dem sich nordwärts anschließenden Bereich der Reichenbach-Quertalung in großer Mächtigkeit. Auch hier beobachtete ich in der Schlucht einen Hierlatzkalkblock, der viele Kubikmeter faßt und der höchst wahrscheinlich seinen Weg über die genannte Einsattelung genommen hatte.

Die über das Gebiet von Jungholz abziehenden Eismassen bildeten selbstverständlich nur einen Seitenast des Wertachgletschers. Die Hauptmasse desselben bewegte sich im **Wertachtale** selbst direkt nordwärts. Der sich dem Eisstrom in dem vorderen Kreidezug entgegenstellende Querriegel, dessen Kammlinie sich zwischen 1000 und 1200 m bewegt, veranlaßte zwar neuerdings eine Anstauung

man daraus kaum einen Widerspruch zu der von uns angenommenen Talverlegung ableiten wollen. Nach unserer Auffassung bestand der Taleinschnitt als Rinnsal eines örtlichen Seitenbaches analog jener des Urfalls und des Wankbaches ungemessen lange, ehe seine Erosion so weit nach rückwärts geschritten war, daß die alte Talung der Vils angezapft wurde.

des Eises, da sich der schmale und gewundene Wertachdurchbruch für den Durchgang größerer Eismassen als zu eng erweisen mußte; aber ein ernstliches Hindernis vermochte er für den Abfluß des Eises nicht zu bilden, er wurde einfach an den niederen Stellen von demselben überschritten. Immerhin hatte diese Gletscheranstauung bewirkt, daß, wie wir sahen, ein Teil der Eismassen einen Ausgang über Jungholz suchen mußte. Auffallend viel Blockwerk, namentlich auch solches aus Hierlatzkalk hinterließ die Eiszeit in dem toten Winkel westlich vom Pfeiferberg bei Jungholz und vom Reuterwannekopf im Bereich des Ebenwies- und des Holderbaches und seiner Quellzuflüsse.

Nordseits des vorderen Kreidezugs vereinigten sich die vorgedrungenen Eismassen mit jenen des sich am Alpensaume und weithin in die Hochebene ausbreitenden Gletschermassen des mächtigen Illergletschers.

Nichts besonders Bemerkenswertes bietet das „Vilstal“ im engeren Sinne, das sich von Rehbach abwärts erst zwischen dem Zinken einerseits und dem Schönkaller-Kienbergstock anderseits hindurchwindet und sich dann ostwärts Pfronten zuwendet. Diese Talstrecke hatte, wie wir oben darzulegen versucht hatten, lange Zeit ihren eigenen selbständigen Talfluß, bis ihr durch die rückschreitende Erosion das Tannheimertal hydrographisch angegliedert wurde. Noch heute stehen die beiden Talstrecken, wie wir ebenfalls gesehen haben, wegen der verschiedenen starken Einengungen und der Wildheit und Unwirtlichkeit der verbindenden noch sehr unentwickelten Quertalung und des Mangels eines fahrbaren Verbindungsweges durch dieses Quertal noch recht fremd gegenüber. Der Eisstrom, der dieses Tal durchzog, hatte sein hauptsächliches Nährgebiet im Tannheimer Tal und auf der Hochfläche von Krumbach-Schwanden. Sehr wesentliche Zufuhr erhielt er auch über Jungholz her, was unzweideutig aus den sehr mächtigen Moränen hervorgeht, die auf der Ostseite des Jungholz-Langenschwand-Sattels der Rohrmoosbach angeschnitten hat und aus dem gewaltigen erratischen Blockwerk, das in dessen Bachbette und dann weiterhin ostwärts in dem Bachbette des Scheidbaches herumliegt. Ungewöhnlich reichlich finden sich rote Hierlatzkalkblöcke oft von vielen Zentnern Gewicht im Rohrmoosbach-Rinnsal, dann Blöcke von Cenomankonglomeraten und vereinzelte Riesenblöcke von Flyschsandstein; auch wurden vereinzelte große Blöcke grobspätigen weißlichgrauen Doggerkalkes beobachtet, die gleich solchen erratischen Vorkommnissen in den Moränen bei Jungholz nur der isolierten Doggerkalkscholle unweit Untergschwend bei Unterjoch und nahe der Mündung des Weißenbaches in die Wertach entnommen sein können und die also so ziemlich den gleichen Weg zurückgelegt haben wie die vielen Hierlatzkalkblöcke.

Daß auch zeitweilig eine Eiszufuhr vom Engetal her über das „Himmelreich“ also über die 1210 m hohe Einsattelung zwischen dem Westerkienberg und dem Kienberg erfolgte, geht unzweifelhaft aus dem Vorkommen erratischer Blöcke von Wettersteinkalk in einer Höhe von 1200—1190 m auf der Nordseite des genannten Sattels hervor. Sie entstammen dem südwärts gelegenen, aus Wettersteinkalk bestehenden Reßemännleskopf und finden sich verschiedenfach mit anderem Blockwerk in den Steinhaufen, die zwecks Wiesenräumung an dem genannten Hange aufgestapelt worden sind. Auch in dem sich abwärts anschließenden Rinnsal des Pfarrwiesbaches findet sich reichlich Diluvialmaterial.

Im allgemeinen sind aber sonst an den beiden Hängen des Vilstales, deren Unterlage aus Flysch bzw. Cenomangebilden bestehen, durch Gehängeschutt, Abrutschungen u. s. w. die Einwirkungen der Eiszeit meist stark verwischt worden.

Als eine solche kann vielleicht aufgefaßt werden und verdient deshalb Erwähnung, daß auf der Nordseite des Tales in dem weiten Wiesengelände in einer Höhe von 1060—1100 m ein zwar schmaler, aber morphologisch ausgeprägter Gehängeabsatz sich weithin verfolgen läßt, auf dem eine Reihe von Heuscheunen steht. Nach einer größeren Unterbrechung stellt sich ostwärts dieser Absatz wieder ein, wird breiter und geht dann in die fast ebene Gehängestufe der Refleitener Alpe bzw. Viehweide über.

In die mächtigen Schottermassen, die durch die Vils talaus in die Talweite von Pfronten gefördert worden sind, hat nachträglich die Vils zwischen Pfronten-Halde und Pfronten-Berg einerseits und zwischen der Bläsmühle und Pfronten-Dorf zum Teil sehr schöne Schotterterrassen herausmodelliert. Wir kommen darauf noch einmal zurück.

d) Das Enge- und Achental.

Jedem, der die Karte aufmerksamer betrachtet, muß der eigenartige gleichheitliche bogen- oder hufeisenförmige Verlauf auffallen, den das Enge-Achental mit dem benachbarten parallel ziehenden Tal der Vils gemeinsam hat. Man wird unwillkürlich auf den Gedanken gedrängt, daß, ähnlich wie bei der Vilstalung, auch hier eine nachträgliche Verkoppelung zweier ursprünglich selbständiger Täler erfolgt sei, daß also das Engetal erst im Lauf der rückschreitenden Erosion an das Achental angegliedert und beide erst nachträglich zu einem einheitlichen Tal mit einheitlichem Flusse geworden sind.¹⁾ Das Achental verläuft in einem bedeutsamen tektonischen Störungsgebiet und war also schon tektonisch vorgezeichnet. Das Quertal durch die Oiben ist zum großen Teil und das Engetal wohl fast gänzlich ein Erosionstal. Nur bei der Hauptdolomitschwelle, wo beim sog. „Schmierbel“ P. 992,2 zwischen dem Brenteck und dem Ausläufer des Ächsele der Fluß in einer kurzen Klamm in das etwa 20 m tiefere Quertal durchbricht, macht sich im Gestein eine lokale Störung bemerkbar. Auf der übrigen Strecke des Engetals, lassen die Schichten der einen Talseite ohne erkennbare Störungen und Ablenkungen auf der anderen Seite weiter verfolgen, wodurch sich das Tal als Erosionstal zu erkennen gibt.

Daß nun auch das ganze Engetal in gleicher Weise wie das Achental nur einseitig vom Pfrontener Tal aus bis zum Durchbruch bei der Enge erodiert worden sei, wie man etwa nach dem jetzigen Flußlauf und den jetzigen Gefällsverhältnissen annehmen könnte, erscheint mir schwer verständlich und höchst unwahrscheinlich. Gerade die breite jetzt freilich stark verschotterte Talnische, die bei Grän vom Tannheimer Tal aus bis zum Weiler „Enge“ hereingreift und die jetzt von dieser Ortschaft bis zum Logbach ein Trockental bildet, dürfte klar dartun, daß auch vom Tannheimer Tal aus die Erosion stark eingesetzt hat und dürfte kaum einen Zweifel lassen, daß ehemals der von der Hochmulde der Sebenalpe kommende Seebach mit seinen Zuflüssen seinen Weg durch das genannte Trockental gegen Grän

¹⁾ Es ist begreiflich, daß bei der fast entgegengesetzten Längsrichtung der beiden in Betracht kommenden Talstrecken und den ganz verschiedenen Gebirgsszenarien, die sich in ihnen darbieten, dem Volksempfinden beide Talabschnitte stets als gesonderte Täler erschienen, die von alters her auch in den Bezeichnungen „Engetal“ und „Achental“ ihre eigenen Namen hatten. Bezeichnend aber ist es, daß auch selbst der gemeinschaftliche Talfluß für jedes der beiden Täler einen eigenen Namen führt und so lange er im Engetal fließt, „Seebach“ heißt und dann im anderen Talabschnitt zur „Aachen“ oder zur besseren Unterscheidung von der „Faulen Ach“ zur „Dürren Ach“ wird, wonach dann dieser Talteil die Bezeichnung „Achta“ oder „Achental“ trägt, neben der auch der Namen „Fallmühlthal“ vorkommt, nach der einzigen ständigen Siedlung des Tales, der idyllisch gelegenen Fallmühle.

und das Tannheimer Tal genommen hat, da sonst die ganze Taleinbuchtung gegen die Enge völlig unmotiviert und unverständlich ist. Wir möchten aber aus Erwägungen, die sich aus der Situation und Geländebeschaffenheit zu ergeben scheinen, des weiteren annehmen, daß diese Erosionstätigkeit nicht etwa an dem Dolomitquerriegel der Enge Halt gemacht hat, sondern in präglazialer Zeit sich in der Richtung des Engetales immer weiter herein erstreckte und daß also die erste Ausfurchung, wenigstens des südöstlichen Teiles desselben, von seiten des Tannheimer Tales erfolgt ist. Wo sich die beiden nach entgegengesetzten Richtungen wirkenden Erosionsvorgänge begegneten, ob im Gebiet des Aderatsbaches oder noch weiter taleinwärts am „Schmierbel“, das läßt sich schwer sagen, da es zur Beurteilung dieser Frage an jeglichen sicheren und unzweideutigen Anhaltspunkten fehlt.

In der langen Eiszeit sind all die sicheren Spuren der präglazialen Talbildung zerstört oder zur Undeutlichkeit verwischt worden und haben die alten Talverhältnisse offenbar einen durchgreifenden Wandel erfahren und sich in der Hauptsache der gegenwärtige Zustand und die jetzigen Gefällsverhältnisse des Talflusses herausgebildet.

Die aus dem Tannheimer Tal wie aus der Hochmulde der Sebenalpe und dem Aggenstein-Brentenjochgebiet vordringenden Eismassen und die abfließenden Gletscherwasser haben namentlich auch im Engetal an der Talerweiterung und an der Vertiefung und trogförmigen Verbreiterung der Talsohle gearbeitet, wodurch die Talweitungen der Seeralpe-Aschach, dann der „Langenoi“ und weiterhin im Quertal der „Schönen Oiben“ entstanden und die Seitentalungen des Wilden Bachtels oder Kotbachs und in geringerem Maße jenes des Aderatsbaches zu Hängetäler wurden. In die Talweitungen haben dann nachträglich die Seitenbäche teilweise ausgebreitete Schotterdeltas vorgeschoben, so besonders der Kotbach. Taleinengungen finden sich da, wo der Hauptdolomit das Tal kreuzt, so etwas einwärts von der Fallmühle, dann im Engetal am Schmierbel, bei der Landesgrenze und in der eigentlichen Enge, wo überall der Talfluß den Felsgrund erreicht.

An glazialgeologischen Erscheinungen bietet das im ganzen bei 9 km lange Tal nichts Besonderes. Auf der Nordseite des Einsteins finden sich in einer Höhe von 14—1500 m zwei von Felsen halbkreisförmig umrahmte karähnliche Gehängemischen, die wohl glazialer Herkunft sind und wahrscheinlich stadiale Bildungen darstellen, da sich hier beim Rückgang der Gletscher vermutlich noch einige Zeit Gletscherreste hielten.

Auch in unserem Tale erreichen Diluvialbildungen eine recht beträchtliche Höhe. Ob die am Nordgehänge des eben erwähnten Einsteins in einer Höhe von 1250 m beobachteten, im Buschwerk lose herumliegenden mittelgroßen Blöcke von Wettersteinkalk Moränen entstammten oder ob sie, was ja auch nicht ganz unmöglich ist, Gesteinsreste darstellen, die bei der Überschiebung des Einsteins mitgeschleppt worden waren und von der Überschiebungsfläche abgestürzt sind, konnte mangels genügender Aufschlüsse nicht entschieden werden.

Sicher dagegen ist, daß auf der Hochfläche der Bärenmoosalpe noch in einer Höhe von 1230—40 m im Quellbereich des Fallbaches Grundmoränen mit geritzten Geröllen vorkommen und daß der nämliche Bach etwas weiter abwärts aber noch oberhalb seines Wasserfalles mächtiges Moränenblockwerk bloßgelegt hat. Schon oben ist erwähnt worden, daß Eismassen unseres Tales östlich von der Bärenmoosalpe auch die 1210 m hohe Einsattelung des „Himmelreichs“ überschritten hatten und geradeaus in das Vilstal vorgestoßen sind.

Gleich wie durch das Vilstal sind auch durch das Achenental bedeutende Schottermassen in die Talweite von Pfronten verfrachtet worden. Mit der späteren Vertiefung des Achenbettes wurden in sie zum Teil sehr regelmäßige Schotterterrassen eingeschnitten. In einer Kiesgrube unweit des Weges beobachtete ich am Taleingang seinerzeit eine ausgezeichnete Deltastruktur, wobei kleineres Geröll und feiner Schweißsand wechsellagerten. Darüber breitete sich undeutlich geschichtetes gröberes Geröll wagrecht aus. Wir werden diese Erscheinung weiter unten noch mehr zu würdigen haben.

e) Der Eigengletscher des Reichenbachhochtales.

Ein zwar kurzer aber kräftiger Lokalgletscher entströmte auch dem Hochtale des Pfrontener Reichenbachs, das von dem Unteren Breitenberg, dem Sattelrücken des Magnusackers, vom Aggenstein, dem Grat des Bösen Tritts, dem Brentenjoch, Roßberg und Rotenstein halbkreisförmig umrahmt wird, eines Bergkranzes, dessen Kammlinie nicht unter 1600 m herabreicht, so daß eine nennenswerte Eiszufuhr von außen, auch von Süden her, ausgeschlossen war. Seine verhältnismäßig breite trogförmige Talsohle und seinen zirkusartigen Talabschluß mit seinen verschiedenen Steilwänden verdankt das Hochtal diesem Gletscher. Dieser ist es auch, der die zahlreichen Blöcke von Hierlatz- und Doggerkalk, die am Eingang des Tales, namentlich an der Kante und den oberen Hängen der Talstufe zum Vilstale, zerstreut herumliegen, hieher getragen hat und die er den aufragenden entsprechenden Felswänden des Talhintergrundes entnommen hat. Einer dieser Blöcke hat eine Riesen-dimension, so daß ziemlich große Tannen auf ihm stehen.

Da das Tal als Hängetal über 400 m höher liegt als das Vilstal und seine Talsohle sich zwischen den Koten 1200 bis 1400 m bewegt, hat sich innerhalb der verschiedenen Schwankungen und Zwischenstadien unserer Alpenvergletscherung und bei dem jeweiligen Rückgang der Vereisung hier in diesem nordwärts gerichteten Hochtälehen die Vergletscherung selbstverständlich viel länger erhalten als in der Umgebung und den tiefer gelegenen Tälern und hier ein „stadiales“ Dasein gefristet. Die reichliche Blockansammlung am Taleingange wird dadurch leicht erklärlich, selbst wenn man annimmt, daß ein Teil der Blöcke Überreste überschobener Decken sein sollten.

2. Beziehungen zum Illergletscher.

Ein Blick auf die Karte zeigt, daß von unserem Aufnahmegebiet die nächste Umgebung von Hindelang noch zum Flußgebiet der Iller gehört. Dieser kleine westliche Grenzstreifen fällt auch noch in das Bereich des ehemaligen Illergletschers, wofern man diesen Begriff erweitert faßt und in ihn auch die Vergletscherung der Seitentäler dieses Flusses einbezieht, soweit sie ihre Eismassen dem Hauptgletscher zugeführt haben.

Die glazialgeologischen Erscheinungen dieses Hindelanger Gebietes würden an sich kaum genügend Bemerkenswertes darbieten, um hier gesondert behandelt zu werden, wenn nicht unzutreffende und irreführende Angaben und Beurteilungen in der Literatur darüber vorliegen würden, die eine Berichtigung nötig machen.

In seinem preisgekrönten älteren Werke über die Vergletscherung der deutschen Alpen stellt PENCK ¹⁾ die Ansicht auf, daß vom Illertale aus ein seitlicher Gletscherarm durch das Ostrachtal gegen Hindelang und Oberjoch vorgedrungen sei und sich

¹⁾ A. PENCK, Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig 1882, S. 85f.

in das Wertachtal ergossen habe. Zu einem solchen Vorstoß habe das Ostrachtal zwischen Sonthofen und Hindelang bequeme Gelegenheit geboten, wie PENCK meint. Die Erscheinungen im Ostrachtal würden mit diesen Mutmaßungen auch im besten Einklang stehen und zur Begründung seiner Annahme fährt er dann fort: „Gletscherschliffe unweit Hindelang beweisen, daß ein Gletscher das Tal kreuzte; mächtige Grundmoränen voller Illergesteine am Aufstiege von Hindelang nach dem Vorder-(Ober-)Joch lehren, daß ein Zweig des Illergletschers hier passierte; Gletscherschliffe und Grundmoränen mit den Flyschen des Allgäus auf der Höhe des Vorderjoches endlich zeigen, daß jener Zweig diesen Paß überschritt, um sich in das Wertachtal zu ergießen. Somit erschienen der Grünten und neben ihm wohl auch der Roßkopf als Inseln inmitten des gewaltigen auf die schwäbisch-bayerische Hochebene sich ergießenden Illergletschers“ (S. 85).

An anderer Stelle, wo er von der Vergletscherung des Tannheimer Tales spricht und annimmt, daß auch der Lechgletscher in dasselbe vorgerückt sei, betont er nochmals als „sicher“, daß die Grundmoränen auf der westlichen Seite des Oberjoches vom Illergletscher angehäuft worden seien, da sie sich durch Führung von Flyschgesteinen auszeichnen würden.

In dem neuen großen Werke „Die Alpen im Eiszeitalter“ von A. PENCK und E. BRÜCKNER 1909 kommt PENCK auf diese Frage nicht mehr zurück, da er seine ergebnisreichen eingehenden Untersuchungen der Diluvialerscheinungen des Iller- und Lechgletschers nur auf das Vorland beschränkt, das einschlägige Gebirgsland selbst aber nicht mehr erneut in seine Studien einbezieht.

Die oben geschilderte Annahme läßt sich meines Erachtens in keiner Weise aufrecht erhalten. Übrigens kommt der ganzen Frage an sich keine größere Wichtigkeit oder allgemeinere Tragweite zu, weshalb wir uns auch kurz fassen und auf die Darstellung aller untergeordneten Einzelheiten verzichten können.

PENCK hat bei seinen Erwägungen unberücksichtigt gelassen, daß bei Hindelang noch zwei andere und zwar sehr erhebliche Gletschergebiete in das Hindelanger Tal einmünden, nämlich das weit ausgreifende Hintersteiner Gebiet und das keineswegs unbedeutende Retterschwanger Tal. Von diesen umfaßt das erstere allein schon ein Areal von einigen 70 qkm, der Retterschwang deren ungefähr 20 qkm. Von beiden ausgedehnten Arealen mußten, da sie keinen andern Ausweg fanden, ganz bedeutende Gletschermassen in die weite Talmulde von Hindelang und dann talaus gegen Sonthofen-Burgberg vordringen und den von Westen her etwa taleinwärts strebenden Eismassen des Illergletschers entgegentreten, diese stauend und aufhaltend, dabei aber auch sich selbst stauend und in ihrer Mächtigkeit anschwellend. Von einer „bequemen Gelegenheit“ des Illergletschers, wie PENCK meinte, in das Ostrachtal und gegen Oberjoch vorzustoßen, kann also gar keine Rede sein. Wenn er schreibt „Gletscherschliffe unweit Hindelang beweisen, daß ein Gletscher das Tal kreuzte“, so ist das voll zuzugeben, nur war dieser Gletscher nicht ein Seitenast des Illergletschers, sondern der aus dem Hintersteiner Tal vordringende mächtige Gletscher, den wir der Kürze halber Ostrachgletscher nennen wollen. Auch die übrigen oben angeführten Beweisangaben PENCKS erscheinen nicht stichhaltig. Was mit den „Illergesteinen“, von denen die mächtigen Grundmoränen am Aufstieg von Hindelang nach Oberjoch voll sein sollen, gemeint ist, kann ich bei der Unbestimmtheit dieses Begriffes nicht sagen. Die in den Moränen der unteren Gehängeteile vereinzelt vorkommenden Flyschgesteine brauchen nicht vom Westen hergekommen zu sein, da an der Jochstraße und am Wildbach an

verschiedenen Stellen Flyschschichten (Sandsteine, Mergel und Schiefer) anstehen, von denen sie entstammen und aufgearbeitet sein können. Flysch bildet überhaupt teilweise die Unterlage der Moränen. Auch können solche als Erratika dem Retterschwang entstammen, sie sind also für die PENCK'sche Annahme nicht beweiskräftig. Wenn aber etwa Gesteine der helvetischen Kreide des oberen Illergebietes mit den „Illergesteinen“ gemeint sein sollten, so kann ich nur sagen, daß ich bei Hindelang während der langen Jahre nie solche weder in den Moränen oder sonst als Erratika habe beobachten können. Andere Gesteine als solche wie sie am Iseler und im Hintersteiner- und Rettenschwangertal vorkommen, habe ich in den Hindelanger Moränen nie angetroffen.

Nicht anders steht es mit der Hauptstütze der PENCK'schen Annahme, mit den Flyschgesteinen in den Grundmoränen auf der Höhe von Oberjoch. Unter den Tausenden von Blöcken, die in der Gemarkung und Hochfläche von Oberjoch, in der Kematsrieder Alpe, „beim kalten Brunnen“, im Hötterles, in der Schwande und „auf der Egg“ sowie in den verschiedenen Bachrinnalen herumliegen und die in den Wiesen zum Zwecke der Wiesenräumung vielfach zu Steinhäufen aufgestapelt oder zu Steinzäunen verwendet wurden, sah ich trotz besonderer Umschau darnach, wozu mich die Angabe PENCKs veranlaßt hatte, nicht ein Stück Flyschsandstein oder Flyschkieselkalk. Ich kann also die PENCK'sche Angabe nicht bestätigen. Erst Wertach-abwärts unterhalb der Schwande und der Hüglesalpe gegen Unterjoch stellen sich freilich in den Schottern Flyschgesteine ein, aber diese stammen vom Hiebeloch und dem Flyschgebiet des Wertacher Hörnles.

Sollten sich trotz meinen negativen Erfahrungen auf der Hochfläche bei Oberjoch und, von mir übersehen, an versteckten Punkten vereinzelt Flyschgesteine vorfinden, so wäre das noch lange kein Beweis, daß sie ein Zweig des Illergletschers über Hindelang hieher verbracht hätte, was bei den gewaltigen Eismassen, die aus dem großen Gletscherbereich des Hintersteinergebietes und aus dem Retterschwang in das Hindelanger Tal vordrangen, wohl ganz ausgeschlossen erscheinen muß. Näher läge es und ungezwungener wäre es, sie aus dem Retterschwanger Tale, dessen eine Talseite aus Flysch besteht und dessen Talrichtung annähernd gegen Oberjoch zusteuert, abzuleiten. Es ist nämlich keineswegs ausgeschlossen, daß beim Höchststand der Vergletscherung durch Stauung sich die Gletschermassen bei Bruck-Bad Oberdorf so sehr anstauten, daß ihre Höhe die Höhe von Oberjoch erheblich überschritt und daß also von Südwesten her Eismassen auch gegen Oberjoch vordrangen. Erwägt man indes, daß die Hochfläche von Oberjoch und das Tannheimer Hochtal um 300 m höher liegen als Hindelang und Hinterstein, so muß man annehmen, daß dieses hochgelegene Gebiet schon lange vorher seine Eigengletscher besaß, ehe die Gletscher bis Hinterstein-Hindelang vorgedrungen waren, wie es auch beim jetzigen Klima oft um Wochen früher seine geschlossene winterliche Schneedecke erhält als die genannten, fast um 300 m tiefer gelegenen Täler. Die Hochfläche war also sicher auch bei der eiszeitlichen Vergletscherung stark im Vorsprung und seine eigene Eisdecke mußte das Eindringen von Eismassen von außen und Westen her unmöglich machen.

Die rund um 300 m höhere Lage der Hochfläche von Oberjoch und des Tannheimer Tales mußte es mit sich bringen, daß beim Rückgang der alpinen Vergletscherung die Eisdecke sich hier viel länger hielt als im Talkessel von Hindelang. Das mußte zur Folge haben, daß von Oberjoch und dem Iseler als dem nächstgelegenen Teil die vorhandene Eismasse, dem natürlichen Gefälle folgend, nun

^{weit} ostwärts gegen Hindelang abströmte. Untrügliche Beweise für diesen Vorgang bilden die zahlreichen von den Iselerhängen stammenden Geschiebe und Gerölle von Buntsandstein, die allenthalben in der Gemarkung von Bad Oberdorf Hindelang, Vorderhindelang etc. und talauswärts zerstreut herumliegen und leicht zu beobachten sind. Auch der Moränenzug, der in Form eines terrassenartigen, vom Hirschbach und Zillenbach durchbrochenen Walles vom Wildbach und der Jochstraße über den Hindelanger Kalvarienberg und die Schießstätte gegen Vorderhindelang läuft, enthält häufig solche Buntsandsteingeschiebe und Gerölle, wodurch es im Zusammenhang mit seiner tiefen Lage wahrscheinlich wird, daß dieser Wall dem Rückzugsstadium der letzten Vereisung entstammte.

Wir haben darzulegen versucht, daß der eigentliche Illergletscher innerhalb des Gebirges nicht unmittelbar mit unserem Kartengebiet in Berührung gekommen ist. Anders verhält es sich mit dem Gebiet am Nordrand der Alpen. Hier hat er tatsächlich noch in einem schmalen Randstreifen in dasselbe eingegriffen. In Betracht kommt dabei allerdings nur jener Seitenast dieses Gletschers, der, wie PENCK schon in seiner erwähnten älteren Arbeit dargetan hat, unterhalb Sonthofen infolge der Einengung der Illertalmündung durch den vorspringenden Grünten vom Haupteisstrom sich abgezweigt und durch die Talfurche der Burgberger Starzlach über die nur 1080 m hohe Gebirgssenke des Weiherbachfilzes zwischen Sattelschwand und Sibelle südöstlich des Grüntens in das Tal der Wertacher Starzlach vorgezungen ist und sich dann gegen Wertach stark ausbreitete. Diesem Seitengletscher entstammen wohl zum großen Teil die reichlichen Moränen- und Schotterablagerungen, die sich im Bereich des Bichler Kühbergs, der Schlaghoffalpe und des Gernbaches in einer Höhe von ca. 1200 m sich noch geltend machen. Am nördlichen Alpenrande selbst verschmolzen dann im Wertacher Gebiet die Eismassen unserer Eigengletscher mit jenen des Iller- und Lechgletschers zu einem nicht mehr trennbaren Ganzen.

3. Beziehungen zum Lechgletscher.

Wie schon bemerkt worden, fallen von unserem Kartengebiet nur das Gelände der Freiberg-Eisenberg-Gruppe ganz in das Bereich des ehemaligen Lechgletschers und außerdem nur die unmittelbar zum Pfrontener Tal abfallenden Berghänge und der Außenrand bei Nesselwang.

Irgendwie weiter in die Talungen der Achen oder der Vils einzudringen hinderten diesen Gletscher die abströmenden Eigengletscher dieser Täler, wie wir gesehen haben.

Es bleibt nur noch die Frage übrig, ob nicht weiter gebirgseinwärts der Lechgletscher oberhalb Weißenbach über den 1148 m hohen Moosberg zum Gachtpaß vorgerückt und in das Tannheimer Tal und damit auch in unser Aufnahmegebiet eingedrungen sei. Wir möchten betonen, daß dies von vornherein wenig wahrscheinlich erscheint, wenn man erwägt, daß bei der hohen Lage dieses Tales dessen Vergletscherung viel früher einsetzen mußte als in dem mehr als 200 m tieferen Lechtal bei Weißenbach, ebenso in dem bei der Gacht mündenden Birkental, dessen Eismassen nur bei diesem Passe einen Abfluß fanden und daß daher bis zum Vordringen des Lechgletschers zu diesem Passe der Zugang in das Tannheimer Tal schon längst von einem eigenen Gletschereis besetzt und für den Zutritt fremder Gletscher versperrt war. Dies müssen wir um so mehr annehmen, als sich die in dem Tale sich ansammelnden Eismassen, wie wir oben zu zeigen versucht haben,

erst selbst sich erheblich stauen und anhäufen mußten, ehe sie genügend Raum zum Abflusse gewannen. Schon aus diesem Grunde glaube ich, kann der Zufluß vom Lechtal her kaum irgendwie von Bedeutung gewesen sein.

Für die Beurteilung dieser Frage kommen hauptsächlich die Verhältnisse der Umgebung des Gachtpasses selber in Betracht, während in der übrigen sich anschließenden Teilstrecke bis über den Haldensee hinaus durch jüngere Seitenakkumulation die eigentlichen Erscheinungen fast vollständig verwischt und umgestaltet wurden, daß aus ihnen keine bestimmten Anhaltspunkte für unsere Frage zu gewinnen sind.

Interessante Studien namentlich über die Verbauung des Tales in seinem östlichen Teil hat in neuerer Zeit O. AMPFERER¹⁾ veröffentlicht, auf die wir uns beziehen können. Eine etwa 40—60 m mächtige ebenflächige Grundmoränendecke, auf der die Weiler Gaicht und Raut liegen und die später von der Ache durchschnitten wurde, breitet sich am Taleingange beim Gachtpasse aus. Die beiden Terrassen müssen jedem auffallen, der den Gachtpaß durchwandert. Einwärts im Haupttal wird in einer Höhe von 1100 m die Grundmoräne, die die Talsohle bedeckt, nach AMPFERERS Beobachtung von horizontal geschichteten Bändertonen überlagert, die der genannte Autor wohl mit Recht als die Reste eines kleinen Stausees betrachtet, der sich wahrscheinlich nach dem Rückzuge des Eises hinter der damals noch nicht durchschnittenen Grundmoränenschwelle gebildet habe.

Die Frage, welchem Gletscher die skizzierte Talverbauung zuzuschreiben sei, läßt AMPFERER unberührt. Wir möchten sie auf Rechnung des Birkentalgletschers setzen. Da dieses nach Osten gerichtete Tal mit dem südwärts gewendeten Talende des Tannheimer Tales rechtwinkelig zusammenstoßt, so mußte der aus dem ersteren ostwärts vordringende Lokalgletscher den Talausgang des Haupttales queren, ehe er sich mit dem Lechgletscher vereinigen konnte. Die durch dies Zusammentreffen der beiden Täler sich von selbst ergebende Raumerweiterung bot dem bis dahin sehr eingeeengten und daher vorwiegend zur Erosion genötigten Birkentalgletscher Gelegenheit, sich mehr auszubreiten, was eine Minderung seiner Erosionskraft bewirken mußte. Die Folge war, daß das bis dahin mitgeschleppte Grundmoränenmaterial zur Ablagerung gelangen konnte, d. h. an der Sohle des Gletschers liegen blieb und sich immer mehr anhäufen mußte. Wahrscheinlich haben bei diesem Vorgang auch Stauwirkungen seitens der übrigen hier zusammentreffenden Eismassen das ihrige mit beigetragen. So dürfte sich das Vorkommen der so auffallend mächtigen Moränenschwelle am Talausgange bei Raut und Gaicht ungezwungen erklären lassen. Beachtenswert und für unsere Annahme sprechend ist jedenfalls auch der Umstand, daß sich die Moränenterrasse, auf der Raut liegt, wie AMPFERER angibt, eine große Strecke weit in das Birkental verfolgen läßt. Daß dieses etwa 7 km lange, durchgehends von Bergen über 2000 m Höhe umrahmte Seitental seinen eigenen Gletscher besaß, kann nicht zweifelhaft sein.

All die skizzierten eiszeitlichen Erscheinungen am Gachtpaß sind schwer zu verstehen, wenn man annehmen will, daß hier ein Seitenast des Lechgletschers in das Tannheimer Tal und in unser Aufnahmegebiet eingedrungen sei. Völlig unverständlich wäre es, wie dieser just gerade an der Stelle, wo er in das Tal eindringen mußte, sich eine so mächtige Moränenquerschwelle aufgebaut und in den Weg

¹⁾ O. AMPFERER, Glacialgeologische Beobachtungen in der Umgebung von Reutte, Verh. d. K. K. geol. Reichsanstalt, Wien 1907 Nr. 15 S. 345 bzw. S. 357.

gelegt hätte und zwar gerade an der Kante, wo der Abfall in die Gachtschlucht beginnt. Wie sollte er auch das viele Grundmoränenmaterial zum Aufbau der mächtigen Moränen über die Gachtschlucht, die er doch hätte queren müssen, hinübergebracht oder von dem 200 m tieferen Lechtal heraufverfrachtet haben? Wenn wir aber die geschilderte Verbauung des östlichen Tannheimer Tales in der Hauptsache dem Birkentalgletscher zuzuschreiben uns genötigt sehen, so bleibt es so gut wie ausgeschlossen, daß der Lechgletscher sich je in irgend nennenswerter Weise Zutritt ins Tannheimer Tal hat zu verschaffen vermocht, womit die oben aufgeworfene Frage für uns erledigt erscheint.

4. Das Diluvialgebiet um Pfronten.

Das Vorland der Umgebung von Pfronten und Nesselwang zeigt mit seiner alpinen Randdepression und seinem bewegten Wechsel von Schutthügeln und Zwischenmulden schon vom Gebirgsrande an ganz ausgesprochen das Gepräge einer Diluvial- oder Moränenlandschaft, aus der die durchziehende Flyschzone nur mehr in einzelnen isolierten schotterumrandeten Kuppen auftaucht, während die etwas nach Norden abgerückte Kreidezone der Freiberg-Eisenberg-Gruppe zwar noch besseren Zusammenhang aufweist, aber doch auch schon stark von Diluvialbildungen durchsetzt wird. Die jetzige Oberflächengestaltung dieses Gebietes ist in gleicher Weise wie jene der übrigen Füssener Randbucht in hohem Maße das Werk des Lechgletschers, der in seiner großen Mächtigkeit teilweise die ihm am Talausgange im Wege stehenden Höhenzüge bei Füssen überflutete und geradeaus nach Norden vordrang, teilweise dem alten Lechlauf folgend, durch das jetzige untere Vilstal gegen Pfronten und Nesselwang vorstieß und hier am Gebirgsrande seine Eismassen mit jenen der geschilderten Lokalgletscher und mit denen des Ostflügels des Illergletschers vereinigte.

Über die glazialgeologischen Erscheinungen und Verhältnisse, die dieser Lechgletscher in seinem Mündungsgebiete zurückließ, hat in jüngster Zeit R. v. KLEBELSBERG in der Zeitschrift für Gletscherkunde¹⁾ eine sehr sorgfältige Studie veröffentlicht. Da darin auch das auf unser Kartenbereich fallende Pfrontener Gebiet eingehend behandelt wird und da die mitgeteilten Ergebnisse der Untersuchung mit unseren Beobachtungen und unserer Auffassung in allen wesentlichen Punkten übereinstimmen, wir also Neues von wesentlicher Bedeutung nicht hinzuzufügen haben, so können wir zur Vermeidung von Wiederholungen von einer nochmaligen eingehenderen Behandlung der Einzelerscheinungen absehen und auf die genannte gründliche Studie verweisen. In Rücksicht auf die Interessenten, denen dieselbe jedoch nicht zu Handen oder zugänglich ist, sowie der Vollständigkeit halber soll hier jedoch wenigstens eine kurze Zusammenfassung der wichtigsten Erscheinungen und Befunde gegeben werden.

Funde von unzweifelhaftem erratischem Gesteinsmaterial, die v. KLEBELSBERG auf dem Rücken des Falkensteinzuges machte, zeigen, daß die Eismassen des gegen Pfronten vorstoßenden Westflügels des Lechgletschers mächtig genug waren, um auch bei Pfronten diesen im Wege stehenden Querriegel noch zu überschreiten. Sie erreichten also beim Höchststand der Vergletscherung hier am Gebirgsrande, wie schon PENCK schätzungsweise angenommen hatte und v. KLEBELSBERG bestätigen

¹⁾ R. v. KLEBELSBERG, Glacialgeologische Notizen vom bayerischen Alpenrande, II. Die Mündung des Lechtales auf das Alpenvorland. Zeitschr. f. Gletscherkunde, herausg. von E. BRÜCKNER, Wien. Bd. 7 1913, S. 243—59.

konnte, mindestens eine Höhe von über 1300 m. Der Gletscher hinterließ schon vom Nordfuß des genannten Bergzuges an mehrfache wohlentwickelte Moränenwälle. Auch das Gehänge auf der Ostseite des Pfrontener Tales zwischen Meilingen und Kreuzegg erscheint mit einer reichlichen Grundmoränendecke bekleidet, so daß das anstehende Grundgebirge hier nirgends mehr zu Tage zu treten vermag. Auf der gegenüber liegenden Talseite, wo der Gletscher mit den Eismassen der vordringenden Lokalgletscher des Achen- und Vilstales zusammenstieß, haben sich an den Osthängen des Kienberges und des Ausläufers des Edelsberges nur spärliche Diluvialablagerungen erhalten. Dagegen findet sich sehr reichliches glaziales Blockwerk an den Nordosthängen des genannten Edelsberges im Zerlach und Quellbereich des Hündelsbaches und auf dem Sattel südlich des Hündelskopfes. Ebenso begegnen wir südseits von Nesselwang auf den grünen Hängen und Matten bis hinauf nach Maria Trost und der Nesselwanger Alpe allenthalben allerdings meist verlagertem glazialen Material.

Die bedeutsamste Erscheinung aus der Eiszeit ist für unser nordöstliches Randgebiet die Entstehung der **Pfrontener subalpinen Depression**. Diese Depression umfaßt die breite Talung der unteren Vils herauf bis zur Mündung des eigentlichen „Vilstales“ bei Halden, dann die breite streckenweise stark versumpfte Talfurche der Faulen Ach, ferner das ausgedehnte Hertinger Moos, die kleine Ausbuchtung gegen Stockach und endlich die südöstlich von Rehbichel ostwärts gegen Zell ausgreifende Seitenbucht des Tales, die ebenfalls teilweise versumpft ist und vom Rot- und Sulzbach entwässert wird. Diese subalpine Depression wird gebirgsauswärts im Bogen von ansteigendem Hügelgelände umrahmt, aus dessen glazialer Schotterdecke, mit Ausnahme des Kreidegebietes nördlich Rehbichel, nur ganz selten und vereinzelt anstehende Gesteine zu Tage treten, die außerhalb des Kreidezuges aus Molasse, südlich desselben aus Flysch und nur am Nordfuß des Falkensteinzuges aus Cenomanschichten bestehen.

Das ganze Depressionsgebiet senkt sich sanft und kaum merklich gegen den Gebirgsrand zu (Hertinger Moos am Nordrande 874 m, Steinach am Gebirgsrande 850 m). Dementsprechend wird sie auch alpenwärts entwässert. Die seitlich eindringende Vils wendet sich bei Heitlern im Bogen wieder südwärts dem Gebirge und dann ostwärts dem Lech zu, um erst auf dem Umwege über Füssen das Gebirge wieder zu verlassen. Der Hauptteil der Entwässerung der Depression fällt der in starken Windungen gebirgswärts fließenden Faulen Ach und deren Zuflüssen zu. Daß diese hydrographischen Verhältnisse erst mit der Eindämmung des jetzigen Depressionsgebietes zusammenhängen und also keine ursprünglichen sind und daß auch hier die Entwässerung anfänglich in zentrifugaler Richtung gebirgsauswärts erfolgte, kann für den, der über Musau und Vils vom Lechtal herkommt und durch das Pfrontener Tal weiter gegen Nesselwang in breiter Talsohle zur Wertach bei Maria Rain wandert, wohl kaum mehr zweifelhaft sein. Angesichts der zusammenhängenden schönen breiten Talung dieser Strecke erscheinen die verschiedenen meist seitlichen Schutteinbauten recht unbedeutend und alle Anzeichen sprechen dafür, daß der Lech vor seinem Durchbruch durch die Felsenge des Magnustritts bei Füssen seinen Weg über Pfronten und Nesselwang in das Wertachtal eingeschlagen hatte, wie denn das auch schon GÜMBEL und verschiedene andere Autoren angenommen hatten. Mindestens haben aber die Vils und die Dürre Ach ursprünglich diese Richtung eingeschlagen. Zeitweilige Flußablenkungen und Verlegungen infolge rückschreitender Erosion und Seitenakkumulationen scheinen

in dem ganzen Gebiete innerhalb der langen Eiszeit verschiedenfach vorgekommen zu sein, die noch besondere Studien nötig machen dürften. v. KLEBELSBERG nimmt an, daß in ältester präglazialer Zeit die Lechtalsole, als sie noch um 3—400 m höher lag als heute, mit der breiten Senke zwischen Salober und Schwarzenberg unmittelbar nordwärts geführt habe.

Was nun die Pfrontener Depression weiterhin anbelangt, an deren Vertiefung, wie wir glauben, die Gletschereismassen auch Anteil hatten und die sie mindestens konservierten und vor Verschüttung schützten, nehmen wir mit v. KLEBELSBERG an, daß dieselbe „nach dem Abzug des Gletschers von einem See erfüllt wurde, dessen Spiegel ungefähr so hoch oder etwas höher stand als heute die Mooroberfläche liegt (870—90 m).“ Diese Wasseransammlung mußte sich, wie der genannte Autor ausführt — dem wir hier über unser engeres Aufnahmegebiet hinaus folgen — „flußaufwärts auf ihr ganzes Einzugsgebiet geltend machen, soweit dasselbe unter dem Niveau des Seespiegels lag (minimal angenommen mit 870 m); es mußte demnach das ganze heutige Vilstal von Pfronten bis gegen Pinswang und weiterhin noch das Lechtal bis über Reutte hinaus in den tieferen Lagen unter Wasser gesetzt werden; denn auf dieser ganzen Strecke liegt selbst die heutige absolute Talsole, die durchweg von jungen postglazialen Alluvionen gebildet wird, beträchtlich unter jenem Niveau. Die Mächtigkeit der genannten Alluvionen ist dabei sehr wahrscheinlich eine recht bedeutende, weswegen der an die 30 km lange schmale See auch in seinem inneralpinen Teil ursprünglich ansehnliche Tiefen erreicht haben mag“ (a. a. O. S. 225).

Dieser See ist nun im Laufe der Zeit zum allergrößten Teil durch die Sand- und Geröllmassen der einmündenden Flüsse und Bäche zugeschüttet worden, die Reste versumpften und vertorfte nach der Tieferlegung des Wasserspiegels und nach der Wiederverlandung infolge der Vertiefung der Wasserabflußrinnen. Die Sand- und Kiesverschüttung schritt selbstverständlich da am raschesten vor, wo einmündende Seitenbäche reichlich Schutt zuführten und dann durch die reiche Schuttfuhr durch den Lech. In unserem Kartengebiet war es besonders die seitlich aus dem Vilstal kommende Vils, die ganz gewaltige Geröllmassen ostwärts bis zu der als Insel aus dem Wasser aufragenden Flyschkuppe von Pfrontenberg und dann später im Verein mit dem Winkelsbach mehr in der Richtung gegen Weißbach in das Seebecken vorschob. Weiter als etwa 1 km bis Pfrontenberg vermochte sie ihr Delta nicht vorzuschieben und den See bis zum Ostufer quer abzuschneiden, so daß hier die Talsole frei und eine breite Verbindung zwischen dem südlichen und nördlichen Teil des Beckens offen blieb. Nach dem Verschwinden des Sees und bei der Herausbildung der gegenwärtigen Gefällsverhältnisse hat die Vils sich dann nachträglich tief in ihren eigenen Schuttkegel eingeschnitten und die schönen Schotterterrassen an der Vilstalmündung bei Halden und der Bläsmühle gebildet. Ähnliche Erscheinungen finden sich auch in dem Schuttkegel der Dürren Ach südlich von Pfrontendorf und bei der Josenmühle und Steinach an der Mündung des Achentales.

Daß nun die erwähnten Sand- und Geröllmassen tatsächlich im Wasser zur Ablagerung kamen, geht aus der Art der Struktur ihrer Schichtung hervor. Sie zeigen nämlich da, wo sie gut aufgeschlossen sind, wie ehemals am Bahnanschnitt bei Pfronten-Ried oder in Kiesgruben bei Pfronten-Berg eine ausgesprochene Schrägschichtung bis zu 20° gegen Nordost und Ost, wie schon v. KLEBELSBERG hervorgehoben hat. Diese Deltastruktur wird immer deutlicher und ausgeprägter,

je mehr das Delta in den See vorrückte und in tieferes Wasser gelangte. In der Schottergrube an der Bahnstrecke bei Pfronten-Ried beobachtete ich vor Jahren, wo sie noch nicht so stark abgebaut war, sogar verschiedenerlei kleine Verwerfungen und nachträgliche Verlagerungen, die darauf hindeuten, daß bei der Anhäufung der Schotter und Sandmassen und dadurch bewirkten Gewichtszunahme der vermutlich tonige aber nicht mehr aufgeschlossene Untergrund nachgab und mehr oder weniger ins Rutschen kam. In einer Kies- oder Sandgrube auf der Nordseite des Joseberges (= P. 964 der Karte) westlich von Weißbach zeigen die eingeschwemmten Schotter und Sande in ausgezeichneter Weise Triftstruktur; Lagen von feinerem Kies wechsellagern mit feingeschlemmtem Sand in schöner Schrägschichtung und liefern ein vortreffliches Material für Betonarbeiten. Auch das gröbere Geröll der benachbarten Kiesgruben zeigt Deltastruktur; es enthält neben verschiedenen Kalken und Dolomit auch zahlreiche Flyschgesteine, die keinen Zweifel übrig lassen, daß das Material dem Flyschgehänge des Edelsbergausläufers und dessen ehemals auflagernden Grundmoränendecke (ganz vereinzelt Gerölle zeigen noch Spuren von Schrammung) entstammte; es wurde von den Bächen dieses Hanges (Hofbach, Winkelsbach etc.) eingeschwemmt.

Besonders instruktiv und umfassend und scharf ausgeprägt zeigte sich vor Jahren Deltastruktur aufgeschlossen in der großen Kiesgrube am Eingang in das Achental rechts vom Wege zur Fallmühle ca. 877 m. Die Schotter- und Kiesmasse ist hier auf eine längere Strecke in einer Gesamtmächtigkeit von ca. 8 m angeschnitten, von denen die auf die unteren 5 m entfallenden Kies- und Sandmassen scharf ausgesprochene Schrägschichtung mit ca. 23° Einfallswinkel gegen Osten zeigen und wobei gröberer Kies in scharfer Schichtung mit Zwischenschichten feineren gewaschenen Schweißsandes abwechseln und besonders talauswärts die feineren Sandlagen die Obhand gewinnen. Nach oben werden die Schrägschichten von einer wagrechten Fläche abgegrenzt, auf der sich ca. 3 m mächtig grobes Geröll und grober Schotter undeutlich wagrecht geschichtet ausbreitet. Höhenlage der Kiesgrube ca. 870 m. Die Deltaschichtung ist hier so scharf ausgeprägt, wie sie in diesem Ausmaße und Umfang wohl nur in einem Wasserbecken entstehen kann und von einer mehr zufälligen örtlichen „Böschungsschichtung“, wenn man darunter außer Wasser gebildete Schichtung versteht, kaum die Rede sein kann.

Neben der verschiedenfach zu beobachtenden Deltaschichtung dürfte auch für das einstmalige Vorhandensein eines Stausees die im Talgrund bei Vils abgesetzten umfassenden Tonlager sprechen, die gegenwärtig von dem Schretter'schen Tonwerk dortselbst abgebaut und technisch verwendet werden. Daß aber auch im Untergrunde des Pfrontner Tales Tonlagen nicht fehlen, steht fest. Ich beobachtete vor einigen Jahren südlich von Pfronten Dorf anlässlich der Grundaushhebung zu einem Hausbau nahe des Sträßchens zur Fallmühle, daß die dichte, graue, mit Blöcken durchsetzte Tonlage in einem Niveau von 870 m bis dicht unter die Humusschicht heraufreiche und von so dichter wasserundurchlässiger Beschaffenheit sich zeigte, daß der ganze metertiefe rechteckige Aushubraum, da wegen der Kriegszeit die Ausführung des Baues stockte, weiherartig von Wasser erfüllt war und so vor randlichen Einrutschungen bewahrt wurde. Daß dieses in seiner Mächtigkeit nicht unbeträchtliche Tonlager den tieferen Untergrund der Talebene von Pfronten Dorf und Ösch bildet und bis an den Ostfuß des Kienberges und unter dessen unteren Gehängeschutt reicht und wahrscheinlich auch die Unterlage der oben erwähnten großen Kiesgrube mit der beschriebenen Schrägschichtung bildet, geht

wohl daraus hervor, daß an der Südostseite des genannten Kienberges verschiedenfach Quellen aus dem Schutt zu Tage treten. Das ausgedehnte Tonlager im Untergrund hat auch erst die Anlage des umfangreichen Dorfweihers von „Dorf“ (868 m) ermöglicht oder doch erleichtert. Dadurch, daß die von Westen kommenden Ach und Vils nach Abfluß des Stausees ihren Lauf nun in der Richtung nach Steinach (850 m) nahmen und sich in dem bis auf 870 m aufgefüllten Seeboden im Bereich von Pfronten-Dorf, Ried und Ösch entsprechend ihr Bett vertieften, ist diese ausgedehnte Talfläche einerseits vor Vermoorung, andererseits vor wilder Überschotterung verschont geblieben und zeigt daher die älteren Verhältnisse noch am klarsten, während in dem Flysch Kreidegebiet zwischen Pfronten-Berg-Refleiten-Weißbach infolge der wechsellöcherigen Beschaffenheit des Untergrundes und der Aufragung isolierter Terrainkuppen auch stets wechsellöcherige Zustände geherrscht haben mußten und bei Geröllzufuhr durch die von dem Talwesthange zufließenden Wildbäche Reiß-, Ellenrucker-, Winkels- und Hofbach und der Vils selbst vielfach Akkumulation und Erosion nebeneinander hergingen, woraus eine mehr an eine Moränenlandschaft erinnernde, regellos aus Mulden und Schotterhügel bestehende Oberflächengestaltung hervorging und die Aufschüttungen östlich von Weißbach bis nahe von Kreuzegg vorrückten.

Daß unser Stausee, soweit er nicht bis zu seinem Wasserspiegel verschüttet wurde, mit der Entstehung der jetzigen Lechklamm durch den Felsriegel des Magnustritts bei Füßen verschwinden mußte, liegt auf der Hand, ebenso daß sich seitdem die gegenwärtigen hydrographischen Verhältnisse herausbilden mußten. Es fragt sich nur noch, wo der See vordem seinen Abfluß hatte, mit andern Worten, wo die tiefste Stelle seiner Umrahmung war, die sich ihm als Abflußrinne darbot. Die Antwort hierauf bietet erhebliche Schwierigkeiten. Es kommen hiebei nach v. KLEBELSBERG, der die Terrainverhältnisse auch außerhalb unseres Kartengebietes berücksichtigt hat, mehrere Lücken der Umrandung in Betracht, die alle annähernd auf das gleiche Niveau eingestellt sind. Es sind die folgenden Punkte: die flache Talschwelle am Beginn des Nesselwanger Trockentales westlich von Pfronten-Kappel mit ca. 880 m Höhe; die Einsattelung südlich des Alatsees mit 886 m, die Grateinsenkung an der Stelle der jetzigen Lechklamm bei Füßen, ehe diese Klamm eingeschnitten war, mit ca. 850 m, der Sattel gegen die Schwanseefurche mit 856 m und endlich noch der Sattel des Schwangauer Gatters gegen den Alpsee zu mit 879 m. Jede dieser Randlücken konnte, wie in der genannten Abhandlung des näheren ausgeführt wird, zeitweilig als Ausflußbahn in Funktion gestanden haben. Wir können uns auf eine Erörterung dieser Frage und der verschiedenen Wahrscheinlichkeiten als zu weit gehend nicht einlassen und müssen auf die Abhandlung selbst verweisen. Nur dem Nesselwanger Tal und den dortigen Diluvialbildungen soll noch kurz einiges Augenmerk zugewendet werden.

5. Diluvialerscheinungen im Nesselwanger Tal.

Dieses Tal ist seiner Entstehung und Morphologie nach nur die unmittelbare Fortsetzung des von Weißbach an nach Nordwesten abbiegenden Pfrontner Tales. Seit der zentripetalen Entwässerung der Pfrontner Depression ist das Tal von Pfronten-Kappel ab bis nach Nesselwang auf eine Länge von 3 km Trockental. Als solches den Einwirkungen der direkten Erosion entzogen, hat die breite flachsohlige Talstrecke doch von der Gebirgsseite an zwei Stellen durch seitliche Schuttzufuhr Einwirkungen erfahren. Bei Kappel hat der von uns vielerwähnte, vom

Edelsberg herabkommende Steinebach ein zwar flaches aber sehr umfangreiches Schotterdelta, auf dem auch zum großen Teil das Dörfchen Kappel liegt, in die Talfläche hereingeschoben. Gegenwärtig fließt der Bach in wohlverbautem Bette der faulen Ach und damit der Depression zu; es unterliegt indes keinem Zweifel, daß er ehemals zur Zeit der zentrifugalen Entwässerung des Pfrontner Gebietes seinen Lauf gegen Nesselwang genommen hat.

In unbeträchtlichem Abstände vom Steinebach-Schotterdelta hat bei dem Dörfchen Wank unser Trockental nachträglich eine zweite stärkere Einengung und zugleich eine Erhöhung der Talsohle erfahren und zwar durch umfassendere Erdschlüpfte und Murgänge, die von dem südseitigen Talgehänge östlich von Maria Trost abgegangen sind, einem Gehänge, in dem die oben geschilderten Miozänmergel und die ihnen angrenzenden Kalke und Mergel der Aptstufe in ihrem Liegenden durch kein starkes Widerlager von fester Nagelfluh und Sandsteinen mehr geschützt waren. Durch diesen Bergschlupf wurde die Talsohle auf eine kleine Strecke etwas erhöht und eine, allerdings nur bei besonderer Aufmerksamkeit bemerkbare Wasserscheide geschaffen, der zufolge jetzt der ostwärts gelegene Talteil zur Pfrontner Depression entwässert wird, und zwar, da der Schotterkegel des Steinebachs hindernd im Wege steht, durch einen kleinen Wassergraben, der an dem Weiler Voglen vorbei seinen Weg durch die Furche zwischen der Terrasse von Voglen und dem isolierten Schotterdeckenrest „Bübel“ zum Hertinger Moos nimmt.

Westlich von Wank an beginnt sich an die Berglehne gegen Nesselwang zu eine immer breiter werdende steilabgebochte 30—40 m hohe Schotterterrasse anzugliedern, an deren Fuß zuletzt dann der genannte Markt sich hinzieht. Im westlichen Teil desselben hat sich ein vom Stellenbichel kommendes Bächlein in starkem Gefälle tief in die Schotterterrasse eingegraben, sie quer durchschnitten und dabei eine Seitennische auserodiert, in der sich ein Teil der Ortschaft ausbreitet und wo durch Anlage einer geräumigen Kiesgrube und in neuerer Zeit der Riefler'schen Schottergrube prächtige Aufschlüsse geschaffen wurden, die einen guten Einblick in die innere Zusammensetzung der Terrasse gewähren.

Die tiefste erschlossene Lage wird von einer verwaschenen Grundmoräne mit nicht reichlichen geritzten Geschieben und Geröllen gebildet. Darüber folgt in unregelmäßiger nicht sehr deutlicher Schichtung Schotter mit Sandeinlagerungen. Der Schotter ist stellenweise in einzelnen Lagen zementiert. Bestandteile der Schottergrube sind: reichlich Gaultgrünsandstein, Flyschsandstein, rote und graue Molassesandsteine, Molassemergel, verschiedene kretazische Kalke, wenig rote Nagelfluh, Hierlatz- und Aptychenkalk (verhältnismäßig selten und nur in kleineren Rollstücken etc.). Auch ein einzelnes faustgroßes Rollstück eines Glimmerschiefers wurde beobachtet, das vielleicht aus der Nagelfluh stammte.

Was nun die jenseitige nordöstliche Talseite unseres Trockentales anbelangt, so finden wir hier ziemlich die gleichen Höhen- und Böschungsverhältnisse der Tallehne wie auf der gegenüberliegenden Seite, nur ist ihr Verlauf etwas unregelmäßiger und zeigt mehr Ein- und Ausbuchtungen, was sich schon deutlich bemerkbar macht, wenn man nur auf der Karte etwa den Verlauf der gewundenen 900 m Kote verfolgt und mit der entsprechenden gegenüber gelegenen vergleicht. Die Aufschlüsse sind hier überall sehr spärliche, doch soviel ließ sich feststellen, daß das Grundgebirge der Tallehne wie des dahinter liegenden hügeligen Geländes aus Molasse (vorwiegend aus Nagelfluh und Sandsteinen) besteht, und daß also das ganze Trockental von Wank ab in die Molasse eingesenkt ist. Die jetzige Oberflächenform des ostwärts an das Tal sich anschließenden, durchgehend über der 900 m Kote bleibenden freundlichen Hügelgeländes mit seinen zahlreichen kleinen

Kuppen und flachen Rücken, Einmuldungen und Senkungen ist das Werk der Gletscher, die über das Gebiet hinweggegangen sind. Das ergibt sich nicht nur aus den zahlreichen Diluvialablagerungen, sondern auch aus dem ganzen wechselreichen Oberflächencharakter. Sogar an größeren erratischen Blöcken fehlt es nicht. So beobachtete ich beispielsweise etwas westlich von Hertingen in der Nähe eines Feldweges einen großen, im Boden steckenden, viele Kubikmeter fassenden Block einer lichten polygenen Kalkbrekzie (Cenoman?), von dem über dem Boden große Teile abgesprengt worden waren. Westlich von Schicken ragt unweit des nächsten Weges nach Nesselwang ebenfalls ein erratischer Fels grobspätigen lichten Doggerkalkes schwach aus dem Wiesenboden heraus, an dem noch die Schichtung erhalten geblieben ist.

An den Gehängen der Talmulde haben sich stellenweise noch mächtige fluvioglaziale Schotter erhalten, wie besonders schön die große Kiesgrube unmittelbar an der Landstraße südöstlich von Wank ersehen läßt.

Aus dem bisher Gesagten geht mit Bestimmtheit hervor, daß unser Trockental sich nicht mehr so darbietet, wie es sich ursprünglich in die anstehende Gesteinsunterlage eingeschnitten hat. Die Lagerungsverhältnisse der geschichteten Schottermassen in der Wanker Kiesgrube an der Nordseite des Tales, noch mehr aber die Tatsache, daß der untere Talhang auf der Nordwestseite auf eine weite Strecke bis über Nesselwang hinaus von einer geschichteten fluvioglazialen Schotterterrasse gebildet wird, lassen keine andere Deutung und Annahme zu, als daß das Tal ursprünglich noch weiter gewesen war, daß es dann in einer Zeit vermindelter Erosionstätigkeit bis zur Höhe von mindestens 900 m mit Schotter angefüllt wurde, und endlich, daß dann wieder eine Zeit kam, wo die Erosion erneut einsetzte und teils durch Tiefen- teils durch Seitenabtragung die jetzige Gestaltung des Tales hervorging. Als „Zeuge“ der dereinstigen Verschotterung des Tales muß wohl der merkwürdige tafelförmige Rest der eingelagerten Schotterdecke betrachtet werden, der sich zwischen Voglen und Pfronten-Kappel fast inmitten der Talsohle erhalten hat und den Namen „Bühel“ führt. Allseitig isoliert ragt der oben vollständig flache, unmerklich nach Westen hin sich senkende 888 m hohe und an den Rändern scharf und steil abgeböschte, etwa 400 m lange und 150 m breite Hügel wie ein Tafelberg im kleinen als Überrest der alten Talsohle aus der jetzigen Talfläche etwa 10 m hoch auf. Es ist wahrscheinlich, daß die Furche, die den flachen Hügel auf der Nordseite vom alten Talrande abtrennt und die Ansätze von kleinen verwischten Terrassen zeigt, ehemals eine Zeitlang als Abflußrinne des Pfrontner Stausees gedient hat. Seit der Vermurung der Talsohle bei Wank erfolgt jetzt durch dieselbe die Entwässerung des Ostteiles des Trockentales und es ist nicht unwahrscheinlich, daß zeitweilig auch der Steinbach durch dieselbe den Weg zur östlichen Depression genommen hat.

Auf einen zweiten Überrest der Talverschotterung hat schon v. KLEBELSBERG aufmerksam gemacht. Es ist der Schotterhügel, der östlich von Nesselwang mitten in der Talsohle sich erhalten hat und jetzt von der Eisenbahn angeschnitten wurde.

Bei Nesselwang geht das Tal von seiner bisherigen annähernd NW.-Richtung in die reine Nordrichtung über, ohne daß es sonst in seiner Breite und seinem Gesamtcharakter zunächst eine wesentliche Änderung wahrnehmen ließe. Nur ist dieser Talabschnitt jetzt nicht mehr Trockental, sondern er wird vom „Mühlbach“ durchflossen, wie der Bach von der Vereinigung der beiden, vom Nordgehänge des Alpspitzenzugs kommenden und von uns viel erwähnten Schloßbäche an heißt, und

der bei Nesselwang auch noch das Bachtelflößchen aufnimmt. Bei seinem starken Gefälle hat dieser an sich recht unbedeutende kleine Mühlbach beim Eintritt in die Talfläche zunächst erhebliche Schuttmassen abgelagert, dann aber weiterhin erodierend in die Tiefe gewirkt und in die alte Talsohle rechtsseitig eine neue, um mehrere Meter tiefere Talfurche eingeschnitten, der nun der alte Talgrund als unterste und jüngste Talterrasse gegenüber tritt, wie beispielsweise das kleine Gesimse, auf der jetzt der Bahnhof liegt, und die gegenüber gelegene breite Terrasse, auf der der Friedhof sich befindet und auf die von ersterem aus die Bahn auf einem Viadukt über die vertiefte jüngere Einfurchung übersetzt.

Erst unterhalb der Hammerschmiede wird das Tal im Bereich der zu Tage tretenden Molassesandsteine enger und dementsprechend hebt sich hier die alte Talung von der späteren Talvertiefung auch nicht mehr so deutlich ab. Nach kurzer Strecke mündet das Tal unmittelbar südöstlich von Maria Rain in das Tal der Wertach.

Sieht man indes näher zu und berücksichtigt man die näheren morphologischen Verhältnisse, so glaube ich, daß man mehr berechtigt wäre zu sagen, daß hier bei Maria Rain die jetzige Wertach — wahrscheinlich besaß sie ursprünglich einen anderen Lauf — in das alte Nesselwanger Tal mündet, mit andern Worten, daß das jetzige Quertal der Wertach, zunächst von Maria Rain an abwärts, nichts anderes ist als die Fortsetzung des alten Nesselwanger Tales..

Welches sind die Anzeichen und Erscheinungen, die für diese Annahme geltend gemacht werden können?

Zunächst ist es sehr bezeichnend und beachtenswert, daß dieses Wertachquertal just gerade an der Stelle plötzlich nach Norden abbiegt, wo von Süden her das Nesselwanger Tal in Nordrichtung in das Tal einmündet. Es ist das wohl kaum ein reiner Zufall. Daß der jetzige, von Nesselwang kommende ganz unbedeutende Mühlbach die Wertach etwa in die nördliche Richtung abgedrängt habe, ist ebenso ausgeschlossen, wie daß er sich die ganz unverhältnismäßig breite Talung von Nesselwang her, die er nur unerheblich zu vertiefen vermochte, aus eigener Kraft hätte ausfurchen können.

Mehr ins Gewicht fällt zweitens die morphologische Beschaffenheit des Wertachtales von der genannten Vereinigungsstelle an abwärts, die in auffallendem Gegensatz steht zu der Beschaffenheit der Talung der Wertach (bzw. des Reichenbaches) oberhalb dieses Punktes, also zu der Längstalstrecke von Haslach bis zur Brücke bei Maria Rain. Obwohl die Eintiefung der erstgenannten reinen Quertalstrecke bis zu 50 m Tiefe bei oft sehr harter und fester Gesteinsbeschaffenheit der Nagelfluh- und Sandsteinbarren viel größeren Widerständen begegnen mußte, zeigt diese Quertalstrecke ein viel reiferes, ausgeglicheneres und damit älteres Gepräge und Entwicklungsstadium als die Talstrecke oberhalb der Vereinigungsstelle. Trotzdem diese letztere in der Hauptsache im Streichen der angeschnittenen Molasseschichten verläuft und also ihre Ausfurchung auf viel weniger Hindernisse stieß, ist sie viel ungleichmäßiger, vielerorts eingengter und schmaler geblieben und macht morphologisch einen viel unfertigeren Eindruck. Hier auf der Längstalstrecke an zahllosen Stellen noch übersteile, noch nicht im natürlichen Gleichgewicht befindliche Talböschungen, wunde, zu Abrutschungen geneigte Gehängepartien, Blockabstürze, Murbrüche; ein beständiges Hin- und Herpendeln des Wasserlaufs, lebhaftere Seitenerosion, bald seichte Stellen bald breite Tümpel (Badestelle) — dort im Quertal trotz viel größerer Taltiefe eine ruhige im Gleichgewicht befindliche Gehänge-

böschung, ausgeglichenes gleichmäßiges Gefälle, gleichmäßiger geradeaus gerichteter Wasserlauf fast ohne jegliche seitliche Erosion; wo harte Nagelfluhkomplexe das Tal queren, wird das Tal zwar vorübergehend eingeengt, aber das Flußbett hat auch hier im harten Fels seine gleichmäßige Breite und ist frei von Stromschnellen und größeren Unregelmäßigkeiten, kurz, wie schon gesagt, ein viel reiferes Entwicklungsstadium des Flußlaufes.

Es müssen also bei der Ausgestaltung dieser Quertalstrecke viel intensivere Kräfte gewirkt haben und sie muß eine viel längere Entwicklungszeit hinter sich haben als bei der Talstrecke der Wertach südwärts von Maria Rain.

Ihr unmittelbarer Anschluß an das Nesselwanger Tal und die angeführten Wahrnehmungen berechtigen demnach wohl zu der Schlußfolgerung, daß beide in genetischem Zusammenhange stehen, daß das Wertachtal von Maria Rain ab nur eine Fortsetzung des Nesselwanger oder eigentlich des Pfrontner-Nesselwanger und damit mit gewisser Einschränkung auch der Talung des alten Lechflusses ist und daß seine erste Anlage und Ausbildung in die Zeit zurückgeht, wo noch die Vils und die Ach ihren zentrifugalen Lauf besaßen und vielleicht auch noch der Lech, wenigstens zeitweilig, diesen Weg genommen hat. Die Talstrecke der Wertach von Haslach bis Maria Rain zeigt ein viel jüngerer unreiferes Gepräge und wird anscheinend erst seit der Eiszeit von der Wertach durchflossen, nach dem ihr nach verschiedenen Anzeichen ihre ältere Talung nordwärts Haslach durch Diluvialschutt verbaut wurde. Vom rein historischen Standpunkt könnte oder müßte man eigentlich sagen: nicht die Vils bzw. der Lech haben einstens bei Maria Rain in das Wertachtal gemündet, sondern umgekehrt mit mehr Recht: die Wertach ergießt sich jetzt bei Maria Rain in das alte Vils-Lech-Tal und benützt dieses als überlassenes Erbteil jetzt zu ihrem Abfluß nach Norden.

6. Das Wertacher Tal.¹⁾

Nachdem wir die Beziehungen des Pfrontener und Nesselwanger Tales zum Wertachquertal erörtert haben, soll noch jener Talstrecke der Wertach, die im Randgebiete unserer Karte zwischen dem Markte Wertach und Maria Rain dem Gebirgsfuß entlang hinzieht, einige Beachtung zugewendet werden.

Auch diese in der Luftlinie etwas über 8 km lange Talstrecke hat im Laufe der Diluvialzeit wie die Pfrontener-Nesselwanger Talung starke Eingriffe und Umgestaltungen erfahren, nur daß hier die ursprünglichen Verhältnisse ungleich mehr verwischt wurden und daher nicht mehr so sicher erkannt und rekonstruiert werden können.

Für unsere Betrachtung sind vor allem scharf auseinander zu halten die westliche breite Talfläche, die sich vom Austritt des Wertachflusses aus dem Gebirge bis zum Dorfe Haslach hinzieht und an deren Westende der Markt Wertach liegt, und in starkem Gegensatz hiezu die sich anschließende scharf eingeschnittene und enge, stellenweise schluchtartige Talrinne von Haslach bis zur Einmündung des Nesselwanger Tales bei Maria Rain, die wir soeben besprochen haben.

¹⁾ Wir bezeichnen damit dem volksgemäßen Sprachgebrauch entsprechend im Unterschied von „Wertachtal“ jene Talstrecke, in der der Markt Wertach liegt, also die Talung entlang des Gebirgs vom nordöstlichen Grüntenausläufer bis gegen Nesselwang und Maria Rain. In dieser Ausdehnung ist es auch in unserer Originalkarte kartiert und einbezogen worden. Zur Ersparung von Herstellungskosten mußte dann der Geländestreifen nördlich von Nesselwang leider weggelassen werden, so daß wir für diesen Teil auf die topographischen Karten verweisen müssen.

Die westliche Teilstrecke, die eigentliche Wertacher Talmulde, bietet für uns Interesse, weil sich hier Verhältnisse und Erscheinungen darbieten, die in mancher Beziehung an die Verhältnisse des Pfrontener Depressionsgebietes erinnern. Die fast durchgehends über 1 km breite flache Talsohle verdankt das weite, zwischen dem Gebirgsrande und dem flachen Molassehöhenrücken der Ellegg eingesenkte Tal den durchziehenden Gletschermassen, die teils vom oberen Wertachtal hereindrangen, teils vom Illergletscher abzweigend über den Weiherstadel südöstlich vom Grünten durch das Starzlachtal zugeströmt waren.

Das Gefälle der Talsohle und der Wertach ist auf der ganzen rund 5 km langen Strecke ein sehr geringes (Untere Mühle bei St. Sebastian 890 m, Talsohle bei Haslach 879 m), weshalb es nicht verwundern kann, daß der Fluß sehr stark hin- und herpendelt und sich in großen Biegungen weiterwindet und daß die Talsohle auf weite Strecken versumpft und vermoort ist (Moos unterhalb St. Sebastian, Altachmoos, Großes Moos, Rotmoos). Sobald wir uns Haslach nähern, beginnen sich ostwärts am Talrande unruhigere Oberflächenformen geltend zu machen. Wir gelangen da in das Gebiet, wo der das Tal durchziehende Gletscher in seinem nordöstlichen Laufe auf die Eismassen stoßen mußte, die aus dem Lechtale durch das Pfrontener- und Nesselwanger Tal abgezweigt waren und sich hier im Vorlande auszubreiten suchten und wo zugleich zeitweilig von Süden her über den Stubentalstadel durch die Nesselwanger Reichenbachtalung ein Eisstrom quer gegen das Tal hereindrängte und nicht nur in dem toten Winkel zwischen dem Reichenbach und dem Nesselwanger Tal reichliches Moränen- und Schottermaterial absetzte, sondern auch reiche Schottermassen quer in das Tal herein vorschob und es gegen Osten abdämmte und den Fluß so lange staute, bis er sich wieder durch die Schottermassen einen Ausgang verschafft hatte. Besonders ins Gewicht mußte es fallen, als auch der ältere und anscheinend ursprüngliche Talausgang westwärts von Haslach in der Richtung nach Nordosten durch Schottermassen verriegelt wurde. Die Gefällsverhältnisse und die Oberflächengestaltung machen es nämlich in hohem Grade wahrscheinlich, daß in präglazialer und wohl auch noch teilweise zur Eiszeit das Wertacher Tal durch die Senke zwischen Guggenmoos und Oy in das Vorland ausmündete. Da die Stelle der Talzuschüttung in die Moränenzone fällt, die von der Haltestelle Maria Rain sich gegen Oy hinzieht, tritt uns der Anfang und abgedämmte Rest der alten Quertalung noch als Seitennische des Wertachtales zwischen der Suiter-Mühle und Haslach entgegen. Das Faistenoyer Bächlein, ehemals geradeaus gegen Osten in das alte Wertachrinnsal mündend, durchfließt jetzt diese Quertalung in rückläufigem Lauf und die Eisenbahn benützt die Furche, um aus dem Wertachtal bei Haslach ohne größere Schwierigkeit gegen Oy abzubiegen. Höhe der Talsohle bei der Suiter-Mühle 884 m, Höhe der Moorniederung in der Senke westlich von Guggenmoos, die wir als die Fortsetzung des außer Funktion gesetzten alten Wertachtales vermuten, 878 m; die Talabdämmung ca. 915 m. An die erwähnte Moorsenke schließt sich nordwärts bis Görisried in gleichmäßigem Gefälle eine längere Reihe flach eingebetteter Moorflächen an, die alle als letzte Reste der einstigen alten Wertachtalung in Betracht kommen können. Inwieweit das wirklich der Fall ist und wo sie mit dem jetzigen Wertachtal zusammenstieß, das zu ermitteln muß der künftigen eingehenderen geologischen Aufnahme in diesem Gebiete vorbehalten bleiben.

Die wichtigste Folge der zeitweiligen Abdämmung des Wertacher Talbeckens war, daß sich in demselben nach dem Abzug des Gletschers in ähnlicher Weise

wie in der Pfrontener Depression ein Stausee bilden mußte. Diesem See ist denn auch ersichtlich die auffallende regelmäßige und ebene Gestaltung des Talbodens auf eine Länge von 5 km zu verdanken, wie andererseits diese auffallende Ausgeglichenheit auf einen längeren Bestand des Sees schließen läßt, da ja die seitliche Schuttführung stets nur eine ganz geringfügige sein konnte und auch die Schuttführung durch die Wertach und Starzlach am Westende des Sees bei deren unbedeutendem Gefälle nur langsam fortschreiten konnte.

Höher als 901—903 m ist der Wasserspiegel des Stausees wohl nie gestanden, da von da ab nach den erhalten gebliebenen Resten der stauenden Schuttmasse das Wasser beginnen mußte, in östlicher Richtung überzufließen und in die abgelagerten Staumassen sich einzuschneiden. Dies geschah zunächst wohl am Nordrande des Tales unmittelbar bei Haslach, wo eine etwa 200 m breite flache Furche in einem Niveau von 895 m uns entgegentritt, die sich ostwärts rasch zum jetzigen tieferen Wertachrinnale absenkt. Seitdem sich aber die Wertach unter Mithilfe des Reichenbaches weiter südlich am Südrande der Talsohle ein tieferes Bett eingegraben hat, das auch zur Entleerung des Stausees führte, so ist diese um einige Meter höhere Talstrecke bei Haslach außer Funktion und trocken gesetzt worden.

Von der Einmündung des Reichenbaches in die Wertach bis zur Einmündung des Nesselwanger Tales bei Maria Rain ändert die Talung der Wertach ihren bisherigen Charakter vollständig und wird zum tief eingeschnittenen Engtale, das, sobald es aus dem Diluvialgebiet in das felsige Molassegrundgebirge übertritt, stellenweise schluchtartig wird. Es ist schwer zu sagen, was bei der Erodierung dieser Talstrecke auf Rechnung der Wertach und was auf Rechnung des Reichenbaches kommt. Der letztere hat infolge seiner bedeutenden Schuttführung seinen Lauf innerhalb der Diluvialzone verschiedenfach geändert. Wie also die vorglazialen und älteren morphologischen Verhältnisse dieser Talstrecke beschaffen waren, dürfte sich mangels genügender Aufschlüsse schwer ermitteln lassen.

2. Alluvium.

Alluviale Bildungen nehmen einen nicht geringen Flächenraum des behandelten Gebietes ein. Der überwiegende Anteil davon entfällt auf die Ansammlung von **Gehängeschutt**, die jedoch nur an wenigen Stellen so lebhaft erfolgt, daß keine Vegetation mehr aufzukommen vermöchte. Ausgedehnte, kahle, vegetationslose Schutthalden sind daher in unserem Gebiete schon viel seltener als in den südlich anstoßenden Hochgebirgstteilen.

Stellenweise sehr mächtig sind die Schuttanhäufungen, die sich auf der Nordseite des Iselers im Bereich der Vorderen Wiedhagalpe unter den Hauptdolomitwänden hinziehen und von denen insbesondere der Kaltebrunnen-Bach ergiebige Massen zu Tal schwemmt, die hier in bequemer Weise zur Beschotterung der am Fuße des Bergzuges hinziehenden Reichsstraße Verwendung finden.

Erwähnung verdienen auch die Schutthalden auf der Nordseite des Spießers gegen das Hiebeloch, sodann die zum Teil mit wildem Gestrüpp bewachsenen Gehängeschuttmassen auf der Nordseite des Pfrontener Breitenberges und am Einstein. Bei letzterem wird der Fuß der steil aufragenden Dolomittfelsen fast ringsum von einem abgestürzten wilden Großblockwerk umgürtet. Namentlich auf der Nordseite gegen das Engetal zu geht diese Anhäufung von Schutt und Blöcken stellenweise in ein förmliches Bergsturzgebiet über. Erwähnt ist schon worden, daß dieses Blockwerk unter den Abstürzen auf der Westseite zu einer Art Wall

angeordnet ist, neben dem bergseits gegen die Felswände eine Terrainfurche einherläuft. Diese eigenartige Erscheinung ist vielleicht erklärlich, wenn man annimmt, daß zur Zeit des Bergsturzes der Fuß der Felswände mit einem Eisgürtel umgeben war, an dem die abstürzenden Blöcke abglitten und sich dann wallartig um denselben anordneten.

Ein **Bergsturzgebiet**, das mit zahlreichen, vielfach übermannshohen Dolomitblöcken übersät ist, ist auch das Viehweidegelände nördlich von Bad Oberdorf im Bereich der „Hölle“ und der Jochstraße, sowie der lange Gehängestreifen, der entlang des Fußes des Kleinen und Großen Jochschrofens bis zur Hirschbergalpe hinauf zieht. Die Blöcke liegen im Bereich einer ausstreichenden Überschiebungsfläche, auf der die Dolomitscholle der genannten beiden Jochschrofens über Liasfleckenmergel etc. überschoben worden ist. Die leicht verwitterbare Unterlage hat den Lockerungs- und Zerstörungsprozeß an dem Stirnrand der überschobenen Scholle offensichtlich begünstigt.

In gewissem Sinne darf man wohl auch das gewaltige Großblockwerk von Hierlatzkalk, das jetzt den Gehängvorsprung des „Steinköpfle“ am Hirschberge oberhalb Hindelang aufbaut, in die Kategorie der Bergstürze stellen. Wir haben das Vorkommen oben I S. 99 besprochen und verweisen darauf.

Zweifellos auf Bergsturz ist das ausgedehnte Blocklager von Hierlatzkalk am östlichen Südhang des Zinkens bzw. des Tatzenriesköpfle zurückzuführen. Es ruht auf den Schichtköpfen des Cenomans auf, das den Südrand des genannten Berges umgürtet, und ist ebenfalls schon oben I S. 103 besprochen worden.

Erwähnt sei ferner das Blockwerk von Wettersteinkalk, das im Achental bei der Fallmühle von der überschobenen isolierten Wettersteinkalkscholle des Kühschnallschrofens abgestürzt ist und dessen Südrand umsäumt, und weiterhin auch die Blockanhäufung, die im gleichen Tale östlich von der Fallmühle das Viehweidegelände am Südfuße des Kienberges stellenweise bedeckt.

Reich an Gehängeschutt, an blockreichen Abrutschmassen und Gesteins-trümmern sind auch die zum Vorlande abfallenden Nordhänge des vorderen Kreidezuges, namentlich auf der Strecke von Vorderreute bis Pfronten-Kappel. Die hier zu Tage tretenden steilgeneigten mergelreichen Schichten der Barrem- und Aptstufe und dann ganz besonders der sie unterteufende Zug der miozänen mächtigen weichen Mergel- und Tonschiefer der Molasse sind stets zu Bergschlüpfen und Abrutschungen geneigt und das Material davon bedeckt weite Strecken des Hanges. Sicherlich wäre die Abtragung der genannten Schichtenkomplexe am Berghange schon viel weiter vorgeschritten, wenn nicht die ihnen vorgelagerten mächtigen Komplexe harter Nagelfluh ein festes Widerlager bilden und den Abrutschungen ausgiebig Widerstand entgegensetzen würden. Wo dieses Widerlager fehlt, wie auf der Südseite des Dörfchens Wank, haben die Abrutschungen tatsächlich, wie wir oben S. 74 gesehen haben, den Talgrund erreicht und eine Einengung des Tales und eine Erhöhung des Talbodens veranlaßt.

Ob die auf dem Gehängeabsatz bei Vorderreute angehäuften großen Blöcke von Aptkalken und ob das Blockwerk ebensolcher Kalke und von Gaultgrünsandsteinen auf dem Stellenbichel (in der Karte irrig „am stillen Bichel“) bei Nesselwang auf Bergstürze zurückzuführen sind oder ob sie Überreste von Schollen darstellen, die auf die Molasse überschoben wurden, möchten wir, wie wir schon oben I S. 173 bemerkt haben, unentschieden lassen.

Was die **Talalluvionen** anbelangt, finden wir solche in umfassenderem Maße in den weiten Talbecken von Bad Oberdorf-Hindelang, im Talgebiet der Wertach von der Schwanden abwärts, dann abwärts von Unterjoch und auf der Talstrecke zwischen Markt Wertach und Haslach; ebenso ist das breitsohlige Tannheimer Tal reich daran und weiterhin das Vilstal unterhalb Rehbach beim Kalbelehof und einige Talweitungen des Engetals (Äschach, Lange Oib, Schöne Oib).

Von nicht geringerer Bedeutung sind auch in unserem Aufnahmegebiet die Alluvionen der Seitenbäche und namentlich der Wildbäche, weil sie gewöhnlich nicht bloß in ihren eigenen Talungen viel Schutt anhäufen, sondern weil sie vor allem entsprechend ihrem stärkeren Gefälle an der Mündungsstelle ins Haupttal einen mehr oder weniger mächtigen und sich ausbreitenden Schuttkegel oder ein Schuttdelta absetzen, fortwährend den Talfluß mit Geröll anreichern und zuweilen bei Hochwasser die Talfluren mit Kies und Sand überschütten. Diesem Mißstande suchten in neuerer Zeit auch in unserem Aufnahmegebiet die Wildbachverbauungen entgegenzuwirken. Berüchtigt waren wegen ihrer gefahrdrohenden Geröllführung vor ihrer Verbauung der Wild-, der Hirsch- und der Zillenbach bei Bad Oberdorf und Hindelang, der Steinebach bei Pfronten-Kappel und der aus dem Wilden Bachtel kommende schlimme Kotbach. Manche sind es heute noch, beispielsweise der außerordentlich schuttreiche Wankbach („Steinige Bach“ der Karte) bei Rehbach, der Schönoib, Koller- und Aderatsbach im Engetal, der Hof- und Winkelsbach bei Pfronten-Weißbach u. s. w.

Nicht selten ist die Erscheinung, daß die Flüsse und Bäche in die fluvio-glazialen und in die älteren postglazialen Alluvionen ihr Bett tiefer eingeschnitten und dadurch zuweilen mehrere übereinander folgende **Talgesimse** gebildet haben, die sich indes gewöhnlich nur auf Talweitungen beschränken und an Talengen sich wieder verlieren. Der schönen Terrassen beim Eintritt der Vils und Achen in die Pfrontener Depression ist schon Erwähnung geschehen, ebenso der schönen Talgesimse an der Vils unterhalb Schattwald. Sehr häufig erscheinen die von den Seitenbächen vorgeschobenen Schotterdeltas am Stirnrand vom Talfluß angeschnitten und in eine mehr oder weniger geneigte Terrasse verwandelt, so vielfach im Tannheimer Tal, im Vilstal, im Engetal.

Torfbildung findet sich an vielen Punkten unseres Gebietes. Von den Torflagern, die zum Abbau mächtig genug sind, seien erwähnt das ziemlich ausgedehnte Kematsrieder Moos auf der Paßhöhe bei Oberjoch, das Krumbacher Moos und die Teufelsküche bei Unterjoch, das Altach-, das Große- und Rotmoos im Wertacher Tal, die Moorflächen in der Pfrontener Depression bei Kreuzegg, Kappel und Rehbichel. Kleinere Moorflächen finden sich im Flyschgebiet des Edelsberges, wie das Bärenmoos, das Eibenmoos, die Moorfläche auf dem Stubentalsattel u. s. w

(Ende des II. Teiles.)

Inhalts-Übersicht.

II. Teil.

	Seite
IV. Tertiärformation	1—49
1. Flysch	1—24
a) Ausbreitung der Flyschzone	1—2
b) Zusammensetzung und Gesteinsbeschaffenheit des Flysches	2—5
c) Mächtigkeit des Flysches; organische Einschlüsse	5—6
d) Beziehungen der Flyschzone zur angrenzenden Kreide; Altersfrage	6—14
1. Beziehungen zur helvetischen Kreidezone	6—10
2. Kritische Bemerkungen zu den angeblichen „Juraklippen“ oder Juraeinschlüssen im Allgäuer Flyschgebiet	10—13
3. Die Beziehungen des Flysches zur inneren Kreidezone	13—14
e) Zur Schichtenfolgerung und Gliederung des Flysches	14—18
Vorbemerkung	14—15
f) Anmerkungen zur Entstehungsfrage des Flysches	18—21
g) Zur Frage der sogen. Exotika im Flysch	21—24
2. Eruptivgesteine, Diabas und Diabasporphyr. Trapp (Uttinger, Boué), Algovit (Winkler), Melaphyr (Gümbel)	24—31
Lagerungsverhältnisse. Zur stratigraphischen Stellung und Altersfrage der Eruptiva	29—31
3. Molasse	31—49
Gesteinsbeschaffenheit	33—35
Die Lagerungsverhältnisse der Randmolasse und deren Deutung; orientierender Blick auf die Nachbargebiete	35—38
Gesteinsfolge der Molasse in den Querprofilen der Schloßbäche und des Reichenbaches am Alpensaume bei Nesselwang	38—42
Versteinerungen der Nesselwanger subalpinen Molasse. Altersbestimmung	42—45
a) Fossilien der Mergeltone am Schloß- und Reichenbach	43—44
b) Versteinerungen der Schalenbrekzienschicht	44—45
Blättereinschlüsse der grauen Konglomerate und Sandsteinzone am Reichenbach	45—46
Das Gerölle der Nagelfluh	46—49
V. Quartär	50—81
1. Diluvium	50—79
1. Lokalgletscher des mittleren Gebirgstales	51—64
a) Das Gletscherwurzelgebiet des Tannheimer Tales und des Quellbereichs der Wertach	51—56
b) Talverlegung der Vils	56—59
c) Vergletscherung des Wertach- und Vilstaies	59—62
d) Das Enge- und Achantal	62—64
e) Der Eigengletscher des Reichenbachhochtales	64
2. Beziehungen zum Illergletscher	64—67
3. Beziehungen zum Lechgletscher	67—69
4. Das Diluvialgebiet um Pfronten	69—73
5. Diluvialerscheinungen im Nesselwanger Tal	73—77
6. Das Wertacher Tal	77—79
2. Alluvium	79—81

Tiefbohrungen am Tegernsee.

Von

B. Förster und K. Oebbeke.

(Mit 3 Tafeln.)

Einleitung.

Im Sommer 1901 besichtigte ich in Begleitung des Bohrtechnikers SIEGMUND zum erstenmal das Erdölvorkommen am Westufer des Tegernsees, mit dessen geologischem Auftreten ich mich schon längere Zeit beschäftigt hatte, zumal ich die Erdölgebiete in Norddeutschland, im Elsaß, in Galizien, Rumänien und Rußland aus eigener Anschauung kannte.

Das Tegernseer Erdöl, von Mönchen des Klosters Tegernsee im Jahre 1441 in der Nähe des Hofes Finner entdeckt und von ihnen mit dem Namen St. Quirinöl als Arzneimittel in den Handel gebracht, war schon öfters der Gegenstand wissenschaftlichen Interesses gewesen. PHILIPP APIAN gab die Fundstelle in seiner Übersichtskarte von Bayern (1568) an, AGRICOLA erwähnt sie in einer Schrift über die „Bituminösen Gewässer“ (1546), FRANZ VON PAULA SCHRANK (1788) befaßt sich ebenfalls in „Reise nach den südlichen Gebirgen von Baiern“ mit dem „Quirinöl“ und meint: „Sollten sich nicht vieler dieser Bedürfnisse (Landwirtschaft, Forstwirtschaft etc.) durch dieses Öl, wenn man es durch einen kleinen, aber gehörigen Bergbau, einmal in größerer Menge wird zu gewinnen wissen, befriedigen lassen?“ Auch MATTHIAS FLURL (1792) berichtet in seiner „Beschreibung der Gebirge von Baiern und der oberen Pfalz“ von diesem „wunderbaren Öl“ und ihm scheint „überhaupt nicht nur hier, sondern auch in der ganzen Nachbarschaft alles mit Steinöl durchdrungen zu sein“. Eingehend mit der Geologie des Vorkommens beschäftigten sich v. GÜMBEL, der hauptsächlich in „Beschreibung des bayerischen Alpengebirges“ (1861) und in der „Geologie von Bayern“, II. Bd. (1894) seine Ansichten niederlegte, ferner HÖEFER in „Das Erdöl und seine Verwandten“ (1888) sowie auch L. STRIPPELMANN in „Die Petroleum-Fundpunkte in den Vorbergen der Bayerischen Alpen, auf der West- und Ostseite des Tegernsees-Oberbayern“ (1881). Chemische Untersuchungen wurden verschiedentlich vorgenommen (GRAF, BUCHNER etc.), hier sei nur verwiesen auf die von Fr. v. KOBELL in Abhandlung der K. Akademie der Wissenschaften, 1837.

Die Ausbeutung des Erdöles geschah noch im vorigen Jahrhundert in mehr oder weniger engen Grenzen. Als 1803, nach der Säkularisation des Klosters Tegernsee, die Erdölquellen bei den Höfen Finner und Rohbogen in den Besitz des bayerischen Staates übergingen, ließ dieser, besonders ab 1838, um die Produktion zu heben, einige Schächte und Stollen anlegen; aber dieser kleine bergbauliche Betrieb wurde 1840 wieder eingestellt als das Auftreten von Grubengasen

die Arbeiten hinderte. Die Gewinnung des Erdöles, das als Tierarzneimittel, Wagenschmiere etc. verkauft wurde, geschah wie früher durch Abschöpfen des freiauslaufenden Öles auf dem mitauftretenden Wasser.

Im Jahre 1881 erwarb eine Münchener Gesellschaft, bestehend aus den Bankgeschäften Flesch & Ulrich in Augsburg und Leopold Weil in München, die Erdölvorkommen bei den Höfen Finner und Rohbogen vom bayerischen Staate und begann mit den Bohrarbeiten, die ab 1882 von dem Bohrtechniker SIEGMUND geleitet wurden. Das kleine Kapital dieser Gesellschaft ging bald zu Ende; es wurde mit einer kanadischen Bohrfirma, Bergheim & Garvey, ein Vertrag abgeschlossen, zufolge dem diese Firma die Arbeiten gegen Gewinnanteil in Akkord aufnahm: aber 1884 wurde auch diese Tätigkeit eingestellt. Bis 1. Januar 1887 wurde nur mehr ein Produktionsbetrieb durch Pumpen fortgesetzt; aus acht fündig gewordenen Bohrlöchern, neun Bohrungen, von denen eine die Tiefe von 208,32 m erreichte, waren angesetzt worden, konnten bis zur Einstellung ca. 200000 kg Erdöl gewonnen werden.

Von dieser Münchener Gesellschaft erwarb 1888 die Chemische Fabrik A.-G. in Hamburg die Höfe Finner und Rohbogen nebst den Bohrrechten. Die Bohrungen wurden aber erst 1898 unter Leitung des Geschäftsführers Dr. BÖTTCHER aufgenommen; der Betrieb nannte sich „Erdölwerk Tegernsee“, die Gesellschaft selbst hatte inzwischen den Firmennamen in „Aktien-Gesellschaft für Teer- und Erdöl-Industrie, Berlin“ geändert. Von 1898—1900 wurden drei Bohrungen X (243 m), XI (241 m) und XII (236 m), von denen zwei fündig wurden, niedergestoßen; eine davon wird noch heute durch Handbetrieb periodisch gepumpt und soll jährlich etwa 25000 kg Rohöl liefern, das an die Vereinigten Maschinenfabriken Augsburg-Nürnberg abgegeben wird. Eine weitere Bohrung (XIII, 600 m), die 1899 niedergebracht wurde, traf kein Öl an. Die erreichten Gesamtproduktionsmengen, ca. 127000 kg Erdöl, das an Ilzhöfers Nachf. in Augsburg, an die Vereinigten Maschinenfabriken Augsburg-Nürnberg geliefert, teils in der Fabrik Pasing verarbeitet wurde, genügten nicht, den Betrieb nutzbringend zu gestalten; so wurde wiederum die Bohrtätigkeit eingestellt und die Gründe um Finnerhof und Rohbogen gingen zur Schaffung eines Landsitzes in Privatbesitz über.

Unabhängig von diesen Bohrarbeiten unternahm die Pfälzer Bank in Mannheim in den Jahren 1895—1898 im Breitenbachtal auf dem Sandsteinrücken südlich von dem Finner Wäldchen drei Tiefbohrungen, die der Bohrtechniker SIEGMUND leitete; von den drei Bohrungen, deren eine 348 m Tiefe erreichte, gingen zwei verloren. Bohrung II soll bei 111 m gute Ölsuren gezeigt haben.

Außerdem brachte eine Petroleum-Importgesellschaft, Gebrüder Pott in Mannheim, im Jahre 1898 eine Bohrung in der Nähe des Sees, (südlich) von Rohbogen, nieder; die Bohrung wurde, weil ergebnislos, aufgegeben.

SIEGMUND, der alle Hoffnung auf das Tegernseer Erdöl setzte, erwarb dann für sich Gründe und Bohrrechte südlich von Rohbogen gegen Wiessee zu und es gelang ihm dann auch, eine holländische Gesellschaft für seine Pläne zu gewinnen (s. DRIESSEN a. a. O.).

Ich hatte bereits 1900 mich mit der Aktien-Gesellschaft für Teer- und Erdölindustrie, Fabrik Pasing, deren Direktor nunmehr Dr. BÖTTCHER war, in Verbindung gesetzt, um nähere Angaben über deren Arbeiten bei Finner und Rohbogen zu erhalten und in entgegenkommendster Weise wurde meinen Wünschen entsprochen. Im gleichen Jahre hielt ich im Naturwissenschaftlichen Verein zu Regensburg einen Vortrag „Das Erdöl und die Bedeutung Regensburgs für den Petroleummarkt“,

wobei ich auch das Tegernseer Erdölvorkommen erwähnte und sagte: „Es (Einstellung der Bohrungen) ist das sehr zu bedauern, und es wäre außerordentlich zu wünschen, daß, gestützt auf eine sorgfältige geologische Untersuchung des Gebietes und unter Berücksichtigung der bisher gemachten Erfahrungen, die Schurf- und Bohrarbeiten in rationeller Weise wieder aufgenommen würden, sowohl um die Frage, in welchem geologischen Horizont das Erdöl auftritt, als auch die Mächtigkeit und Verbreitung dieses Vorkommens, welche ja die technische Ausbeutung bedingen, endgültig, sei es nun im positiven oder negativen Sinne, zu entscheiden. Triftige Gründe, warum hier in der Tiefe nicht größere Mengen von Erdöl vorkommen sollten, sind bisher in keiner Weise erbracht.“

Ferner stellte auf meine Anregung hin die Chemische Abteilung der Technischen Hochschule München für die Studienjahre 1900/01 und 1901/02 die Preisaufgabe „Das geologische Vorkommen der natürlichen Kohlenwasserstoffe in Bayern“; die Aufgabe wurde von dem Kandidaten des Berg- und Hüttenfaches JOHANN HERTEL mit besonderer Berücksichtigung des Tegernseer Erdöles bearbeitet, konnte aber nicht die Förderung der bisherigen Kenntnisse über das Erdölgebiet, wie sie erwartet worden war, bringen. Deshalb schlug ich dem damaligen Vorstand der Geognostischen Landesuntersuchung Bayerns, Oberbergrat Dr. v. AMMON, vor, Herrn FINK (jetzt Oberregierungsrat Dr. FINK am Oberbergamt in München) mit der geologischen Aufnahme zu betrauen. So erschien 1904 als erste eingehende Arbeit „Der Flysch im Tegernseer Gebiet mit spezieller Berücksichtigung des Erdölvorkommens“ (mit einer geologischen Karte 1 : 25 000).

Inzwischen hatte ich, anschließend an die Besichtigung im Sommer 1901, wiederholte Begehungen des Erdölgebietes am Tegernsee, seiner näheren und weiteren Umgebung ausgeführt. Der Besuch der Grundstücke um Finner und Rohbogen wurde mir durch das Entgegenkommen des Besitzers, Herrn Geheimen Baurat Dr. v. RIEPPEL, weitgehendst gestattet, wie mir durch dessen Verwalter MEYER wertvolle Aufschlüsse über das Auftreten des Erdöles gegeben wurden. Die Aktiengesellschaft für Teer- und Erdölindustrie, Fabrik Pasing, überließ mir durch Vermittlung des Herrn Direktor Dr. BÖTTCHER Bohrjournale, Bohrprofile, Bohrproben u. s. w. ihrer Bohrungen sowie der ihrer Vorgänger. Es konnten demnach, als die Dortdsche Petroleum-Industrie Maatschappij in Amsterdam, die durch SIEGMUND für das Tegernseer Erdöl interessiert worden war, sich 1903 wegen eines Gutachtens an mich wandte, diesem neben den alten Erfahrungen eine Reihe neuer Erkenntnisse — auch FINK stellte seine bis dahin gewonnenen zur Verfügung — zugrunde gelegt werden. Die Gesellschaft erwarb hierauf unter der tatkräftigen Führung ihres Direktors, Herrn Bergingenieur A. STOOP, außer den Bohrrechten von SIEGMUND noch weitere Gründe in der Umgebung von Wiessee und begann bereits 1904 mit den Bohrarbeiten, die Herr Administrator A. DRIESSEN, jetzt Direktor des Jod- und Schwefelbades Wiessee, leitete; 1907 erstand die „Erste Bayerische Petroleum-Gesellschaft m. b. H.“ (s. DRIESSEN a. a. O.).

Von 1904—1912 waren 11 Tiefbohrungen niedergestoßen worden, deren eine, Nr. VI, die Tiefe von 1142 m erreichte. Nr. I, IV und VII wurden fündig und haben vom 15. August 1906 bis 31. Dezember 1919 zusammen 4 147 692 l Erdöl ergeben. In Bohrung Nr. III wurde bei 676,5 m eine jod- und schwefelhaltige Quelle erbohrt, die zur Gründung des Bades Wiessee (s. DRIESSEN a. a. O.) führte. Jodhaltiges Wasser wurde ferner in der Bohrung Nr. V bei 636 m, in Nr. VIII bei 613 m und in Nr. IX bei 898 m Tiefe angetroffen. Bohrung Nr. II wurde bei 491 m vernagelt, Nr. X bei

115 m¹) und Nr. XI bei 234¹) m Tiefe aufgelassen. Das Öl wurde anfänglich mit Tankwagen nach einer im Bahnhof Gmund am Tegernsee errichteten Tankanlage gebracht und später durch eine Rohrleitung dahin gepumpt. Die in erheblichen Mengen auftretenden Gase wurden und werden noch jetzt zu Heizzwecken und für den Betrieb von Gasmotoren verwendet. Seit der 1912 erfolgten Niederlegung des Bohrbetriebes, der ab 1911 auf alleinige Rechnung des Herrn Direktor A. Sroop erfolgte, da die Dordtsche Petroleum-Industrie Maatschappj in diesem Jahre von der K. Holländischen Petroleum-Gesellschaft übernommen worden war und diese kein Interesse an den Tegernseer Arbeiten hatte, wird das Erdöl aus den noch produzierenden Bohrlöchern durch Pumpbetrieb gefördert. Das Öl wurde u. a. an Zeller & Gmelin in Eislingen geliefert.

Aus den 11 Bohrungen erhielt ich fortlaufend die Bohrproben in dankenswertester Weise zugestellt; sie bilden zusammen mit dem durch Herrn Direktor Dr. BÖTTCHER erhaltenen Material der früheren Bohrungen bei Finner und Rohhogen (I—XIII) die Grundlagen der nachstehenden Untersuchungen, deren Ergebnis zu anderen Schlüssen über die Erdölführung des Wiesseer Gebietes führt, als sie Herr Direktor DRIESSEN ziehen konnte; darüber später.

Ein wie wertvolles Öl das Tegernseer Erdöl darstellt, möge nachfolgende Tabelle, die einer Arbeit von KRAEMER und BÖTTCHER „Über die deutschen Rohpetrole, deren Untersuchung und Verarbeitung“ (Verhandlungen des Vereins zur Beförderung des Gewerbefleißes 1886/87, Berlin) entnommen ist, zeigen:

	bis 150°		bis 250°		bis 300°		über 300°		Rückstände	
	Benzin		Petroleum		Solaröl		Paraffin- und Schmieröl und Wasserdampf			
	%	sp. Gew.	%	sp. Gew.	%	sp. Gew.	%	sp. Gew.	%	sp. Gew.
Tegernsee	20,04	0,812	26,12	0,726	14,02	0,782	35,91	0,825	3,07	0,856
Pechelbrunn	1,30	0,888	16,37	0,720	17,07	0,778	47,88	0,824	16,28	0,893
Ölheim	0,74	0,885	11,05	0,750	9,75	0,805	73,91	0,852	3,92	0,900
Pennsylvanien	14,34	0,814	25,35	0,725	13,75	0,811	40,99	0,820	5,57	0,850
West-Galizien	14,21	0,842	16,93	0,723	12,30	0,786	47,58	0,831	8,95	0,882
Baku	0,63	0,880	21,73	0,762	15,55	0,811	57,97	0,853	4,10	0,903

Um weiteren Kreisen die Bedeutung des Erdölvorkommens am Tegernsee vor Augen zu führen, ist, als vom Mineralogischen Laboratorium und von der Geologischen Sammlung der Technischen Hochschule auf der Bayerischen Landes-Industrie-, Gewerbe- und Kunstausstellung in Nürnberg 1906 eine Ausstellung der nutzbaren Mineralien, Gesteine und Mineralwässer Bayerns veranstaltet wurde, auch das Erdöl vom Finnerhof nebst seinen Produkten zur Ansicht gebracht worden. Herr Geheimer Baurat Dr. v. RIEPPEL hatte die Freundlichkeit, die nötige Menge Erdöl zu überlassen und die Aktiengesellschaft für Teer- und Erdölindustrie, Fabrik Pasing,²⁾ übernahm die Darstellung der verschiedenen Erdölprodukte, die hier aus je 2¹/₂ kg Erdöl gewonnen werden konnten, so wie die Tabelle sie bringt:

1. Rohbenzin	743,0 g = 29,72%
1 a. Gasolin	162,5 „ = 6,50 „
1 b. Benzin	230,0 „ = 9,20 „

¹⁾ Nach DRIESSEN (a. a. O.); Bohrproben erhielt ich nur bis 110 m bzw. 230 m.

²⁾ Jetzt: Chemische Fabrik WEYL, Kommanditgesellschaft, Pasing.

1 c. Ligroin	146,0 g = 5,84 %
1 d. Naphta	97,0 „ = 3,88 „
2. Rohpetroleum	624,0 „ = 24,96 „
2 a. Rein- oder Leuchtpetroleum	592,8 „ = 23,71 „
3. Solaröl	169,0 „ = 6,76 „
3 a. Heliosöl (schweres Lampenöl)	161,0 „ = 6,44 „
4. Rohparaffinöl II	320,0 „ = 12,80 „
4 a. Reinparaffinöl II	305,0 „ = 12,20 „
4 b. Vaselineöl II	257,1 „ = 10,28 „
4 c. Paraffinschuppen I	47,9 „ = 1,92 „
5. Rohparaffinöl I	460,0 „ = 18,4 „
5 a. Reinparaffinöl I (Vaselineöl)	440,0 „ = 17,6 „
5 b. Schmieröl	343,0 „ = 13,72 „
5 c. Paraffinschuppen II	97,0 „ = 3,88 „
6. Goudron (Rückstand)	53,0 „ = 2,12 „
6 a. Hartasphalt	29,0 „ = 1,16 „

Das bei Wiessee erbohrte Erdöl ist von der gleichen Beschaffenheit.

Von der Zeit an, Sommer 1909, als die Quelle in Bohrung Nr. III angetroffen worden war und die durch Herrn Landesgeologen Dr. SCHWAGER in München erfolgte Untersuchung des Wassers einen erheblichen Gehalt an Jod feststellte, wandte die Erste Bayerische Petroleum-Gesellschaft ein Hauptaugenmerk dieser Quelle zu, deren weitere Analyse, die Herr Professor Dr. HINTZ im Chemischen Laboratorium Fresenius in Wiesbaden vorgenommen hatte, sie als eines der hervorragendsten Jod-Schwefel-Wasser Deutschlands kennzeichnete.

Die Analyse ergab folgendes Resultat:

In 1 kg (1000 Teile) des Wassers sind enthalten:

Kaliumchlorid	0,02545 g	Kalziumhydrophosphat	0,000217 g
Natriumchlorid	9,596 „	Kalziumhydroarsenat	0,000042 „
Natriumbromid	0,07906 „	Kalziumkarbonat	0,00550 „
Natriumjodid	0,04018 „	Strontiumhydrokarbonat	0,005911 „
Natriumsulfat	0,004544 „	Baryumhydrokarbonat	0,001447 „
Natriumhydrokarbonat	3,028 „	Magnesiumkarbonat	0,019 „
Natriumkarbonat	0,178 „	Magnesiumhydroxyd	0,001 „
Natriumhydrosulfid	0,1844 „	Ferrohydrokarbonat	0,000815 „
Lithiumhydrokarbonat	0,01403 „	Organische Substanz	0,0562 „
Ammoniumchlorid	0,008583 „	Borsäure (meta)	0,2079 „
Kalziumfluorid	0,004981 „	Kieselsäure (meta)	0,02726 „

Die Temperatur des Wassers beträgt $21,2^{\circ}\text{C}$ bei einer Lufttemperatur von 3°C , das spez. Gew. bei 15°C . 1,00915.

Die geologischen Verhältnisse des Wiesseer Gebietes hatten durch verschiedene Begehungen sowie durch die Untersuchung der Bohrproben manche Aufhellung erfahren. Besonders eine Bohrprobe aus der Tiefe von 504—512 m in Bohrloch I, die ich im Januar 1907 erhielt, erweckte Interesse; schon nach deren erster oberflächlicher Untersuchung erschienen mir die rötlichen und weißen Kalke als ähnlich denen beim Angermannshügel auf der Ostseite des Tegernsees, die schon IMKELLER als zur Kreide gehörig bezeichnet hatte. Unter dem Mikroskop erwies sich der Kalk als mit Foraminiferenresten angefüllt. Die Notwendigkeit eingehendster Untersuchung, zu der mir Zeit und Spezialkenntnis fehlten, veranlaßte mich, einen der bekanntesten Foraminiferenforscher, Obermedizinalrat Dr. EGGER, 1908 zu ersuchen, die Bohrproben aus 500 m Tiefe der Bohrung IV einer Prüfung zu unterziehen, die dann meine Ansicht, daß die Kalke der Kreide zuzurechnen seien, bestätigte.

Um weitere möglichste Klarheit in die Kenntnis des Tegernseer Flysches u. s. w. zu bringen, regte ich noch 1907 bei Herrn Direktor A. STOOB, der auch der wissenschaftlichen Erforschung der Gegend großes Verständnis entgegenbrachte, die geologische Untersuchung durch einen seiner Geologen, Herrn VAN LIER, an; dieser bestätigte in seinem ausführlichen Bericht im wesentlichen die Anschauungen FINKS und kam nur über die Lagerung der Sandsteinzone zu einer anderen Meinung.

Durch Erkrankung und Tod EGGERS, ferner dadurch, daß ich mich anderen Arbeiten widmen mußte, auch die langen Kriegsjahre anderweitige Tätigkeit forderten, kamen einige Jahre Stillstand in die Forschungsarbeiten und ich konnte nur darauf bedacht sein, sorgfältig die Bohrproben ordnen und möglichst viele Dünnschliffe anfertigen zu lassen. Mit großer Freude begrüßte ich es deshalb, als im November 1918 Herr Professor Dr. FÖRSTER, der sich schon vielfach mit der Erdöl- und Kaligeologie sowie mit dem Studium der Mikrofauna befaßt hatte,¹⁾ sich nach Durchsicht des Materials entschloß, dessen Bearbeitung gemeinsam mit mir zu übernehmen. Während wir die geologischen Begehungen und die sich daraus ergebenden Arbeiten gemeinschaftlich ausführten, ist die Durchsicht der Bohrproben und die Bestimmung der Foraminiferen ausschließlich das Werk Professor Dr. FÖRSTERS.

Wenn nun DRIESSEN seine mehrfach erwähnte treffliche Darstellung über die Bohrungen etc. bei Wiessee auf S. 26 und 28 mit der Bemerkung schließt: „... so ist es nicht wahrscheinlich, mit Rücksicht auf die geringen Chancen, die eine Fortführung der Exploration bieten könnte und die damit verbundenen enormen Spesen, daß die Bohrarbeiten jemals wieder aufgenommen werden,“ so möchten wir demgegenüber hervorheben, daß wir der Meinung sind, es sei durch die bisherigen Aufschlußarbeiten bei Finner, Rohbogen und Wiessee und durch die genaue Untersuchung der Bohrproben der Beweis erbracht, daß noch gewaltige Mengen von Erdöl in der Tegernseer sowie in der Flyschzone der bayerischen Voralpen überhaupt der Erschließung harren.

Das Ergebnis unserer gemeinschaftlichen Tätigkeit unterbreiten wir hiermit der Wissenschaft und danken den Herren Professor Dr. BROILI, Oberbergdirektor Dr. REIS, Privatdozent Dr. v. SCHWARZ und Professor Dr. WEBER für die Unterstützung, die sie unserer Arbeit haben zuteil werden lassen. Zu besonderem Dank sind wir aber Fräulein M. KERNAUL verpflichtet für ihre unermüdliche Mithilfe bei der Zusammenstellung und Ordnung des Materials sowie bei der Durchführung der Korrekturen.

Als die Korrektur der vorstehenden Ausführungen eintraf, war Professor Dr. B. FÖRSTER nicht mehr unter den Lebenden: ein Schlaganfall hatte am 18. Januar ganz unerwartet seinen Tod herbeigeführt. Ein Mann vornehmsten Charakters, ein Forscher von eingehendster wissenschaftlicher Bildung ist mit ihm dahingegangen.

¹⁾ B. FÖRSTER, Die Insekten des „Plattigen Steinmergels“ von Brunstatt (Abhandlg. z. geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen. III. Bd., 5. Heft 1891). — Ders., Geologischer Führer für die Umgebung von Mülhausen i. E. (Beilage zum Programm des Gymnasiums zu Mülhausen i. E. 1892). — Ders., Weißer Jura unter dem Tertiär des Sundgaus im Oberelsaß (Mitteilungen d. geol. Landesanst. v. Elsaß-Lothringen Bd. V, Heft 5, 1904). — Ders., Oberer Melanienkalk zwischen Huppererde und Fischechiefer bei Buchweiler im Oberelsaß (Mitteilungen d. geol. Landesanst. v. Elsaß-Lothringen Bd. VII, Heft 1, 1909). — Ders., Ergebnisse der Untersuchung von Bohrproben aus den seit 1904 im Gange befindlichen, zur Aufsuchung von Steinsalz und Kalisalzen ausgeführten Tiefbohrungen im Tertiär des Oberelsaß (Mitteilungen d. geol. Landesanst. v. Elsaß-Lothringen Bd. VII, Heft 4, 1911). — Ders., Die geologischen Verhältnisse der Kalisalzlager im Oberelsaß (Jahresber. d. Oberrhein. geol. Ges. 2. Bd., 3. Heft, 1912). — Ders., Die Versteinerungen a. d. Tiefbohrungen auf Kali im Oligozän des Oberelsaß (Mitteilungen d. geol. Landesanst. v. Elsaß-Lothringen Bd. VIII Heft 1, 1913).

Geboren am 22. Juni 1852 zu Zduny (Posen), absolvierte er 1872 das Gymnasium zu Schrimm (Posen), studierte an den Universitäten Breslau, Göttingen und Straßburg i. E. Mathematik und Naturwissenschaften und promovierte 1876 in Göttingen mit einer Arbeit über „Plänermulde östlich Alfeld“. In den Jahren 1876 und 1877 war er Assistent am Geogn.-paläont. Institut der Universität Straßburg, legte 1878 in Göttingen das Staatsexamen pro facultate docendi ab und kam 1879 an das Gymnasium zu Mülhausen i. E., wo er 1893 zum Professor ernannt wurde, nachdem er bereits 1892 auf Grund seiner wissenschaftlichen Arbeiten Mitarbeiter bei der Geologischen Landesanstalt von Elsaß-Lothringen in Straßburg geworden war. Als solcher hat er auch die Blätter Mülhausen West und Ost, Homburg und Altkirch der Geologischen Spezialkarte von Elsaß-Lothringen 1:25 000 aufgenommen. Außer den früher erwähnten Arbeiten wurden von ihm noch veröffentlicht: „Mitteilungen über das Oberelsässische Tertiär“ 1885, — „Die oligocänen Ablagerungen bei Mülhausen i. E.“ 1886, — „Die Gliederung des Sundgauer Tertiärs“ 1888, — „Über Schildkrötenreste aus dem Unteroligocän des Sundgaus“ (mit H. BECKER) 1888, die sämtlich in den Mitteilungen und Abhandlungen der Geologischen Landesanstalt von Elsaß-Lothringen erschienen sind. Von 1900 bis 1902 untersuchte er im Auftrage der Kon. Nederl. Maatschappy tot Exploitatie von Petrol-Bronnen en Nederl. Indie die geologischen Verhältnisse von Palembang auf Sumatra, von ~~Ywetj~~ *Wetj* auf Borneo und durchquerte bei dieser Gelegenheit auch Java. Einen grundlegenden Anteil hatten seine Arbeiten an der Entdeckung der Kalisalzlagerstätten im Elsaß. 1904 ging FÖRSTER in Pension und zog dann mit Frau und Sohn nach Pasing bei München. Während des Krieges 1914/18 tat er als Hauptmann d. L. Dienst in verschiedenen Gefangenenerlagern.

Seit 1918 war FÖRSTER mir ein lieber Mitarbeiter, dessen Verlust ich mit den Angehörigen des Mineralogisch-geologischen Laboratoriums der Technischen Hochschule tief betraure und dessen Andenken wir in hohen Ehren halten werden.

München, Februar 1923.

K. OEBBEKE.

Geologische Übersicht der Ablagerungen am Tegernsee.

Der ringsum von alluvialen und diluvialen Ablagerungen umkränzte Tegernsee ist seiner ganzen Länge nach im Westen und Osten dem Flysch der Vordoralpenzone eingebettet und wird im Süden von mesozoischen Schichten und nördlich von Tertiär begrenzt. Innerhalb des Flyschgebietes stehen am West- und Ostufer Kreideschichten an.

Lage der Bohrungen.

(Vgl. die Skizze Blattverschiebung auf Profiltafel Fig. 3).

Sowohl die Bohrungen bei den Gehöften Finner (F) und Rohbogen (R) als auch in der Gemeinde Wiessee (W) sind sämtlich im Flyschgebiet angesetzt.

Die Bohrungen am Finnerhof und Rohbogen (F_{1, 2}, R_{1, 3, 4, 6, 7, 8} in den Jahren 1882—1884 und R₁₀₋₁₃ in den Jahren 1898—1900) wurden auf einem kleinen Raum von etwa 0,02 qkm (DRIESSEN a. a. O. S. 9) niedergebracht.

Von den Bohrungen in der Gemeinde Wiessee wurden in den Jahren 1907 bis 1911 11 Bohrlöcher (W₁₋₁₁) gestoßen, von denen W₈ nördlich des Breitenbachs, die übrigen südlich davon angelegt worden sind.

Zusammenfassende Beschreibung der Bohrproben von Finner, Rohbogen und Wiessee.

Bohrung Finner I (F₁); erreichte Tiefe 118,85 m. Begonnen 2.1.1883, eingestellt 5.1.1884.
Schacht bis 43,50 m.

Tiefe in m	Gesteinsbeschaffenheit	Dünnschliff bei	Gas und Öl bei
6,8—8	Grauer und roter Ton, schwach schiefrig.		
9,6—17,2	Schwarzer Schiefer.		
20,5—53,3	Graues und rotes dünn-schiefriges Kalkgestein. ¹⁾	20,5 wenig Foraminiferen.	38 gute Ölspur, starke Gase. 51,7 gute Ölspur.
85,3	Bohrschmand mit Glimmer, Sandstein und Geröllchen.		85,30 gute Ölspur. 97—118 Öl.

Bohrung Finner II (F₂); erreichte Tiefe 32 m. Begonnen 5.6.1883, eingestellt 25.7.1883.
Schacht bis 15,5 m.

—17,35	Grauer Mergel mit Geröllen.		15,5 Ölspur. 16,85 gute Ölspur.
—25	Quarzglimmersandstein, Kieselkalk, bräunlichgrauer Kalk, roter Kalk.		18,75 sehr gute Ölspur. 21,45 " " " 28,25 Gase und Ölspuren. 29,80 " " "

Bohrung Rohbogen I (R₁); erreichte Tiefe 94,75 m. Begonnen 27.10.1882, eingestellt 24.5.1883. Schacht bis 24,5 m.

24,5—94,75	Roter und grauer bis schwarzer Tonschiefer.	90,7 sehr wenig Foraminif.	28,30 Öl. 42,40 gute Ölspur. 44,85—94,75 Gas und Öl.
------------	---	----------------------------	--

Bohrung Rohbogen III (R₃); erreichte Tiefe 113 m. Begonnen 7.11.1882, eingestellt 13.4.1883. Abgeteuft bis 10,50 m.

—9,20	Letten mit Geröllen.		5 sehr gute Ölspur. 9,20 Ölspur.
—16,50	Schwarzer Schiefer, Kieselkalk, Sandstein.		10,50 Ölspur. 12,30 Ölspur. 13,50 Öl.
26,85—113	Grauer, dünn-schiefriger Kalk und sehr wenig rötlicher Kalk.	26,85 voller Foraminiferen. 70,25—71,20 Foraminif.	54,13 etwas Öl und Gas. 72,15 Ölspur. 78 Ölspur. 89,05 Öl und starke Gase.

Bohrung Rohbogen IV (R₄); erreichte Tiefe 79,25 m. Begonnen 22.2.1884, eingestellt 4.4.1884. Schacht bis 9,5 m.

—7,25	Grauer Letten mit Gerölle.		5,20 gute Ölspur.
—40,5	Glimmersandstein, schwarzer Schiefer und Kieselkalk.		7,80 sehr gute Ölspur. 24 gute Ölspur. 40 Öl. 58 Öl.
—79,25	Grünlichgrauer dünn-schiefriger Kalk.	79,25 viele undeutl. Foraminiferen.	

¹⁾ Bei 34,1 m starker Wasserzudrang.

Bohrung Rohbogen VI (R₆); erreichte Tiefe 140 m. Begonnen 10. 7. 1883, eingestellt 3. 10. 1883. Schacht bis 8,85 m.

Tiefe in m	Gesteinsbeschaffenheit	Dünnschliff bei	Gas und Öl bei
—11,50	Grauer Ton mit Gerölle.		5,90 gute Ölspur.
(11,10)	Flieβsand.		8,25 Öl.
17—109	Kiesalkalk, schwarzer Schiefer, zuletzt etwas braungelber Kalk. ¹⁾	47,5 schwarze Körnchen und Stengelchen.	32,25 Ölspur und Gas. 61,50 Öl.
86,55	Bituminös. Glimmersandstein.		71,60 viel Öl und Gas.
90,50	" "		
92,65	" "	92,65 kleine schwarze Stengelchen.	

Bohrung Rohbogen VII (R₇); erreichte Tiefe 150 m. Begonnen 18. 8. 1883, eingestellt 16. 11. 1883. Schacht bis 9,15 m.

—7,10	Grauer Ton mit Geröllen.		6 gute Ölspur.
—27,4	Kiesalkalk und schwarzer Schiefer.		
30,5—32,5	Grauer schiefriger Kalk und roter Schiefer.	30,5 voller Foraminiferen.	
35—45,7	Schwarzer Schiefer, Kiesalkalk und Glimmersandstein.	45,7 kleine schw. Körnchen.	35 vorzügliche Ölspur.
46,30—150	Grauer Schiefer.		54,25 Öl.

Bohrung Rohbogen VIII (R₈); erreichte Tiefe 208,32 m. Begonnen 2. 1. 1884, eingestellt 19. 5. 1884. Schacht bis 9,65 m.

—2	Grauer Letten mit Geröllen.		1 sehr gute Ölspur
5,5—20,7	Schwarzer Schiefer, Kiesalkalk, gelbgrauer Kalk, bräunlichgrauer Kalk, roter Kalk und Schieferton.		6,8 gute Ölspur. 20,7 gute Ölspur.
—152	Grünlichgrauer Kalk u. grauer schiefriger Kalk, wenig roter schiefriger Kalk.	24,3 Foraminif. (<i>Discorb.</i> , <i>Oligosteg</i>)	32,5 Öl. 58 Öl.
172—208,32	Schwarzer Schiefer, Kiesalkalk, bräunlichgrauer Kalk, gelbgrauer Kalk, Sandstein.		

Bohrung Rohbogen X (R₁₀); erreichte Tiefe 243 m. Begonnen 9. 7. 1898, eingestellt 12. 11. 1898. Schacht bis 10 m.

10—89	Kiesalkalk, bräunlichgrauer Kalk, schwarzer Schiefer, Glimmersandstein.	22—23 viel schwarze Körnchen. 55—56 viel schwarze Körnchen.	77—80 im Bohrloch 12 cm Öl.
89—90	Etwas rötlicher Ton.		187,50 6 Stangen Öl.
—243	Grauer dünn gesch. Kalk.	91—92 viel Foraminiferen. 196—197 viel Foraminif. 235—240 " "	205 in 12 Std. 6 Barrels Öl. 228 im Bohrloch 4 Stang. Öl. 236 " " 6 " " 238 " " 10 " " 242 " " 13 " "

¹⁾ Bei 108 m Sprengversuch. Wegen Nachfall ohne Erfolg.

Bohrung Rohbogen XI (R_{11}); erreichte Tiefe 241 m. Begonnen 29. 11. 1898, eingestellt 13. 4. 1899. Schacht bis 10 m.

Tiefe in m	Gesteinsbeschaffenheit	Dünnschliff bei	Gas und Öl bei
—32	Schiefer und Sandstein (Bohrjournal) und Kalkstein.		
35—241	Hellgrauer, teilweise geschieferter Kalk.	35—42 Foraminiferen. 49—52 Foraminiferen.	35—42 riecht stark nach Petroleum. 67—75 riecht stark nach Petroleum. 98—103 riecht stark nach Petroleum. 123 in 4 Stdn. 4 Barrels Öl. 124 „ 10 „ 22 „ „ 153 15 Barrels Öl. 155 3 „ „ 200 in 45 Stdn. 7 Barrels Öl. 220 „ 12 „ 20 „ „ 241 „ 12 „ 6 „ „
		226—131 undeutl. Foram.	

Bohrung Rohbogen XII (R_{12}); erreichte Tiefe 236 m. Begonnen 20. 4. 1899, eingestellt 20. 8. 1899. Schacht 6 m?

6—40	Kieselkalk u. gelbgrauer Kalk.		
40—208	Grauer geschieferter u. violetter geschieferter Kalk.	40—48 undeutliche Foraminiferen. 107—115 kleine schwarze Körnchen. 135—138 undeutl. Foraminiferen.	65 in 24 Stdn. 3 Barrels Öl. 107—115 riecht nach Petroleum. 151,60 Ölspur, leichte Gase. 174 größere Gase u. Ölspur. 184,90 stärkere Gase und Ölspur.
208—226	Schwarzer Kieselkalk.	208—226 kleine schwarze Körnchen.	195,90 1 Stange Öl. 200,5 es schüttet stark.
226—236	Grauer Schieferkalk.	226—236 kleine schwarze Körnchen und Stäbchen.	208 3 Stangen Öl. 227,8 es fängt an zu schütt.

Bohrung Rohbogen XIII (R_{13}); erreichte Tiefe 600 m. Begonnen 18. 9. 1899, eingestellt 7. 9. 1900. Schacht 5,70 m.

—5,70	Grauer Letten mit Geröllchen aus Kieselkalk und gelbgrauem Kalk.		
10—27,40	Kieselkalk, gelbgrauer Kalk und Glimmersandstein.		
62—340	Feinschiefriger grauer Kalk. ¹⁾	215—225 schw. Körnchen. 250—260 schw. Körnchen.	
340—480	Glimmersandstein, Kieselkalk, violett. Ton, schw. Schiefer.	300—310 Foraminiferen. 420—425 schw. Körnchen.	
480—600	Geschieferter grauer Kalk.	440—450 schw. Körnchen.	

Bohrung Wiessee I (W_1); erreichte Tiefe 537,60 m. Begonnen 6. 12. 1904, eingestellt 30. 4. 1907.

—350	Kieselkalk und schwarzer Schiefer.	31—48 viel Foraminiferen. 159 hauptschw. Körnchen.	117 Ölspur. 133; 153; 175; 217; 302; 328 Gas.
		160 „ „ „	
		170 „ „ „	
		180 „ „ „	
		210 „ „ „	
		240 „ „ „	
		320 „ „ „	
		340 voller Foraminiferen.	

¹⁾ Sehr steil.

Bohrung Wiessee I (Fortsetzung).

Tiefe in m	Gesteinsbeschaffenheit	Dünnschliff bei	Gas und Öl bei
355—365	Gelbgrauer Kalkstein neben Kieselkalk und schwarzem Schiefer.		360 Ölspur.
370—425	Schwarzer Schiefer und Kieselkalk.		
430—455	Roter Kalk neben Kieselkalk. Glaukonitkörnchen.		411 Gas.
460—535	Hellgrauer und roter geschieferter Kalkstein.	485; 504; 505; 506; 507; 508; 509; 511; 517; 519; 520; 523. Ziemlich gut erhaltene zahlreiche Foraminifer. in anderen Arten als in 31—48 m und 340 m.	482 Gas. 494 Öl und Gas. 501 starker Ölausbruch.

Bohrung Wiessee II (W₂); erreichte Tiefe 492 m. Begonnen 2.1.1905, eingestellt 14.1.1907 wegen Rutschung der Röhrentour.

—224	Kieselkalk u. wenig schwarzer Schiefer.	109 schwarze Körnchen u. wenig Foraminiferen.	
234—375	Gelbgrauer Kalkstein neben Kieselkalk und schwarzem Schiefer.		215 Gas. 291; 307; 315; 339; 367; 398; 417 Gas. 452 schwacher Geruch nach Petroleum.
380—491	Schwarzer Schiefer und Kieselkalk.	455; 491 schw. Körnchen u. wenig Foraminiferen.	457 schwacher Geruch nach Petroleum. 487 Gas. ¹⁾

Bohrung Wiessee III (W₃); erreichte Tiefe 713,8 m. Begonnen 1907.

—175	Schwarzer Schiefer u. Kieselkalk.		
180—275	Gelbgrauer Kalk neben Kieselkalk u. schwarzem Schiefer.		38; 102; 180; 232; 244; 302 Gas.
280—325	Schwarzer Schiefer u. Kieselkalk.		
330—435	Bräunlichgrauer Kalk, schwarzer Schiefer, Kieselkalk.		
435—511	Glimmersandstein, rote Mergelstückchen, Kieselkalk.		491; 500 Gas.
442	Fleischroter Ton mit grünlichen Partien und Mergelstückchen, eckigen und kantengerundeten Gesteinsstückchen.		
511—676,5	Hellgrauer und roter dünn-schiefriger Kalk.	511; 605; 610; 615 zahlreiche Foraminif. (Discorbinen).	511 starke Gase u. Ölspur. 564; 579; 617; 653 Gas.
676,5—696	Hell- und dunkelgrauer Kalk, schwarzer Schiefer, Glaukonit, Gerölle, Sandstein. ²⁾	692 zahlreiche Foraminif. anderer Arten.	
700—713,8	Brocken von Kieselkalk, Sandstein, gelbgrauer Kalk, Glaukonit, schwarzer Schiefer.	712 eine kl. Rhynchonella.	

¹⁾ Es soll Öl im Bohrloch gestanden sein?

²⁾ 676,5 starke J-S-Quelle ohne Öl.

Bohrung Wiessee IV (W₄); erreichte Tiefe 612 m. Begonnen 1907.

Tiefe in m	Gesteinsbeschaffenheit	Dünnschliff bei	Gas und Öl bei
—32	Kieselkalk.	32—37 und 37—42 helle Foraminiferen.	
32—42	Graugelber Kalk.	55—60 schw. Körnchen.	
70—130	Schwarzer Schiefer und Kieselkalk.	70—75 sehr undeutl. Reste von Foraminiferen. 79—81 besser erhaltene Foraminiferen. 81—85 Foraminiferen aus schwarzen Körnchen. 92; 96—102; 102 desgl.	
130—132	Sandstein.		130—132 schwacher aromatischer Geruch.
134—485	Schwarz.Schiefer u. Kieselkalk.	134—138 Foraminiferen aus schwarzen Körnchen.	135; 215—221; 291 Gas.
485—535	Roter Kalk, graugrünlcher, schiefriger Kalk. 500 rötliche, stark tonige Mergel-Ablagerungen mit scharfkantigen oder nur wenig gerundeten Geröllen und Foraminiferen.	459—464; 476 undeutliche Foraminiferen. 477—483 Foraminif. aus schwarzen Körnchen. 493—496 viel Foraminif. 498—500 " " 500 viel Foraminiferen.	473 starke Ölspur. 484 starke Ölspur. 491; 496 starke Ölspur. 513—518 Gas.
535	" "	535 " "	534 Ölspur.
535—612	Graurötlicher, schiefriger Kalk.	560; 565; 567; 575; 586; 596 Foraminiferen.	566 Öl- und Gasausbruch bis über den Bohrturm.

Bohrung Wiessee V (W₅), Seebohrung; erreichte Tiefe 756 m. Begonnen 1907.

—400	Kieselkalk und schwarzer Schiefer.	157, 228 schw. Körnchen, Andeutung v. Foraminif.	368 Gas.
405—435	Gelbgrauer Kalk, Kieselkalk, schwarzer Schiefer.		423 Gas.
438—440	Roter toniger Mergel mit Geröllen (roter Kalk, gelbgrauer Kalk, Kieselkalk. ¹⁾)		
440—527	Kieselkalk und schwarzer Schiefer.		527 Ölspur.
530—756	Grünlichgrauer und roter Kalk und Mergel, teilweise dünn-schiefrig. ²⁾		570 Gas. 675 Gas.

Bohrung Wiessee VI (W₆); erreichte Tiefe 1142 m. Begonnen 1907.

—370	Kieselkalk und schwarzer Schiefer.		348 Gas.
375—510	Graugelber Kalk, schwarzer Schiefer und Kieselkalk.		
515—565	Graues schiefriges Kalkgestein.		531 Öl. 568 Gas.
572	Roter Ton mit bis hirsekorn-großen gerundeten Gesteinsstückchen.		
575—1142	Graues und rötliches Kalkgestein. ³⁾	933.5 wenig Foraminiferen.	650 Öl.

¹⁾ 438 Nagelfluh aus hartem rotem Ton mit eingebackenen Geröllchen bis zu Erbsengröße.²⁾ Wasser; wenn W₃ nicht mehr sprudelt, dann W₅ überlaufend.³⁾ 830 Wasser.

Bohrung Wiessee VII (W₇); erreichte Tiefe 637 m. Begonnen 1907.

Tiefe in m	Gesteinsbeschaffenheit	Dünnschliff bei	Gas und Öl bei
—571	Schwarzer Schiefer und Kieselkalk.	300 einzelne Foraminif.	336 Ölspur.
573—578	Graurötlicher Ton mit bis hirse-korngroßen Geröllchen und eckig. Kieselkalkstückchen.	375 schwache Andeutung von Foraminiferen.	377 Ölspur. 407 Ölspur.
580—637	Roter und grauer schiefriger Kalk.		477; 515; 540 Gas. 579; 614 Öl.

Bohrung Wiessee VIII (W₈); erreichte Tiefe 725 m. Begonnen 1908.

—117	Kieselkalk und schwarzer Schiefer.		
119—132	Glimmersandstein mit Glaukonit, Kieselkalk u. schwarzem Schiefer.		
		141; 210; 220; 225; 230 keine Foraminiferen.	179 wenig Öl.
235—290	Gelbgrauer Kalk, schwarzer Schiefer, Kieselkalk.	236; 237 Reste von Foraminiferen.	
295—304	Rote Kalkbröckchen u. Kieselkalk.	245 Foraminiferen.	
310—580	Dunkelgraue Schiefer.		
592—598	Rote tonige Mergel mit gerundeten, kantengerundeten und eckigen Geröllen.		592—611 Gas- u. Ölspuren.
611—725	Rote u. graue schiefr. Kalke. ¹⁾		

Bohrung Wiessee IX (W₉); erreichte Tiefe 909 m. Begonnen 1909.

—423	Kieselkalk u. wenig schwarzer Schiefer.		205; 258; 375; 382; 413 Gas.
435	Nagelfluh in rotem Ton.		424 Ölspur. 502; 541 Gas.
460—909	Roter und grauer schiefriger Kalk. ²⁾	600; 645; 820; 822 zahlreiche Foraminiferen.	550 Ölspur. 670; 746; 755; 788; 794; 863 Gas.

Bohrung Wiessee X (W₁₀); erreichte Tiefe 110 m. Begonnen 1911.

—55	Gerölle.		
—110	Kieselkalk, schwarzer Schiefer, gelbgrauer Kalk.		

Bohrung Wiessee XI (W₁₁); erreichte Tiefe 230 m. Begonnen 1911.

—230	Schwarzer Schiefer u. Kieselkalk.		
------	-----------------------------------	--	--

¹⁾ 613 Wasser; keine Beziehung zu W₈.²⁾ 898 Wasser.

Kalkbestimmung der Proben aus W₉.¹⁾

Tiefe in m	% Ca CO ₃	Tiefe in m	% Ca CO ₃	Tiefe in m	% Ca CO ₃	Tiefe in m	% Ca CO ₃
10	53,12 53,22	247	71,87 72,08	435	16,15 16,05	630	81,31 81,09
22	66,— 66,10	253	43,71 43,81	437	54,95 54,95	635	76,13 76,24
50	32,96 33,16	263	56,26 56,36	450	42,38 42,48	640	84,95 85,05
75	30,13 29,90	290	64,57 64,67	475	72,28 72,18	645	86,58 86,38
100	55,45 55,55	327	48,76 48,86	500	77,95 77,35	650	55,55 55,65
125	50,48 50,68	362	34,99 35,29	525	78,96 79,17	655	91,95 92,15
150	61,23 61,43	378	14,30 14,50	550	79,16 79,06	660	85,36 85,26
173	57,88 57,98	390	16,61 16,71	575	73,29 73,39	665	80,19 80,29
199	59,50 59,40	410	24,69 24,79	600	69,34 69,34	670	82,62 82,72
227	59,70 59,90	425	27,87 27,77	625	73,28 73,28		

Über die Bohrungen Finner-Rohbogen finden sich in den Aufzeichnungen von Dr. W. BÖTTCHER, dem Leiter der Bohrungen von 1882—1884, folgende allgemeine Bemerkungen: „Die Bohrlöcher 1, 2, 3 auf Rohbogen und Nr. 2 auf dem Finner wurden mit dem Fabianschen Freifallbohrer mit der Hand Tag und Nacht geschlagen. Die Bohrlöcher 4, 6, 7, 8 auf Rohbogen und Finner 1 wurden mit der kanadischen Dampfbohrmethode nur bei Tag geschlagen.

Die Beschaffenheit des Gebirges hat es erforderlich gemacht, jedes Bohrloch mit einem Schacht zu beginnen.“

Auf die Gesteinsbeschreibung im Bohrjournal konnte kein Wert gelegt werden, da sie mit den vorliegenden Bohrproben nicht übereinstimmte. Wir haben deshalb hauptsächlich nur die vorhandenen Bohrproben berücksichtigt.

Über die Bohrungen bei Wiessee gibt die Arbeit von DRIESSEN jeden nur gewünschten Aufschluß.

Nach dem Durchsinken der alluvialen und diluvialen Ablagerungen wurden zu oberst dunkelgraue bis schwarze Schiefer in Abwechslung mit hell- und dunkelgrauen, teilweise oolithischen harten Kieselkalken, darin untergeordnet gelblich- und bräunlichgraue, dichte Kalke, ferner Glimmersandsteine angetroffen. Darauf folgten graue bis rötliche konglomeratische Mergel und Tone oder harte rote Nagelfluh. Die tieferen Schichten bestanden aus hellgrauen und rötlichen dünn-geschiefertem Mergelkalken und zu unterst (in W₃ bei 692 m, W₅ bei 748 m und W₆ bei 1138 m) aus harten Kalken und Glaukonitknollen. In den meisten Bohrproben finden sich weiße Körnchen aus kohlen-saurem Kalk, die von zahlreichen Spalten und Spältchen des Gesteins herrühren.

¹⁾ Herr Privatdozent Dr. v. SCHWARZ hatte die große Liebenswürdigkeit, diese Bestimmungen mit dem Kalzimeter zu machen, wofür wir ihm besonders dankbar sind. Vergleichskalk 99,96% Ca CO₃.

Von makroskopischen Versteinerungen wurde nur in W_3 bei 712 m eine kleine unbestimmbare Rhynchonella gefunden, während die Dünnschliffe in den verschiedensten Tiefen mehr oder weniger Foraminiferen, Radiolarien, Bryozoën und kleine Schwammreste enthielten. — Die Schichten standen meist sehr steil, so daß die Bohrarbeiten außerordentliche Schwierigkeiten zu überwinden hatten, dagegen war mit Wasserzufluß außer in Finner I bei 34,10 m Tiefe wenig zu kämpfen.

In W_3 bei 676,5 m, W_5 bei 636 m, W_6 bei 830 m, W_8 bei 613 m und W_9 bei 898 m wurde jod- und schwefelhaltiges Wasser erbohrt. Die Untersuchung des Wassers aus W_3 ergab so günstige Resultate, daß hierauf das jetzt blühende Bad Wiessee gegründet wurde, das heute die stärkste Jod-Schwefelquelle Deutschlands darbietet (DRIESSEN S. 39).

Gesteinsbeschaffenheit.

Eine genaue Beschreibung der Flyschgesteinsarten am Tegernsee gab zuerst FINK S. 4—7. Vgl. auch GÜMBEL, Geogn. Besch. d. b. Alpengebirges S. 620—623, wo sie erschöpfend behandelt sind.

Schwarze Schiefer. Meist dunkelgrau bis schwarz, in dünn geschichteten Bänken, ebenflächig, seltener etwas rau, von guter Spaltbarkeit. Sie bleichen an der Oberfläche stark aus und zerfallen in griffelförmige Stückchen.

Der Kalkgehalt ist im ganzen gering, schwankt aber bedeutend.

Rote Schiefer. Diese wurden in den Bohrungen zwar nicht angetroffen, wir müssen sie jedoch erwähnen, da sie in der Schichtenfolge eine große Rolle spielen. Sie sind von ziegelroter bis dunkelroter Farbe und zerfallen bei der Zersetzung in eine lettige Schmiere. Nach FINK kommen sie nur an der Grenze der Kieselkalkgruppe gegen den überlagernden Sandstein vor.

Kieselkalke. (Flyschkalkhornstein, Macigno nach GÜMBEL.) Hell- bis dunkelgrau bis schwarz. Brausen meist nur wenig mit verdünnter Salzsäure, oft gar nicht. Der Kalk- und Kieselgehalt wechselt. Die Struktur ist dicht bis feinkörnig, sehr oft feinoolithisch von eingeschlossenen Foraminiferengehäusen. Bei hohem Kieselgehalt werden sie glasig und hornsteinartig.

Von Abarten des Kieselkalks sind besonders zu erwähnen:

- a) Oolithischer Kieselkalk.
- b) Dichter gelbgrauer Kalkstein.
- c) Dichter bräunlichgrauer Kalkstein. Beide Abarten sind nur wenig kieselhaltig. Sie treten hauptsächlich im mittleren und unteren Teil des Komplexes: Schwarzschiefer-Kieselkalk auf.

d) Dunkle bis schwarzgrüne und rote, zuweilen glasige Kieselkalke. In den Bohrproben haben wir davon nur selten kleine Splitterchen gefunden; dagegen treten sie in zahlreichen bis 40 cm mächtigen Bänken in der obern Schwarzschiefer-Kieselkalkzone am Zeiselbach auf. Sie mögen wohl die Veranlassung der äußerst starken Abnutzung der Bohrmittel gewesen sein, die DRIESSEN (S. 19) bei Bohrung W_2 in 385—450 m Tiefe erwähnt. Aus diesen Tiefen waren die Proben stark rostig. Solche rostige Proben finden sich auch in den andern Bohrungen, woraus man dann wohl auf starken Kieselgehalt schließen darf.

Die Kieselkalke kommen in Platten und Bänken vor, die von zahlreichen größeren und kleineren bis kleinsten Kalkspatadern durchzogen sind. Sie spalten in dünnen Platten, der Bruch ist splittrig. Bei der Verwitterung werden sie sandsteinartig und klingen beim Zerschlagen.

Sandstein. Hellgrau, stets mit Quarzkörnchen und weißen Glimmerschüppchen und wenigen kleinen Glaukonitkörnchen. Meist feinkörnig. Sehr geringer Kalkgehalt, mehr tonig.

Die Sandsteine bilden am Tegernsee die oberste Abteilung des Flysches. In den Bohrungen traten sie nur an wenigen Stellen auf, z. B. in Bohrung W_8 von 205—232 m und in Bohrung R_{13} von 340—380 m.

Nagelfluh. Aus hartem rotem Ton mit vielen Quarzkörnchen, einigen Glaukonitkörnchen und zahlreichen eingebackenen scharfkantigen bis kantengerundeten Geröllchen bis zu Erbsengröße aus oolithischem Kieselkalk, dichtem gelbgrauen Kalk, schwarzem Schiefer, rotem und hellgrünlichgrauem dünnschieferigem Kalk und weißen Glimmerblättchen. Wir haben sie nur in den Bohrungen W_5 bei 438 m und in W_9 bei 435 m Tiefe gefunden.

Seewerkalk. Hellgrünlichgrauer und rötlicher, mürber bis fester dichter Mergel und Kalkstein von sehr dünnschieferiger Struktur, der nach den Schichtflächen aber fast gar nicht spaltet. Er ist aus Tiefseeschlamm entstanden und besteht hauptsächlich aus den Gehäusen von Foraminiferen, die man oft schon mit bloßem Auge erkennen kann.

Mergel und Tone. a) Grauer bis grünlichgrauer, stark toniger, schiefriger Mergel mit kleinen Schieferbröckchen und Glimmerblättchen innerhalb des Seewerkalkes. Wir haben ihn nur in den Bohrungen F_1 bei 29—35 m und R_{10} bei 146 m festgestellt, wird aber naturgemäß viel öfter vorkommen.

b) Roter, stark toniger und sandiger bis konglomeratischer Mergel. Enthält viel Quarzsand und Glimmer, glaukonitische Körnchen und Splitterchen und abgeriebene sowie auch gut erhaltene Foraminiferen (EGGER, handschriftliche Mitteilung), zahlreiche feinere und gröbere Gerölle aus Kieselkalk, Schwarzschiefer und Seewerkalk. An der Grenze der unteren Schwarzschiefer-Kieselkalkzone gegen den darunter liegenden Seewerkalk.

Glaukonitknollen. Knollen aus dunkelgrauem bis schwarzem hartem oolithischem Kalkstein mit viel Glaukonit- und Quarzkörnchen und außerordentlich zahlreichen schwarzen eisenhaltigen Körnchen (Schwefelkies), die wohl aus Glaukonit entstanden sind. Die Glaukonitknollen liegen zu unterst in den Bohrungen und sind nur in W_3 bei 692 m, in W_5 bei 748 m und W_6 bei 1138 m Tiefe erbohrt werden.

Das ursprüngliche Material besteht der Hauptsache nach aus den Verwitterungsprodukten kieselsäurehaltiger Ton- und Kalkgesteine mit geringem Kaliumgehalt. Nach der Austrocknung und Zusammenpressung entstanden darin außer größeren Spalten eine Unmenge feiner Haarspalten, auf denen sich der durch das zirkulierende kohlenensäurehaltige Wasser aufgelöste kohlen-saure Kalk wieder auskristallisierte. Auf ihm beruht wohl hauptsächlich der reiche kohlen-saure Kalkgehalt der Kieselkalk-Schwarzschiefergesteine aus Bohrung W_9 in den Proben aus 10—327 m Tiefe (bis 72% $CaCO_3$). In der darauffolgenden Zone, der Konglomeratzone (362—450 m Tiefe), nimmt der Kalkgehalt bedeutend ab, bis zu 14% und steigt dann in der darunter liegenden Zone der hellgrünlichgrauen und rötlichen feingeschiefertn Kalke bis zu 92% (vgl. die Tabelle auf S. 96).

Die Kieselsäure ist zum Teil als ursprüngliche Quarzkörnchen oder durch Lösung und Imprägnation in den Kieselkalke enthalten, in denen sie zur Bildung der glasigen Kieselkalke und Hornsteine Veranlassung gegeben hat.

Alkalien sind im Glaukonit wieder gebunden worden. Nach HAUSHOFER bestehen die Glaukonite aus der bayerischen Kreide- und Nummulitenformation meist aus

44—50%	Kieselsäure,
20—32 „	Eisenoxyd,
1,5—7 „	Tonerde,
3—7 „	Eisenoxydul,
4—8 „	Kali,
7—14 „	Wasser.

Das Eisen scheint ursprünglich größtenteils als Oxyd vorhanden zu sein. Der Glaukonit ist wohl unter Mitwirkung der organischen Substanz der Foraminiferen entstanden und ist dann durch Auslaugung des Kalis in Form von schwarzen Körnchen, die sich so außerordentlich zahlreich besonders in den schwarzen Schiefen finden, weiter umgebildet worden zu Magneteisen und, bei Gegenwart von Schwefelverbindungen, die ebenfalls aus der organischen Substanz der Foraminiferen stammen, zu Schwefeleisen resp. Schwefelkies. So weisen die schwarzen Körnchen, welche überdies noch oft die Form von Foraminiferen andeuten, auf das ursprüngliche Vorhandensein zahlreicher Foraminiferen hin.

Foraminiferen aus den Bohrproben.

(Hierzu Taf. I und II.)

Von makroskopischen Versteinerungen wurde in den vorliegenden Bohrproben nur aus 712 m Tiefe der Bohrung W₃ eine kleine unbestimmbare Rhynchonella gefunden. Dagegen zeigten die Dünnschliffe aus den verschiedensten Tiefen eine reiche Mikrofauna. Darin treten ganz besonders zahlreiche Foraminiferen hervor. Es lagen im ganzen über 2000 Bohrproben vor, deren makroskopische Untersuchung schon eine geraume Zeit in Anspruch nahm. Von ihnen wurden auf Veranlassung OEBBEKE'S aus den verschiedensten Tiefen über 200 Dünnschliffe angefertigt, deren mikroskopische Untersuchung außerordentlich mühsam war, da doch nur die Durchschnitte der Foraminiferen vorhanden waren und darnach die Bestimmung der Arten erfolgen sollte. Da außerdem die einzelnen Individuen in den verschiedensten Lagen von der Schlißfläche getroffen sind, so ergeben sich für ein- und dieselbe Art oft sehr verschiedene Schlißbilder, die sich erst bei genauerem Überlegen zu einem zusammengehörigen Ganzen ordnen.

Ich zeichnete zunächst aus den einzelnen Schlißen die am besten erhaltenen oder besonders auffälligen Exemplare und brachte auf diese Weise gegen 1300 Figuren zusammen, aus denen ich dann die gleichen Arten zusammenstellte und die geeignetsten für die Bestimmung herauszog. Nach der Bestimmung der verschiedenen Arten suchte ich dann für die beigegebenen Tafeln etwa 334 Exemplare heraus, die bei der endgültigen Zeichnung mit dem Mikrometer gemessen und nach der Natur so genau wie möglich wiedergegeben wurden. Dabei war wegen der Unsumme der Bilder das Auffinden der richtigen Exemplare oft sehr schwierig und zeitraubend, da ich es versäumt hatte, die einzelnen Stellen genau zu bezeichnen. Erst später kam ich darauf, daß ein einfacher Tintenpunkt auf dem Deckgläschen hierbei vorzügliche Dienste leistete.

Ich legte besonderen Wert darauf, den Eindruck des Bildes genau wiederzugeben. Leider konnte der Lichtdruck dem nicht gerecht werden, so daß ich mich genötigt sah, bei vielen Zeichnungen die Hauptlinien zu verstärken.

Obwohl ich mir große Mühe gegeben hatte, möglichst alle in den Schlißpräparaten vorhandenen Arten festzustellen, so habe ich doch eingesehen, daß dies eine Unmöglichkeit war. Bei dem ungeheuren Reichtum an Individuen, die sich

oft schon in einem einzigen Beobachtungsfeld unter dem Mikroskop darbieten, zeigten sich bei jeder neuen Untersuchung stets andere Exemplare, die in die nähere Auswahl hineingehörten; endlich mußte aber doch einmal Schluß gemacht werden. Dabei ist zu berücksichtigen, daß nur von dem zehnten Teil der Bohrproben Schiffe angefertigt worden sind und jeder Schliff wiederum nur einen Zufallstreffer bedeutet. Trotzdem dürfte das vorliegende Material genügen, um zu einem abschließenden Urteil über die geologische Zugehörigkeit der durchbohrten Schichten zu gelangen.

Der Erhaltungszustand der Foraminiferen ist im ganzen befriedigend, so daß man den Eindruck gewinnt, daß die Schälchen ursprünglich an Ort und Stelle abgelagert sind und jedenfalls keinen weiten Transport zu ertragen gehabt haben. Ferner spricht dafür der Umstand, daß in einem Schliff gewöhnlich zahlreiche Individuen der gleichen Art vorhanden sind. Sehr viele sind an der Peripherie von einem mehr oder weniger ausgedehnten Strahlenkranz wahrscheinlich von Kalkspatnadelchen umgeben, die sich nach der Befestigung des Meeresschlammes zu Gestein gebildet haben.

Foraminifera.¹⁾

Imperforata.

Familie *Miliolidae*.

Schale kalkig, porzellanartig, dicht. (Die meisten lebenden Formen bewohnen seichtes Wasser.)

Unterfamilie *Peneroplinae*.

Schale spiral oder zyklisch.

Gattung *Orbitolina* LAM.

Schale kalkig mit agglutinierten Sandkörnchen oder einer feinmaschigen kieseligen Deckschicht, schüsselförmig gewölbt, oben etwas ausgehöhlt. Oberfläche dicht, glatt oder konzentrisch gestreift. Schale aus einer Schicht von konzentrischen Ringen gebildet, die durch Querscheidewände in zahlreiche Kammern zerlegt werden. Der äußere Teil jeden Kämmerchens wird durch sekundäre Scheidewände in Sekundärzellen zerlegt.

MARTIN, Untersuchungen über den Bau von *Orbitolina* (*Patellina* auct.) von Borneo. 1889.

EGGER, Der Bau der Orbitolinen und verwandter Formen. 1902.

Orbitolina concava LAM.

Taf. I, Fig. 1 - 8.

EGGER, Oberbayr. Foram. S. 145. Taf. 22, Fig. 34.

Fig.	aus Bohrung	W ₁ ; 240 m Tiefe,	Durchmesser	0,18 mm
" 2	" "	W ₁ ; 485 "	" "	0,12 "
" 3	" "	W ₁ ; 505,6 "	" "	0,13 "
" 4	" "	W ₁ ; 506,3 "	" "	0,11 "
" 5	" "	W ₂ ; 109 "	" "	0,09 "
" 6	" "	W ₂ ; 109 "	" "	0,23 "
" 7	" "	W ₃ ; 615 "	" "	0,09 "
" 8	" "	W ₄ ; 96-102 "	" "	0,09 "
" 9	bei der Bayer-Säge	" "	" "	0,63 "
" 10	" "	" "	" "	0,39 "
" 11	" "	" "	" "	gehören nicht zu <i>O. concava!</i>
" 12	" "	" "	" "	

¹⁾ In der Systematik folge ich ZITTEL-BROILL, Grundzüge der Paläontologie. 4. Aufl. 1915.

EGGER unterscheidet ausgewachsene und Jugendformen. Es kommen flache und schüsselförmige Exemplare vor. Das bei EGGER auf Taf. 22, Fig. 34 abgebildete junge Exemplar von 0,18 mm Durchmesser gehört zu den kleinsten gefundenen Exemplaren. Es ist ganz eben, zeigt bei durchfallendem Lichte beide Seiten nahezu gleich durchscheinend und läßt wahrnehmen, wie sich um eine zentrale etwas größere Scheibe niedere Ringe von fast gleicher Höhe kreisförmig anlegen und wie diese Ringe durch senkrecht auf den Windungslinien stehende Stäbchen in zahlreiche kleine Gitter abgeteilt werden, mit denen sie am Rande abschließen (vgl. hierzu unsere Fig. 1—8 auf Taf. I).

Die Jugendgehäuse von der typischen Schüsselform lassen bei 0,20 mm Scheibendurchmesser die nach unten gekehrte Wölbung (EGGER, Taf. 24, Fig. 40) wahrnehmen; die Absonderung in Zentralscheiben und Ringe erscheint aber nicht so deutlich, wie bei den ganz flachen Jugendformen. Statt der Gitternetze zeigen sich mehr körnige Abscheidungen in den konzentrischen Ringen (Taf. 24, Fig. 38 und 39). Bei uns scheint Fig. 1, 5 und 8 auf Taf. I hierher zu gehören.

Über das Vorkommen sagt EGGER S. 206: „Als auffallend ist zu erwähnen, daß in den Mergeln von Galling und Pattenau von *O. c.* als große Seltenheit ganz kleine Jugendformen aufgefunden wurden, während von größeren Schalen dieser Art keine Spur zu entdecken war.“

In unseren Bohrungen kommt ebenfalls nur diese kleine Jugendform, jedoch zahlreich, vor, größere Exemplare fehlen vollständig. Die in den Fig. 9—11 auf Taf. I dargestellten Formen gehören nicht hierher, ich habe sie nur zum Vergleich abgebildet.

Es werden sowohl die von EGGER beschriebenen als auch die bei uns vorkommenden Exemplare als besondere Art aufgefaßt werden müssen, da sonst das vollständige Fehlen ausgewachsener Exemplare nicht zu erklären wäre.

Fig. 1 besteht aus einem mittleren Kern, der aus kleinen schwarzen Körnchen zusammengesetzt ist, und zwei vollständig erhaltenen Ringen, die ebenfalls von schwarzen Körnchen gebildet werden. Der innere Ring besteht aus einer Zellenreihe. Der Zwischenraum zwischen den eiförmigen Zellen, die Zellwände, sind ein wenig heller. Der äußere, auch aus schwarzen Körnchen bestehende Ring ist nur sehr unvollkommen erhalten. Die Zwischenräume zwischen den Ringen und dem Kern sind hell durchsichtig; sie bildeten die Scheidewände. Der Inhalt der Zellen wurde in die schwarze Masse verwandelt, während die Zellwände der Umwandlung größeren Widerstand entgegensetzten.

Fig. 2. Ein heller Kreis. In der Nähe der Peripherie ein dunkler Kreis aus sehr kleinen Gesteinsfragmenten (Zellen?).

Fig. 3. Ein heller Kreis. In der Nähe der Peripherie ein dunkler Ring aus zwei Kreisen solcher sehr kleiner Gesteinsfragmente (Zellen?).

Fig. 4. Kreisförmiger Durchschnitt. In der Nähe seiner Peripherie verläuft ein dunkler Ring aus voneinander getrennten Zellen (?), in der Mitte befindet sich eine dunkle Scheibe. Der Ring ist von der Peripherie des Durchschnitts sowie von der inneren Scheibe je durch einen helleren Rand getrennt.

Fig. 5. Kreisförmiger Durchschnitt mit hellem Mittelpunkt und fünf deutlichen hellen Kreisen, die die ursprünglichen Wände bildeten. Die Zwischenräume der hellen Kreisringe sind aus schwarzen Körnchenringen zusammengesetzt. Die schwarzen Körnchen entsprechen den ursprünglichen Kämmerchen und sind wohl aus der Protoplasmamasse entstanden. Der äußere Körnchenring ist etwas abgedrückt.

Fig. 6. Schwarzer, kreisförmiger Durchschnitt mit ganz hellem Mittelpunkt und einem hellen Ring in der Nähe der Peripherie, der aus lauter sehr kleinen hellen, voneinander getrennten Kämmerchen besteht. Um den Kreis läuft ein gezackter, grober, schwarzer Strahlenkranz.

Fig. 7. Kreisförmiger, heller Durchschnitt mit einem dichten, hellen Strahlenkranz. In der Nähe der Peripherie ein schwarzer Ring aus kleinen Kämmerchen (?), dicht daneben ein zweiter, feinerer Ring, der jedoch nicht ganz erhalten ist. Die Figur ist durch den Druck zu undeutlich geworden.

Fig. 8. Zeigt große Ähnlichkeit mit Fig. 5. Eine helle, kreisförmige Scheibe mit sechs konzentrischen Ringen aus sehr kleinen, schwarzen Körnchen. Der äußere Körnchenring ist etwas abgedrückt und nur teilweise erhalten. Vom Mittelpunkt bis zur Peripherie verläuft ein heller geradliniger Stab(?). — Die Fig. 9—12 gehören nicht zu *O. concava* und sind hier nur zum Vergleich eingereiht.

Fig. 9. Eiförmiger Durchschnitt von drei (davon zwei deutlichen und einem dritten undeutlichen) bräunlich gelblichen Schalenringen umgeben, die durch mehr oder weniger helle Linien getrennt und mit dunkleren parallelen Streifen versehen sind. Das Innere ist mit sehr feinem Gesteinsgrus angefüllt und mit kleinen schwarzen Körnchen untermischt.

Fig. 10 ist der vorigen sehr ähnlich.

Fig. 11 besteht aus einer kleinen schwarzen Mittelscheibe, die von einem hellen, schmalen Ring umgeben ist, von dem sechs gerade Stäbe zur Peripherie verlaufen. Die Zwischenräume zwischen den Stäben sind schwarz, die Stäbe selbst hell und teilweise dunkel bis schwarz.

Fig. 12 besteht aus einer dunkleren Mittelscheibe, um die sich ein hellerer peripherischer Ring gelegt hat, der von wahrscheinlich sechs dunkleren Stäben in gleichgroße Felder geteilt ist. Die Peripherie besteht aus einem dunkleren, sehr schmalen Ring. Hat etwas Ähnlichkeit mit Fig. 4, unterscheidet sich aber von ihr durch die Sechsteilung.

Die Fig. 1, 2, 5, 6 und 8 stammen von Exemplaren aus dem Kreideflysch,¹⁾ die übrigen aus den Seewerschichten.

Unterfamilie *Miliolinae*.

Schale ganz oder anfänglich aus knäueiförmig aufgewickelten Umgängen bestehend, in der Regel kalkig.

Zu den Miliolinen gehören die auf Taf. II, Fig. 98—100 und 102—106 abgebildeten Durchschnitte, denen die bei HEER (Urwelt) auf S. 202 in den Fig. 114a—l teilweise ähnlich sind und den von ALBERT HEIM (Geologie der Schweiz, Bd. 2, Lfg. 4, S. 302) in Fig. 76 gegebenen Durchschnitten aus dem oolithischen Schrattenkalk von Föhnenberg am Südadhang der Hochfluh vollständig gleichen.

Fig. 98	aus Bohrung	W ₁ ; 340 m	Tiefe,	Breite	0,25,	Länge	0,47 mm
" 99	" "	W ₁ ; 340 "	" "	"	0,29,	"	0,36 "
" 100	" "	W ₁ ; 340 "	" "	"	0,44,	"	0,6 "
" 101	" "	W ₁ ; 340 "	" "	"	Durchmesser	0,42—0,46	mm
" 102	" "	W ₁ ; 340 "	" "	"	Breite	0,47,	Länge 0,55 mm
" 103	" "	W ₁ ; 210 "	" "	"	0,14,	"	0,33 "
" 104	von der Bayer-Säge.			"	0,22,	"	0,35 "
" 105	aus Bohrung	W ₁ ; 340 "	" "	"	0,47,	"	0,67 "
" 106	" "	W ₁ ; 340 "	" "	"	0,42,	"	0,6 "

¹⁾ Ich nehme die Bezeichnung der verschiedenen Zonen, die sich aus der weiteren Untersuchung ergeben haben, hier vorweg.

Der kreisförmige Durchschnitt von Fig. 101 gehört nicht in diese Gruppe.

Eine nähere Bestimmung der Arten hat sich noch nicht durchführen lassen.

Die Exemplare aus den Tiefen 210 und 340 m der Bohrung W₁ stammen aus dem Kreideflysch, das Exemplar von der Bayer-Säge (Fig. 104) aus der Grenze von Seewer- und Glaukonitknollenzzone.

Gattung *Miliola* SCHULTZE.

Jeder Umgang ist an der Umbiegungsstelle geknickt und bildet daselbst eine innere Scheidewand.

1. Die Umgänge umhüllen sich vollständig (*Biloculina*).
2. Alle Umgänge sind in gleicher Ebene aufgewickelt und zugleich äußerlich sichtbar (*Spiroloculina*).

Miliola (Biloculina) cf. contorta D'ORB.

D'ORBIGNY, Die Formen des Wiener Tertiärbeckens. 1846.

EGGER, Oberbayr. Form. 1899. S. 20, Taf. 15, Fig. 14, 16.

Taf. 1, Fig. 13—16.

Fig. 13	aus Bohrung W ₁ ;	210 m Tiefe.	Höhe 0,26,	Breite 0,17 mm
" 14	" " W ₁ ;	340 " " "	0,59 " 0,39 "	
" 15	" " W ₄ ;	79—81 " " "	0,25 " 0,13 "	
" 16	" " W ₃ ;	692 " " "	0,25 " 0,09 "	

Fig. 13. Gestalt spitz eiförmig. Die beiden äußeren Umgänge schmal. Undeutlich durch den Ansatz von schwarzen Körnchen.

Fig. 14. Es sind vier Umgänge sichtbar, der letzte greift ziemlich weit über den vorletzten über.

Fig. 15. Die inneren Umgänge undeutlich.

Fig. 16. Kleine schmale Form; nur zwei Umgänge sichtbar, der innere am Außenrande etwas eingebuchtet. Der äußerste Umgang ist etwas gelblich gefärbt. Selten. Kreideflysch und Grenze zwischen Seewer- und Glaukonitknollenzzone.

Miliola (Biloculina) sp.

Taf. I, Fig. 17.

Fig. 17 aus der Bohrung W₄; 560,1—561,2 m Tiefe. Höhe 0,16, Breite 0,08 mm. Die letzte Kammer umfaßt die vorhergehende nur unvollständig.
Seewer.

Miliola (Biloculina) cf. vitrea KARRER.

KARRER, Über ein neues Vorkommen von oberer Kreideformation in Leitersdorf bei Stockerau und deren Foraminiferenfauna. 1870.

EGGER, Oberbayr. Foram. 1899. S. 20. Taf. 17, Fig. 27.

Taf. I, Fig. 18—20.

Fig. 18	aus Bohrung W ₁ ;	340 m Tiefe.	Höhe 0,42.	Breite 0,34 mm
" 19	" " W ₃ ;	692 " " "	0,33, " 0,26 "	
" 20	" " W ₃ ;	692 " " "	0,13, " 0,11 "	

Fig. 18 aus dem Kreideflysch, Fig. 19 und 20 aus dem Grenzgebiet zwischen Seewer und Glaukonitknollenschicht.

Perforata.

Familie *Lagenidae*.

Schale kalkig, mit ganz feinen Kanälen durchbohrt.

I. Einkammerig:

1. Kugelig bis eiförmig mit endständiger Mündung. Gatt. *Lagena*.
2. Kugelig oder eiförmig mit mehreren Öffnungen. Gatt. *Orbulinaria*.

II. Zwei- bis mehrkammerig:

- a) Zwei oder selten drei kugelige Kammern in der Weise aneinandergerichtet, daß die zweite mit einem Randausschnitt die erste Kammer und die dritte die beiden ersten ebenso umfaßt. Gatt. *Oligostegina*.
- b) Schale gerade.
- α) Schale stabförmig, Kammern in einer Reihe angeordnet, durch Einschnürungen getrennt. Gatt. *Nodosaria*.
- β) Die folgenden Kammern umfassen die vorhergehenden mit einem kleinen Ausschnitt. Gatt. *Lingulina*.
- γ) Die folgenden Kammern umfassen die vorhergehenden bis zur Hälfte. Gatt. *Frondicularia*.
- c) Schale gebogen. Gatt. *Marginula*.
- d) Anfangskammern spiral, die folgenden gerade. Gatt. *Flabellina*.
- e) Schale vollkommen spiral. Gatt. *Cristellaria*.
- f) Kammern unregelmäßig angehäuft. Gatt. *Polymorphina*.

Gattung *Lagena*.

Einkammerige, feinlöcherige Gehäuse mit einer endständigen Mündung. Von dieser zieht sich bei vielen Schalen ein röhrenförmiger Schlauch in das Innere der Schale hinein.

Einteilung¹⁾:

REUSS, Die Foraminiferenfamilie der Lageniden. 1862.

HÄUSLER, Die Lageninen der schweizerischen Jura- und Kreideformation. 1887.

EGGER, Foraminiferen aus Meeresgrundproben. 1895.

Für unsere Formen:

I. Mit kreisförmigem hinterem Ende.

a) Mit ganz kurzer Mündungsröhre:

1. ungekielt *L. globosa*.

L. ovum.

2. gekielt *L. marginata*.

b) Mit langer Mündungsröhre. *L. clavata*.

II. Mit zugespitztem hinterem Ende.

L. ellipsoidalis.

L. apiculata var. *elliptica*.

III. Querschnitt schiffchenförmig. *L. laevis*.

Von gestreiften Lagenen muß hier abgesehen werden, da im Schliffpräparat von der Streifung oder sonstiger Verzierung keine Spur mehr zu sehen ist.

Lagena globosa WALKER.

EGGER, Oberbayr. For. S. 102. Taf. 5, Fig. 3.

Taf. I, Fig. 21—24.

Fig. 21 aus Bohrung W₄; 498—500 m Tiefe; Höhe 0,3, Breite 0,22 mm

" 22 " " W₁; 504,5 " " " 0,14, " 0,07 "

" 23 " " W₃; 511—512 " " " 0,2 " 0,13 "

" 24 " " W₄; 37—42 " " " 0,48 " 0,35 "

Die typische *L. globosa* (Fig. 21) ist selten, während die Übergänge häufiger sind. So zieht sich bei Fig. 22 und 23 die Mündungsspitze schon etwas weiter vor, so daß der Querschnitt mehr birnförmig wird.

¹⁾ In sämtlichen Einteilungen werden die Übergänge betont. Auch bei unsern immerhin beschränkten Vorkommen lassen sich nur die Haupttypen aufstellen.

Fig. 21 aus der Konglomeratzone, Fig. 22 und 23 aus den obersten Seewerschichten, Fig. 24 aus dem Kreideflysch.

Lagena marginata WALKER.

EGGER, Oberbayr. For. 1899. S. 104. Taf. 5, Fig. 5.

Taf. I, Fig. 25—28.

Fig. 25	aus Bohrung	W ₁ ;	505,6 m	Tiefe,	Höhe	0,16,	Breite	0,13 mm
" 26	"	"	W ₁ ;	507,5 "	"	"	0,08,	" 0,07 "
" 27	"	"	W ₃ ;	598 "	"	"	0,12,	" 0,08 "
" 28	"	"	W ₁ ;	519 "	"	"		

Das vordere Ende verschmälert sich ziemlich schnell in eine kurze Spitze (Fig. 25 und 26). Bei Fig. 27 ist schon Annäherung an den eiförmigen Querschnitt vorhanden.

Fig. 25. Die äußere Randzone ist ein wenig gelblich gefärbt, nur der innere Kern ist mit Mineralgrus ausgefüllt.

Fig. 26. Der Außenrand ist ziemlich breit und verschmälert sich nach der Spitze.

Fig. 27. Das Innere ist ganz ausgefüllt mit unendlich kleinen schwarzen Körnchen, vielleicht der Rest der organischen Substanz. Die Gestalt ist etwas schlanker, der Rand ist außerordentlich schmal.

Das Eigentümliche dieser Art ist der Kiel. Es ist auffallend, daß dieser durch den Schliff so oft getroffen sein sollte. Es könnten auch hier mehrere ineinander liegende Kammern (Fig. 28) vorliegen, so daß an *Fronicularia* oder vielleicht *Cristellaria* gedacht werden könnte? Da solche Doppellinien aber auch bei der Schiffchenform (vgl. Fig. 36 von *L. apiculata* var. *elliptica*) vorkommen, so ist wohl an der Bestimmung *Lagena* festzuhalten. Vielleicht sind auch von der dicken Seitenwand beide Grenzlinien sichtbar. Dann gibt EGGER in seinen oberbayerischen Foraminiferen auf Taf. 24, Fig. 3 eine Jugendform von *Flabellina elliptica* NILSSON wieder, worüber er in der Beschreibung S. 109 sagt: „Ein kleines Jugendgehäuse von 0,19 mm Höhe hat nur zwei Kammern, eine erste schräg in der zweiten eingestellte, eine zweite die erste umfassend.“ Bei unsern Figuren steht dieser Auffassung entgegen, daß die innere und die äußere Randlinie immer genau parallel verlaufen.

Bei EGGER, Seewener Foraminiferen, sind auf Taf. I, Fig. 5 und 6 auch die Doppellinien angegeben, die dort allerdings sehr nahe aneinander stehen.

Seewer.

Lagena ovum EHRENBERG. Mikrogeologie. 1854.

EGGER, For. a. Meeresgrundproben. 1895. S. 323, Taf. X, Fig. 9.

Taf. I, Fig. 29—31.

Fig. 29	aus Bohrung	W ₃ ;	615 m	Tiefe.	Höhe	0,12,	Breite	0,07 mm
" 30	"	"	W ₃ ;	511—512 "	"	"		

Unsere Form in Fig. 29 ist etwas breiter als die bei EGGER a. a. O. abgebildete lebende. Fig. 30 entspricht schon mehr der lebenden Art. Der Erhaltungszustand ist so günstig, daß die feine Punktierung (?) der Schale deutlich zu sehen ist.

Die Zeichnung ist etwas zu schmal ausgefallen, so daß man hier mehr an *L. clavata* denken könnte.

L. ellipsoidalis SCHWAGER 1878, abgebildet auf Taf. 5, Fig. 1 bei EGGER, Oberbayerische Foraminiferen, die dem Namen nach hierher zu stellen wäre, gehört zu *L. apicalis* var. *elliptica*.

Fig. 31 aus Bohrung W₁, 504,9 m Tiefe, Höhe 0,25, Breite 0,14 mm, hat die ausgesprochene Eiform.

Oberste Seewerschichten.

Lagena clavata EGGER, nicht d'ORB.

EGGER, Oberbayr. For. 1899. S. 103, Taf. 5, Fig. 16.

Taf. I, Fig. 32 u. 33.

Fig. 32 aus Bohrung W₁; 504,9 m Tiefe. Höhe 0,18, Breite 0,09 mm

" 33 " " W₁; 506,3 " " " 0,14, " 0,09 "

Länge des Halses 0,09 mm.

Die beiden abgebildeten Exemplare gleichen so ziemlich der von EGGER a. a. O. gegebenen Abbildung. Die d'ORBIGNY'sche *L. clavata* hat eine scharfe Spitze am hintern Ende, welches Merkmal ausschlaggebend für die Artbestimmung ist.

Oberste Seewerschichten.

Lagena ellipsoidalis SCHWAGER.

SCHWAGER, Studio sui foraminiferi dei diutorni di Girgenti. 1878.

Taf. I, Fig. 34.

EGGER, Oberbayr. For. S. 102. Taf. 5, Fig. 1. 1899.

Fig. 34 aus Bohrung W₁; 37—42 m Tiefe. Höhe 0,22, Länge 0,21 mm.

EGGER gibt folgende Beschreibung, die auf unsere Art zutrifft: „Das Gehäuse ist eine Kugel von stets sehr geringem Umfang, erreicht 0,20 mm im Durchmesser. Es charakterisiert sich diese Art durch die Verlängerung der Schale in einen hintern Dornansatz und einen spitzen Mündungskragen. Letzterer ist so kurz wie der hintere Dorn, aber etwas kräftiger. Vorkommen Pattenauer Mergel, Gerhardsreut, Galling, Adelholzen, St. Johann.“

Unser Exemplar stammt aus dem graugelben Kalk des Kreideflysches. Ferner kommt diese Art vor in Bohrung W₈, 237 m Tiefe aus dem Kieselkalk des Kreideflysches.

Lagena apiculata var. *elliptica* Rss. 1863.

EGGER, Oberbayr. For. 1899. S. 103, Taf. 24, Fig. 27.

Taf. I, Fig. 35—37.

Fig. 35 aus Bohrung W₁; 505,3 m Tiefe. Höhe 0,31, Breite 0,16 mm

" 36 " " W₃; 511—512 " "

" 37 " " W₃; 598 " "

Fig. 35 und 37 stimmen mit der oben bei EGGER angegebenen Abbildung gut insofern überein, als die größte Breite in die Mitte der Schale fällt, während sie bei der typischen *L. apiculata* NILSS. mehr nach hinten liegt. Sie hat eine kleine Einbuchtung auf der linken oberen Hälfte, nur ist sie ein wenig breiter. Der Apex ist sehr deutlich. EGGER hat in seiner handschriftlichen Abhandlung das von uns abgebildete Exemplar unter dem Namen *L. apiculata* Rss., allerdings mit einem Fragezeichen, gezeichnet.

Außer dem in Fig. 35 abgebildeten Exemplar wurde auf demselben Schliffpräparat noch ein etwas undeutlicher ausgebildetes beobachtet, das mit der bei REUSS, Familie der Lageniden auf Taf. I, Fig. 7 gegebenen Abbildung, desgleichen mit Taf. 4 Fig. 22 bei HÄUSLER, Die Lageninen der Schweizer Jura- und Kreideformation, gut übereinstimmt.

Fig. 36 hat schon mehr Schiffchenform und dürfte von *L. laevis* abzuleiten sein. Die Mündung ist ziemlich stark ausgezogen.

Seewer.

Lagena laevis MONTAGU.

EGGER, Foram. d. Seewener Kreideschichten 1909. S. 29, Taf. 1, Fig. 5 u. 6.

Taf. I, Fig. 38—43.

Fig. 38	aus Bohrung	W ₁ ;	511,7 m	Tiefe.	Höhe 0,21,	Breite	0,08 mm
" 39	" "	W ₁ ;	505,6 "	" "	0,19,	" "	0,08 "
" 40	" "	W ₃ ;	595 "	" "	0,17,	" "	0,065 "
" 41	" "	W ₄ ;	493—496 "	" "	0,17,	" "	0,08 "
" 42	" "	W ₄ ;	37—42 "	" "	0,25,	" "	0,065 "

Sämtliche Abbildungen gleichen außerordentlich den von EGGER a. a. O. abgebildeten Schliffpräparaten aus dem Oedergraben und den roten Schichten von Unterbuchberg, auch den Fig. 43 und 45 auf Taf. 4 bei HÄUSLER, dagegen gar nicht. Fig. 2, Taf. 5 bei EGGER, Oberb. Foraminiferen, Fig. 40 hat sehr schlanke Anfangsspitze. Fig. 41, etwas abgerundet, erinnert an Fig. 30.

Fig. 42 sehr schlank, bemerkenswert aus dieser Schicht. Randlinien auch zugespitzt.

Fig. 43 aus Bohrung W₄; 37—42 m Tiefe, Höhe 0,23, Breite 0,04 mm, noch etwas schlanker.

Wie schon oben bemerkt, gehen die Lagenenformen sehr ineinander über. Im Vorhergehenden sind die Typen besonders hervorgehoben.

Fig. 38—40 stammen aus dem Seewer, Fig. 41 aus der Konglomeratzone und Fig. 42 und 43 aus dem Kreideflysch.

Gattung *Orbulinaria*.

HEER gibt in seiner Urwelt der Schweiz auf S. 195 in Fig. 104 und 105 die Abbildungen geschliffener Gesteinsflächen aus dem Seewerkalk. Genau dieselben Bilder geben unsere Schliffpräparate aus den Bohrungen bei Wiessee. In Fig. 104 bei HEER sind eine Unzahl ring- und eiförmiger Durchschnitte, zu denen sich in Fig. 105 noch stäbchen- und schneckenartige Durchschnitte gesellen. HEER sagt: „Von den vielen bis jetzt untersuchten Seewerkalken ist mir noch kein Stück, ja noch keine einzige Gesteinsfläche zur Ansicht gekommen, worin nicht die oben beschriebenen Charaktere in der einen oder der anderen Weise sich dargeboten hätten. Hieraus kann man sich ungefähr eine Vorstellung bilden, in welcher unbegrenzter Zahl die mikroskopischen Organismen des Seewerkalkes aufgehäuft sind.“

HEER rechnete diese kreisförmigen und ringförmigen Gebilde, offenbar Durchschnitte von kleinen Kügelchen und eiförmigen Körperchen, nach KAUFMANN zu der Gattung *Lagena*. Gegen die Zugehörigkeit zu dieser Gattung erhebt LORENZ (Geologische Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpiner Fazies — Südliches Rhätikon — Freiburg 1901) Einspruch und stellt dafür den Gattungsnamen *Pythonella* auf, der in ZITTELS-BROILI Grundzügen der Paläontologie 1915 Aufnahme gefunden hat. Dann widmet EGGER in seinen Foraminiferen der Seewener Kreideschichten diesen Organismen eine eingehende Untersuchung (S. 4—16). Er kommt darin zu dem Resultat, daß sie zu dem von Dr. RHUMBLER (Foraminiferen von Laysan und den Chataminseln 1906) neu aufgestellten Genus *Orbulinaria* gehören:

„Kuglige bis ellipsoidale sehr kleine Körperchen mit kalkiger Schale mit mehreren Öffnungen und einer eigentümlich schilfrigen, mäandrisch schuppigen Kalkwand. Die Öffnungen und Poren sind in der Regel nicht zu erkennen.“

Während KAUFMANN die kugeligen und eiförmigen Körperchen als zwei Arten, *Lagena sphaerica* und *L. ovalis*, auffaßte, vereinigen LORENZ und EGGER sie zu einer Art, welcher Ansicht ich mich anschließe.

Orbulinaria sphaerica KAUFM.

Taf. I, Fig. 44—56.

HEER, Urwelt. S. 195, Fig. 106.

EGGER, Seewer Kreidef. Taf. 5, Fig. 13—24 u. 28—41.

Aus der übergroßen Zahl der vorhandenen Individuen habe ich folgende ausgewählt:

Fig. 44	aus Bohrung	W ₄ ;	32—37 m Tiefe.	Durchmesser	0,23 mm
" 45	"	"	W ₄ ;	55—60 "	" " 0,065 "
" 46	"	"	W ₄ ;	81 "	" " 0,16 "
" 47	"	"	W ₄ ;	134—139 "	" " 0,12 "
" 48	"	"	W ₁ ;	210 "	" " 0,14 "
" 49	"	"	W ₁ ;	340 "	" " 0,31 "
" 50	"	"	W ₁ ;	340 "	" " 0,22 "
" 51	"	"	W ₂ ;	455 "	Höhe 0,1, Breite 0,23 mm
" 52	"	"	W ₁ ;	504,5 "	Durchmesser 0,09 mm
" 53	"	"	W ₁ ;	505,3 "	" " 0,16 "
" 54	"	"	W ₃ ;	598 "	" " 0,08 "
" 55	"	"	W ₃ ;	598 "	" " 0,13 "
" 56	"	"	W ₃ ;	645 "	" " 0,08 "

Kugelige und eiförmige Gehäuse meist mit gut erhaltener ziemlich dicker Schale, an der aber weder Öffnungen noch Poren zu beobachten sind. Der Durchmesser schwankt von 0,08 bis 0,31 mm. Manchmal sind die Wände etwas deformiert. Im Innern befindet sich dieselbe Gesteinsmasse wie außerhalb, ist jedoch etwas durchsichtiger. Die Durchschnitte stellen sich meist dar als zwei dicht nebeneinander liegende parallele Kreislinien oder Ellipsen mit hellerem Zwischenraum und Innerem. Die äußere Peripherie geht bei sehr vielen Exemplaren in einen strahligen Rand über. Eine unzweifelhafte Mündung habe ich nicht beobachtet. Es kommt, allerdings sehr selten, vor, daß ein größeres oder kleineres Stück fehlt. Fig. 49, 50 und 56 gehören vielleicht zu *Orbitolina*. Fig. 51 ist sehr spitz eiförmig und sehr stark zusammengedrückt.

In allen Tiefen sämtlicher Bohrungen von Wiessee, z. B. in Bohrung W₄:

in	37—42 m Tiefe	selten,
"	55—60 "	" "
"	65—70 "	" "
"	79—81 "	häufiger,
"	96—102 "	sehr zahlreich,
"	134—138 "	zahlreich,
"	176—178 "	selten und klein,
"	459—485 "	sehr selten und klein,
"	493—496 "	etwas häufiger,
"	498—500 "	selten,
"	535 "	sehr zahlreich.

Sie kommen abwechselnd häufiger oder seltener vor. Selbst in den schwarzen Schiefen, die sonst wenig oder gar keine Organismen mehr erkennen lassen, findet man bei sehr genauem Studium immerhin noch einige kleine *Orbulinarien*, so z. B. in W₁ in 320 m Tiefe. In den oberen Seewerschichten sind sie teilweise so häufig, wie HEER auf S. 196 schreibt: „... Das gemeinste Petrefakt des Seewerkalkes, welches in einem Kubikzoll zu mehreren Millionen enthalten sein muß.“ In der Schreibeckreide von Rügen kommen sie ebenfalls in zahlloser Menge vor.

Kreideflysch, Konglomeratzone, Seewer und Glaukonitknollenzone.

Gattung *Oligostegina*.

Neben den einkammerigen Orbulinarien treten öfters zwei- und dreikammerige Gehäuse auf, deren einzelne Kammern vollständig denen von *Orbulinaria* gleichen, die wegen der Art ihrer Aneinanderreihung aber doch zu einer besonderen Gattung gestellt worden sind.

Oligostegina laevigata KAUFM.

Taf. I, Fig. 57—69.

HEER, Die Polythalamien des Seewerkalkes. — In Urwelt S. 195. Fig. 108.

EGGER, Foramin. der Seewer Kreidesch. 1909. S. 16, Taf. 1, Fig. 25 u. Taf. 2, Fig. 5—13.

Fig. 57 aus Bohrung	W ₄ ;	32—37 m Tiefe.	Höhe 1.0,	Breite 0,6 mm
" 58 " "	W ₄ ;	70 " " "	0,04, "	0,08 "
" 59 " "	W ₄ ;	176—178 " " "	" "	" "
" 60 " "	W ₂ ;	455 " " "	0,065, "	0,052 "
" 61 " "	W ₃ ;	598 " " "	0,1, "	0,06 "
" 62 " "	W ₁ ;	509,3 " " "	0,13, "	0,13 "
" 63 " "	W ₄ ;	560 " " "	0,2, "	0,2 "
" 64 " "	W ₁ ;	511,7 " " "	" "	" "
" 65 " "	W ₁ ;	485 " " "	0,13, "	0,07 "
" 66 " "	W ₃ ;	615 " " "	0,22, "	0,17 "
" 67 " "	W ₃ ;	595 " " "	0,18, "	0,09 "
" 68 " "	W ₃ ;	645 " " "	0,16, "	0,08 "
" 69 " "	W ₁ ;	505 " " "	0,11, "	0,07 "

Die dreikammerige Form (Fig. 62 und 63) ist selten, ich habe sie nur in W₁, 485 und 509,3 m Tiefe, W₄ in 560 und W₃ in 598 m Tiefe beobachtet.

Gewöhnlich sind die Ränder scharf abgesetzt; manchmal ist der äußere Rand von einem Strahlenkranz umgeben. Zuweilen ist die Trennungswand der beiden Kammern undeutlich oder scheinbar gar nicht vorhanden. Bei Fig. 64 scheinen beide Kammern gegeneinander gedreht worden zu sein (vgl. EGGER, Seewer Foraminiferen Taf. 1, Fig. 25, S. 17).

Die zweikammerige Form ist nach HEER Urwelt S. 197 im Seewer Kalk sowie in der weißen Kreide auf Rügen ziemlich verbreitet. Häufig erscheint sie in den mittleren und oberen Schichten des Gault. Die dreikammerige Form fand sich hier und da im Gault, mehr in den oberen als in den mittleren Schichten. Bei uns ist sie meist vergesellschaftet mit *Orbulinaria*, jedoch viel weniger zahlreich.

Kreideflysch, Konglomeratzone, Seewer und an der Grenze zwischen Seewer und Glaukonitknollenzzone.

Besonders hervorzuheben ist die Größe von Fig. 57 neben den sehr kleinen Exemplaren von Fig. 58 und 60.

Gattung *Nodosaria*.*Nodosaria expansa* Rss.

REUSS, For. d. westfälischen Kreideformation. S. 44, Taf. III, Fig. 4.

Taf. I, Fig. 70.

Ein Bruchstück aus zwei schlanken Kammern mit länglicher Einschnürung, die sich gegen beide Enden verschmälern und zwei- bis zweieinhalbmal so lang als breit sind. Nach REUSS sehr selten im obern Seewermergel des Hilgenberges bei Hamm.

GRZYBOWSKI bildet in „Otwornice warstw inoceramowych okolicy Gorlic“ eine *Hyperammia* sp. aff. *subnodosiformis* auf Taf. VII, Fig. 5 ab, die vollständig mit unserm Exemplar übereinstimmt.

An der Grenze von Seewer und Glaukonitknollenmergel.

cf. *Nodosaria constricta* Rss.

REUSS, Die Versteinerungen d. böhmischen Kreideformation. 1845. S. 26, Taf. XIII, Fig. 12, 13.
Taf. I, Fig. 71.

Fig. 71 aus Bohrung W₁; 506,30 m Tiefe. Höhe 0,24, Breite 0,12 mm.

Es liegt ein in seinem Habitus von dem der bekannten Nodosarien sehr abweichendes Gehäuse von drei Kammern vor. Diese sind von oben nach unten stark zusammengedrückt, beinahe doppelt so breit wie hoch und von fast rhombenförmigem Durchschnitt. Sie sind voneinander durch tiefe Einschnitte getrennt und durch kurze Röhren verbunden.

Bei REUSS ist der Querschnitt rund, kuchenförmig und die Verbindungsröhre länger.

REUSS gibt an: „Nicht selten im Plänermergel von Luschwitz.“

Außer dem obigen Exemplar ist noch ein Rest dieser Art in Bohrung W₁, Tiefe 505,6 m gefunden worden.

Oberste Seewerschichten.

Nodosaria sp.

Taf. I, Fig. 72.

Fig. 72 aus Bohrung W₄; 493—496 m Tiefe. Höhe 0,13, Breite 0,07 mm.

Diese Art besteht aus zwei Kammern, von denen die erste kugelig und die zweite birnförmig ist und die etwas lang ausgezogene Mündung trägt. Die beiden Kammern sind durch eine tiefe,¹⁾ aber schmale Einschnürung voneinander getrennt.

Ich habe nur dies eine Exemplar gefunden; eine ähnliche Form konnte ich aus den entsprechenden Abteilungen der Kreideformation nicht feststellen.

Konglomeratzone.

Gattung *Lingulina*.*Lingulina furcillata* BERTHÉLIN.

EGGER, Oberbayr. For. S. 85, Taf. XXIII, Fig. 29.

Taf. I, Fig. 73 u. 74.

Fig. 73 aus Bohrung W₁; 505,6 m Tiefe.

„ 74 „ „ W₁; 507,5 „ „

Fünf allmählich an Größe zunehmende Kammern. Die ersten Kammern scheinen noch kugelig zu sein, während die folgenden mehr eiförmig sind.

Sie wird von EGGER aus Marienstein angegeben. Bei uns kommt sie mehrfach vor, ohne jedoch häufig zu sein.

Oberste Seewerschichten

Gattung *Frondicularia*.*Frondicularia* sp. *α*.

Taf. I, Fig. 75.

Fig. 75 aus Bohrung W₁; 485 m Tiefe. Höhe 0,17, Breite 0,05 mm.

Sehr kleines, schlankes Exemplar. Die Endkammer ist mehr als dreimal so groß als die Anfangskammer und spitzt sich zu einer länglichen Mündung zu.

Ich habe diese Art nur in der eben erwähnten Tiefe der Bohrung W₁ bemerkt, jedoch in mehreren Exemplaren.

Oberste Seewerschichten.

¹⁾ Die Einschnürung ist auf der Fig. 72 nicht tief genug gezeichnet.

Frondicularia sp. β .

Taf. I, Fig. 76—78.

Fig. 76 aus Bohrung W₁; 504,5 m Tiefe. Höhe 0,17, Breite 0,1 mm" 77 " " W₁; 511,7 " "" 78 " " W₄; 586 " " " 0,44, " 0,14 "

Fig. 76 und 77 enthalten zwei, Fig. 78 drei Kammern. Diese Art ist breiter als die vorige. Vielleicht ist Fig. 78 artlich verschieden von Fig. 76 und 77.

Ähnliche Gehäuse kommen mehrfach vor.

Seewer.

Gattung *Marginula*.*Marginula* cf. *bullata* Rss.

EGGER, Oberbayr. For. 1899, S. 96, Taf. IX, Fig. 13.

Taf. I, Fig. 79 u. 80.

Fig. 79 aus Bohrung W₁; 511,7 m Tiefe. Länge 0,1, Breite 0,04 mm" 80 " " W₄; 560—561 " " " 0,22, " 0,104 "

Sehr häufig findet man in den Dünnschliffen aus den Seewerschichten die kreisförmigen Durchschnitte durch drei, einen stumpfen Winkel bildende gleich große kugelige Kammern, die wohl als die Gehäuse einer auf der Seite liegenden *Marginula* anzusehen sind. Allerdings besitzt diese Gattung eine ausgezogene Mündung, die jedoch von den Durchschnitten nur in den seltensten Fällen getroffen werden kann. Immerhin ist es auffallend, daß ich auch nicht einen durch die Mündung gehenden Schnitt feststellen konnte.

Am nächsten kommen unsere Figuren der von EGGER a. a. O. gegebenen Abbildung.

Seewer.

Gattung *Flabellina*.*Flabellina Budensis* v. HANTKEN

v. HANTKEN, Die Fauna der Clavulina Szabói-Schichten. 1875.

EGGER, Oberbayr. For. S. 107, Taf. X, Fig. 1, Taf. XIII, Fig. 25 und Taf. XV, Fig. 20.

Taf. I, Fig. 81.

Fig. 81 aus Bohrung W₃; 511—512 m Tiefe. Höhe 0,23, Breite 0,11 mm.

Das leider schlecht erhaltene Exemplar scheint eine runde Anfangskammer zu haben, an die sich dann etwa sieben länglich lineare Kammern anschließen. Das Gehäuse erreicht seine größte Breite im ersten Drittel und scheint von dort ab gleich breit zu bleiben.

EGGER gibt diese Art von Gerhardsreut und aus den Pattenauer Mergeln an. Bei uns ist nur dies eine Exemplar gefunden worden, doch ist es möglich, daß von den einzelnen linearen Kammern, die ich zu *Bolivina tenuis* gestellt habe, einige hierher gehören.

Seewer.

Gattung *Cristellaria*.*Cristellaria subalata* Rss.

EGGER, Oberbayr. For. S. 118, Taf. XI, Fig. 20.

Taf. I, Fig. 82 und 83.

Fig. 82 aus Bohrung W₄; 565,3 m Tiefe. Höhe 0,16, Breite 0,16 mm." 83 " " W₄; 586 " " " 0,26, " 0,23 "

Die beiden abgebildeten Exemplare sind durch den Schliff auf der Seite getroffen. In Fig. 82 kommen auf den letzten Umgang sieben Kammern und auf den

inneren desgleichen, in Fig. 83 auf den äußern ebenfalls sieben Kammern, während die des inneren nicht zu erkennen sind. Der Kiel ist in Fig. 83 schwach angedeutet.

Von EGGER bei Gerhardsreut angegeben. — Es ist fraglich, ob Fig. 82 hierher gehört, da die innere Windung so viele Kammern hat.

Seewer.

cf. *Cristellaria gaultina* BERTHÉLIN.

EGGER, Oberbayr. For. S. 121, Taf. XXIII, Fig. 5.

Taf. I, Fig. 84—86.

Fig. 85 aus Bohrung W₀; 645 m Tiefe.

„ 84 „ „ W₀; 645 „ „ Höhe 0,39, Breite 0,31 mm.

„ 86 „ „ W₀; 645 „ „ „ 0,39, „

Fig. 85 besteht aus 13 Kammern im letzten Umgang, während Fig. 84 noch mehr (18) Kammern auf dem letzten und noch einige Kammern auf dem innern Umgang erkennen läßt. Es ist deshalb fraglich, ob beide Abbildungen zu der gleichen Art gehören. Die Kammerscheidewände haben schwach S-förmige Biegung und tragen bei Fig. 85 am äußern Ende knopfartige Verdickungen.

Nach EGGER wird diese Art an der Urschelauerstraße angetroffen.

Seewer.

? *Cristellaria* sp.

Taf. I, Fig. 87.

Fig. 87 aus Bohrung W₀; 645 m Tiefe.

Es kommen ziemlich viel Durchschnitte von zwei Kammern vor von ähnlichem Habitus, wie sie die Fig. 87 zeigt, aber doch alle wieder verschieden; es ist möglich, daß es Durchschnitte von *Cristellariengehäusen* sind, die auf der Kante liegen und vom Schliff auf der Vorderseite getroffen worden sind. Immerhin müßten dann aber doch mehr Kammern zu sehen sein. Ich gebe diese Abbildung, um das Vorkommen bekannt zu machen.

Seewer.

Gattung *Polymorphina*.

Taf. I, Fig. 88—91.

In dieser Gattung bringe ich die in den Fig. 88—91 abgebildeten, artlich voneinander verschiedenen Foraminiferen unter, ohne jedoch von der Richtigkeit der Einreihung überzeugt zu sein. Ich halte es jedoch für wichtig, diese recht charakteristischen Formen bekannt zu machen.

Fig. 88 aus Bohrung W₁; 210 m Tiefe. Höhe 0,26, Breite 0,17 mm.

„ 89 „ „ W₁; 340 „ „ „ 0,49, „ 0,34 „

„ 90 „ „ W₃; 615 „ „ „ 0,29, „ 0,1 „

„ 91 „ „ W₃; 595 „ „ „ 0,17, „ 0,05 „

Es handelt sich nur um seltene Vorkommen.

Fig. 88 und 89 stammen aus dem Kreideflysch, Fig. 90 und 91 aus dem Seewer.

Familie *Textularidae*.

Schale kalkig, von groben Kanälen durchbohrt. Kammern in zwei abwechselnden Reihen angeordnet, teilweise mit dreizeiligen „Ahnenresten“ oder einzeiligen Endkammern.

I. Durchweg zweireihig.

1. Kammern senkrecht zur Mittelaxe, Vorderende zugespitzt, Gestalt keilförmig.

Gatt. *Textularia*.

2. Vorderende abgerundet; Gestalt ei- bis walzenförmig. Gatt. *Plecanium*.

3. Vorderende von einer Kammer gebildet, teilweise resorbiert.

Gatt. *Bolivina*.

II. Anfänglich dreizeilig, später zweizeilig.

Gatt. *Gaudryina*.

III. Anfänglich zweireihig, dann einreihig.

Gatt. *Bigenerina*.

IV. Verlängert. Kammern sämtlich in gerader Reihe stehend, niedrig. (Einreihig, mit dreizeiligem „Ahnenrest“?)

Gatt. *Rhabdognium*.

V. Spiral.

Gatt. *Bulimina*.

Gattung *Textularia*.

Diese Gattung ist durch außerordentlich zahlreiche Individuen in verschiedenen Arten vertreten, die ich in folgender Weise in den Schliffpräparaten auseinander halten konnte:

I. Kammern unbedornt.

a) Kammern kugelig (im Schliff kreisförmig).

α) Kammern fast gleich groß.

T. sp. α.

β) Kammern gleichmäßig an Größe zunehmend.

1. Keilförmig, 4—5 kammerig.

T. globulosa

2. Schlank keilförmig, 5—6 kammerig.

T. globifera.

3. Sehr schlank keilförmig, 6—8 kammerig.

T. pygmaea.

4. Breit kegelförmig, 4—5 kammerig.

T. conulus. T. sp. β.

γ) Ungleichmäßiges Wachstum. Die beiden letzten Kammern unverhältnismäßig größer als die vorhergehenden, 4—6 kammerig.

T. pupa.

b) Kammern länglich eiförmig, schräg gegen die Mittelachse gestellt. Vorderende zugespitzt (Unterschied gegen *Bolivina*), Übergang zu *Bolivina*

T. Partschii.

II. Kammern bedornt.

a) Kammern kugelig bis sechseckig

T. aculeata.

b) Kammern eiförmig bis länglich-eiförmig.

T. aciculata.

Textularia globulosa EHRENBURG (Mikrogeologie 1854).

Gümbelina globulosa EHRENB. — EGGER, Oberbayr. For. 1899.

Textularia globulosa EHRENB. — EGGER, For. d. Seewener Kreidesch. 1909.

Taf. I, Fig. 92—99.

Fig. 92 aus Bohrung W₁; 504,9 m Tiefe. Länge 0,18, größte Breite 0,10 mm.

„ 93 „ „ W₁; 505,3 „ „ „ 0,26, „ „ 0,16 „

„ 94 „ „ W₃; 511—512 „ „ „ 0,27, „ „ 0,11 „

„ 95 „ „ W₄; 567 „ „ „ „ „ „

„ 96 „ „ W₄; 596 „ „ „ 0,21, „ „ 0,1 „

„ 97 „ „ W₆; 933 „ „ „ 0,27, „ „ 0,21 „

„ 98 „ „ W₉; 600 „ „ „ 0,22, „ „ 0,12 „

„ 99 „ „ W₉; 645 „ „ „ 0,21, „ „ 0,12 „

Ich stelle zu dieser Art nur die schlankeren Formen mit fünf abwechselnden kugeligen Kammern, während ich die breiteren bei *T. conulus* eingereiht habe. Die Mundöffnung ist besonders an den älteren Kammern dadurch bemerkbar, daß die Wände am inneren Rand nicht völlig aneinander schließen.

Die Figuren geben Durchschnitte in verschiedenen Lagen wieder.

Seewer.

Textularia conulus Rss.

REUSS, Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen, besonders im Gosau-tale und am Wolfgangsee. 1854.

Taf. I, Fig. 100—105.

Fig. 100	aus Bohrung	W ₁ ; 526	m Tiefe.	Länge	0,22,	größte	Breite	0,13 mm.
" 101	" "	W ₁ ; 505,3	" "	" "	0,16,	" "	" "	0,07 "
" 102	" "	W ₃ ; 615	" "	" "	0,25,	" "	" "	0,14 "
" 103	" "	W ₄ ; 493—496	" "	" "	0,1,	" "	" "	0,09 "
" 104	" "	W ₉ ; 600	" "	" "	0,21,	" "	" "	0,09 "
" 105	" "	W ₉ ; 645	" "	" "	0,20,	" "	" "	0,09 "

Bei Fig. 100 ist die letzte Kammer ein wenig zu klein gezeichnet; es sind beiderseits sechs Kammern vorhanden. Bei Fig. 104 ist die zweite Kammer unverhältnismäßig groß, sogar größer als die dritte.

Fig. 103 aus der Konglomeratzone, die übrigen aus dem Seewer.

Textularia sp. α .

Taf. I, Fig. 106—109.

Fig. 106	aus Bohrung	W ₁ ; 210	m Tiefe.	Länge	0,17,	größte	Breite	0,14 mm.
" 107	" "	W ₁ ; 210	" "	" "	0,16,	" "	" "	0,13 "
" 108	" "	W ₁ ; 320	" "	" "	0,1,	" "	" "	0,08 "
" 109	" "	W ₁ ; 340	" "	" "	0,52,	" "	" "	0,3 "

Steht *T. conulus* ziemlich nahe, ist aber plumper, abgestumpft. Das in Fig. 109 abgebildete Exemplar ist bedeutend größer als die übrigen und gehört wahrscheinlich einer andern Art an.

Kreideflysch.

Textularia globifera Rss.

REUSS, Die Foraminiferen der westfälischen Kreideformation. 1860.

Taf. I, Fig. 110—116.

Fig. 110	aus Bohrung	W ₁ ; 505,6	m Tiefe.	Länge	0,16,	größte	Breite	0,07 mm.
" 111	" "	W ₃ ; 615	" "	" "	0,18,	" "	" "	0,09 "
" 112	" "	W ₄ ; 498—500	" "	" "	0,31,	" "	" "	0,14 "
" 113	" "	W ₄ ; 586	" "	" "	0,21,	" "	" "	0,08 "
" 114	" "	W ₉ ; 600	" "	" "	0,3,	" "	" "	0,14 "
" 115	" "	W ₉ ; 645	" "	" "	0,20,	" "	" "	0,09 "
" 116	" "	W ₉ ; 822	" "	" "	0,26,	" "	" "	0,08 "

Fig. 111 ist in Wirklichkeit etwas schlanker als die Zeichnung. Fig. 116 sehr schlanke Form, die Spitze sehr lang (bei den andern vielleicht abgebrochen), die letzte Kammer undeutlich und fraglich.

Fig. 112 stammt aus der Konglomeratzone, die übrigen aus dem Seewer.

Textularia pupa Rss.

REUSS, Die Foraminiferen der westfälischen Kreideformation. 1860.

Taf. I, Fig. 117—121.

Fig. 117	aus Bohrung	W ₁ ; 505,6	m Tiefe.	Länge	0,2,	größte	Breite	0,1 mm.
" 118	" "	W ₁ ; 511,7	" "	" "	0,22,	" "	" "	0,12 "
" 119	" "	W ₃ ; 595	" "	" "	0,39,	" "	" "	0,18 "
" 120	" "	W ₃ ; 598	" "	" "	0,33,	" "	" "	0,20 "
" 121	" "	W ₃ ; 615	" "	" "	0,35,	" "	" "	0,23 "

Ich zähle zu dieser Art Gehäuse von 3—6 abwechselnden kugeligen Kammern, von denen die letzte und manchmal auch die vorletzte unverhältnismäßig an Größe zugenommen haben. Es wurden nur einzeilige Schnitte bemerkt, solche mit zwei Kammerreihen sind mir nicht aufgefallen.

Sehr häufig.

Seewer, kommt auch in W₁, 450 m Tiefe, also in der Konglomeratzone vor.

Textularia pygmaea Rss.

REUSS, Die Foram. des norddeutschen Hils und Gault. 1863.

Taf. I, Fig. 122—126.

Fig. 122	aus Bohrung	W ₁ ;	509,3 m	Tiefe;	Länge	0,14,	größte	Breite	0,05 mm.
" 123	"	"	W ₃ ;	598	"	"	"	"	0,2, " " 0,06 "
" 124	"	"	W ₄ ;	535	"	"	"	"	0,21, " " 0,07 "
" 125	"	"	W ₉ ;	600	"	"	"	"	0,29, " " 0,1 "
" 126	"	"	W ₉ ;	645	"	"	"	"	0,33, " " 0,1 "

Gehäuse mit 6—8 sehr langsam an Größe zunehmenden, abwechselnden, kugeligen Kammern, so daß die Gestalt noch schlanker ist als bei *T. globifera*. Die meisten Durchschnitte zeigen auch hier nur eine Kammerreihe. Ich habe nur ein Exemplar mit beiden Kammerreihen (Fig. 125) finden können.

Ziemlich häufig.

Seewer.

Fig. 126 ist etwas eingeknickt. Die zweite Kammerreihe ist von dem Schnitt ein wenig getroffen.

Textularia Partschii Rss.

REUSS, Die Foram. d. Westfälischen Kreideformation. 1860.

Taf. I, Fig. 127—129.

Fig. 127	aus Bohrung	W ₄ ;	70—75 m	Tiefe.	Länge	0,13,	größte	Breite	0,07 mm.
" 128	"	"	W ₄ ;	81	"	"	"	"	0,23, " " 0,12 "
" 129	"	"	W ₄ ;	134—138	"	"	"	"	0,09, " " 0,052 "

Die nicht so selten vorkommende Art hat ein spitz kegelförmiges Gehäuse mit etwa 4—6 abwechselnden, länglich eiförmigen Kammern. Fig. 128 hat vollständige Schneckenform; nur die Zweireihigkeit und die geringe Größe sprechen dagegen. Bei Fig. 129 sind nur die schwarzen Ausfüllungen einzelner Kammern noch vorhanden, von den Umrissen des Gehäuses ist nichts mehr zu erkennen.

Kreideflysch.

Textularia aculeata EHRENBURG. Mikrogeologie. 1854.

EGGER, Foram. d. Seewener Kreidesch. 1909.

Taf. 1, Fig. 130—136.

Fig. 130	aus Bohrung	W ₁ ;	504,5 m	Tiefe.	Länge	0,21,	größte	Breite	0,13 mm.
" 131	"	"	W ₁ ;	505,3	"	"	"	"	0,22, " " 0,14 "
" 132	"	"	W ₁ ;	511,7	"	"	"	"	0,18, " " 0,12 "
" 133	"	"	W ₁ ;	526	"	"	"	"	0,28, " " 0,17 "
" 134	"	"	W ₄ ;	535	"	"	"	"	0,23, " " 0,08 "
" 135	"	"	W ₄ ;	596	"	"	"	"	0,22, " " 0,09 "
" 136	"	"	W ₉ ;	645	"	"	"	"	0,17, " " 0,07 "

Es liegen meist Bruchstücke vor. Fig. 132 stammt von einem etwas auf der Seite liegenden Exemplar mit fünf zweireihigen abwechselnden Kammern. Diese sind eiförmig und tragen je zwei dornige Ausläufer, wodurch sie im Querschnitt ein sechseitiges Aussehen erhalten.

In Fig. 135 scheint die oberste kugelförmige Kammer vier Dornen zu haben. Die unteren Kammern sind stärker bauchig gewölbt.

Seewer.

Textularia aciculata D'ORB.

D'ORBIGNY, Tableau méthodique de la classe des céphalopodes. Extr. des anaes des sc. nat. Tome VII.

EGGER, Foraminiferen der Seewener Kreide. 1909.

Taf. I, Fig. 137—142.

Fig. 137	aus Bohrung	W ₄ ; 498—500 m Tiefe, Länge 0,1, Breite 0,12 mm.
" 138	" "	W ₃ ; 595 " " " 0,18, " 0,065 "
" 139	" "	W ₉ ; 645 " " " " " "
" 141	" "	W ₄ ; 586 " " " 0,12, " 0,12 "
" 140	" "	W ₃ ; 595 " " " 0,16, " 0,08 "
" 142	" "	W ₃ ; 692 " " " 0,17, " 0,22 "

Fig. 137 entspricht am meisten der von EGGER a. a. O. auf Taf. I, Fig. 24 gegebenen Zeichnung. Er sagt, daß diese an verschiedenen Orten aufgefundene Art in jedem Exemplar eine abweichende Gestaltung bietet. Nur in diesem Sinne sind die andern in den Figuren 138, 139 und 142 dargestellten Exemplare hier untergebracht. In Fig. 142 sind zwei länglich eiförmige, bedornete Kammerreste abgebildet, während in Fig. 138 und 139 zwei wohl erhaltene Exemplare vorliegen, die durch ihre gedrungene Gestalt schon etwas an *Bolivina* erinnern; sie sind jedoch schwach bedornt.

Die Eigentümlichkeit dieser Art soll nach EGGER in den zu lappigen Randvorsprüngen ausgebreiteten Kammern liegen.

Selten. Die abgebildeten Exemplare sind auch die allein aufgefundenen.

Fig. 138 ist sehr kurzstachelig.

Fig. 140. Die fünf ersten Kammern sind verhältnismäßig klein, die folgenden sieben Kammern mittelgroß. Alle, mit Ausnahme der letzten Kammer, haben einen kreisförmigen Querschnitt und keinen Dorn. Die drittletzte Kammer ist länglich eiförmig und stachelförmig zugespitzt.

Fig. 141 geht zu *Bolivina* hinüber. Vgl. Fig. 159 und 160.

Fig. 137 aus der Konglomeratzone, die übrigen aus dem Seewer.

Textularia Eggeri m.

Taf. I, Fig. 143—145.

Textularia sp., EGGER, For. d. Seewener Kreidesch. 1909. S. 19 und 20, Taf. II, Fig. 4.

Ziemlich häufig findet man Durchschnitte von 3—5 geraden oder ein wenig gebogenen, übereinander gereihten kugeligen Kammern mit starken Wänden, die zu derselben Art gehören, die EGGER a. a. O. abbildet. Er sagt dazu: „Wie bei den Oligosteginen das Hinübergreifen des Schalenrandes einer Kammer über den Schalenrand der andern Kammer als beständige Arteigentümlichkeit auftritt, finden sich in den Schliffbildern nicht selten solche Aneinandergliederungen unter Formen, welche, die Zahl der Zweikammern überschreitend, drei, auch vier Kammern in der Art aneinanderreihen, daß stets eine Kammer auf die folgende mit ihrem Rande übergreift. Man könnte glauben, daß man dreikammerige Oligosteginen vor sich habe. Allein diese Gehäuse legen die Kammern nicht spiral gereiht, sondern in gerader Richtung aneinander. Man hat demnach noch eine *Textularia* vor sich, welche in der Randansicht aufgeschlossen ist. Die fast gleiche Breite der entwickelten Kammern macht aber die Art, zu welcher solche Gehäuse einzureihen wären, unsicher.“ In Fig. 143 habe ich ein sechskammeriges Exemplar gezeichnet, bei dem die Wände der Gegenseite durchscheinen. In der fünfkammerigen Fig. 144 zeigen die Wände grobe Poren.

Kreidefölsch.

Gattung *Plecanium*.

Kammern zweizeilig abwechselnd, kugelig bis eiförmig und länglich, senkrecht oder schräg zur Mittelachse, Vorderende abgerundet, Gestalt eiförmig bis walzenförmig.

Plecanium cf. foetum KARRER.

KARRER, Über ein neues Vorkommen von oberer Kreideformation in Leitersdorf bei Stockerau und deren Foraminiferenfauna. 1870.

EGGER, Oberbayr. Foram. 1899.

Taf. I, Fig. 146, 147, 148a.

Fig. 146 aus Bohrung W₃; 692 m Tiefe. Höhe 0,2, Breite 0,1 mm.

" 147 " " W₈; 692 " " " 0,31, " 0,23 "

" 148a " " W₁; 320 "

Fig. 147. In den Wänden sind durchsichtige Stellen, die vielleicht von Poren herrühren.

Vereinzelt.

Fig. 146 und 147 Grenze von Seewer und Glaukonitknollenzone, Fig. 148a aus dem Kreideflysch.

Plecanium sp. α .

Taf. I, Fig. 148 und 149.

Fig. 148 aus der Bohrung W₁; 240,6 m Tiefe. Höhe 0,16, Breite 0,14 mm.

" 149 " " " W₁; 340 " " " 0,23, " 0,14 "

Das längliche, halbeiförmige Gehäuse bleibt in der vorderen Schalenhälfte fast gleich breit und ist hinten bogenförmig abgerundet, trägt aber eine kurze Spitze. In Fig. 149 sind beiderseits je sieben längliche, senkrecht zur Mittelachse angeordnete Kammern zu erkennen.

Nur die oben genannten zwei Exemplare.

Kreideflysch.

Plecanium sp. β .

Taf. I, Fig. 150.

Fig. 150 aus Bohrung W₃; 692 m Tiefe. Höhe 0,25, Breite 0,17 mm.

Das länglich eiförmige Gehäuse ist hinten bogenförmig abgerundet und in der vorderen Hälfte fast gleich breit, unterscheidet sich also von sp. α durch das Fehlen der kurzen Spitze am hintern Ende. Außerdem sind die Kammern, von denen beiderseits fünf vorhanden sind, verhältnismäßig breiter.

Außer dem oben genannten Exemplar wurden noch mehrere ihm nahestehende in den Bohrungen W₁, Tiefe 210 m, W₄, Tiefe 37—42 m und W₅, Tiefe 228 m gefunden.

Grenze zwischen Seewer und Glaukonitknollenzone.

Gattung *Bolivina*.

Vorderende von einer Kammer gebildet und meist abgeworfen. Kammern rund, eiförmig oder länglich bis linear in zwei abwechselnden Reihen meist schräg zur Hauptachse angeordnet.

I. Runde Kammern.

a) Beiderseits drei Kammern, langsam an Größe zunehmend. Anfangskammer fehlt. *B. sp. α .*

b) Anfangskammer fehlt. Die beiden Vorderkammern im Verhältnis zu den folgenden drei sehr klein. *B. linearis.*

II. Eiförmige Kammern.

a) Eine runde Anfangskammer.

1. Die auf die kreisförmige Anfangskammer folgenden drei bis vier eiförmigen Kammern nehmen nur langsam an Größe zu. *B. sp. β .*

2. Eine runde Anfangskammer. Die folgenden vier eiförmigen Kammern bleiben an Größe gleich, so daß eine bandartige Form entsteht.

B. sp. η.

3. Eine runde Anfangskammer; die folgenden fünf Kammern nehmen nach vorn so zu, daß das Gehäuse eine schlank kegelförmige Gestalt (mit stumpfer Spitze) erhält.

B. sp. δ.

b) Eine eiförmige Anfangskammer.

1. Eiförmige Anfangskammer, sonst wie bei *B. sp. δ.*

B. sp. ε.

2. Die auf die Anfangskammer folgenden drei Kammern nehmen langsam an Größe zu, die beiden letzten dagegen unverhältnismäßig stark.

B. sp. ζ.

3. Die auf die Anfangskammer folgenden drei länglich eiförmigen Kammern sind kurz zugespitzt und nehmen langsam an Größe zu, so daß eine etwa spindelförmige Gestalt entsteht.

B. Reussi GEINITZ.

c) Anfangskammer abgeworfen. Die vordersten zwei Kammern sehr klein.

B. sp. θ.

III. Lineare Kammern.

B. tenuis MARSS.

Bolivina linearis EHRENBERG.

MARSSON, Die Foraminif. der weißen Schreibkr. d. Insel Rügen. 1877.

Taf. I, Fig. 151—154.

Fig. 151	aus Bohrung	W ₁ ; 504,5 m	Tiefe.	Höhe 0,38,	Breite 0,23 mm.
" 152	" "	W ₁ ; 504,9 "	" "	0,31, "	0,26 "
" 153	" "	W ₁ ; 511,7 "	" "	0,18, "	0,15 "
" 154	" "	W ₄ ; 596 "	" "	0,15, "	0,09 "

Eine runde Anfangskammer war nur noch bei einem Exemplar (Fig. 154) vorhanden, die folgenden zwei kleinen brillenartigen Vorkammern sind besonders charakteristisch gegenüber den drei folgenden unverhältnismäßig größeren Kammern. Bei Fig. 151 sind die letzten Kammern in der Mittelachse des Gehäuses voneinander getrennt. — Zahlreich in den oben genannten Schliffpräparaten. Kommt außerdem noch in den Bohrungen W₃ und W₉ vor.

Seewer.

Bolivina sp. α.

Taf. I, Fig. 155—158.

Fig. 155	aus Bohrung	W ₄ ; 567	m	Tiefe.
" 156	" "	W ₄ ; 535	" "	" "
" 157	" "	W ₉ ; 645	" "	Höhe 0,15, Breite 0,09 mm.
" 158	" "	W ₃ ; 511—512	" "	" "

Zwei bis vier, meist jederseits drei ziemlich gleich große runde Kammern, wodurch eine etwas gedrückte Gestalt entsteht. In Fig. 156 hat die rechte Seite etwas kleinere Kammern. Von dem in Fig. 158 abgebildeten Exemplar, das auf der einen Seite zwei, auf der andern Seite drei Kammern hat, bin ich zweifelhaft, ob es hierher gehört. — Kommt außer in den oben genannten Bohrungen noch in Bohrung W₁ und am Angermannshügel am Tegernsee vor.

Seewer.

Bolivina sp. β.

Taf. I, Fig. 159—161.

Fig. 159	aus Bohrung	W ₁ ; 505,6 m	Tiefe.	Höhe 0,21,	Breite 0,14 mm.
" 160	" "	W ₉ ; 600 "	" "	0,14, "	0,08 "

Die gut erhaltenen Exemplare haben außer der kreisförmigen Anfangskammer drei und vier seitliche, eiförmige, langsam an Größe zunehmende und schräg zur Mittelachse angebrachte Kammern.

Steht der bei EGGER, For. d. Seewener Kreideschichten, als *B. linearis* MARSS. bezeichneten Form (S. 23, Taf. I, Fig. 27) außerordentlich nahe, nur hat diese beiderseits sechs Kammern und eine mehr spitzkegelförmige Gestalt, während unsere etwas abgestutzt ist.

Nur die beiden oben erwähnten Exemplare.

In die Nähe zu stellen wäre noch:

Fig. 161 aus Bohrung W₄; 493—496 m Tiefe. Höhe 0,14, Breite 0,09 mm.

Die vorletzte Kammer auf der rechten Seite hat einen kleinen Sporn und zeigt damit den Übergang zu *Textularia aciculata* an.

Sie stammt aus der Konglomeratzone, während die typischen Exemplare dem Seewer angehören.

Bolivina sp. η.

Taf. I, Fig. 162, 163.

Fig. 162 aus Bohrung W₁; 210 m Tiefe. Höhe 0,13, Breite 0,09 mm.

„ 163 „ „ W₄; 134—138 „ „ „ 0,22, „ 0,1 „

Steht *B. sp. α* sehr nahe, nur ist die Gestalt bandförmig, der ganzen Länge nach von gleicher Breite und die Kammern sind rundlich eiförmig. Fig. 163 ist undeutlich, besonders der Anfangsteil. Das Exemplar liegt etwas auf der Seite. Nur zwei Exemplare gefunden.

Die letzte runde Kammer von Fig. 162 ist sehr fraglich und gehört vielleicht zu einem ganz andern Exemplar.

Kreideflysch.

Bolivina sp. δ.

Taf. I, Fig. 164, 165.

Fig. 164 aus Bohrung W₉; 645 m Tiefe. Höhe 0,31, Breite 0,24 mm.

„ 165 „ „ W₉; 645 „ „ „ 0,31, „ 0,18 „

Bei Fig. 164 finden sich sechs längliche, an Größe langsam zunehmende Kammern. Sie gleicht etwas *B. incrassata* Rss. (EGGER, Oberbayr. For. S. 45, Taf. XVI, Fig. 4), die jedoch mehr Kammern besitzt, viel größer ist (0,70—0,85 mm) und einen zugespitzten Vorderteil hat. Fig. 165 liegt auf der Seite. Es ist eine Kammer zu viel gezeichnet.

Seewer.

Bolivina sp. ε.

Taf. I, Fig. 166.

Fig. 166 aus Bohrung W₉; 645 m Tiefe.

Jederseits fünf Kammern. Gestalt schlank kegelförmig.

Seewer.

Bolivina sp. ζ.

Taf. I, Fig. 167.

Fig. 167 aus Bohrung W₆; 933,5 m Tiefe. Höhe 0,35, Breite 0,19 mm.

Das Charakteristische dieser Art ist das unverhältnismäßige Größenwachstum der beiden letzten Kammern.

Es ist hiermit vielleicht noch ein sehr undeutliches Exemplar aus Bohrung W₁, 340 m Tiefe zu vergleichen, sonst habe ich keine andern Exemplare dieser Art aufgefunden.

In der Zeichnung sind die beiden letzten Kammern zu bauchig geworden.
Seewer.

Bolivina Reussi GEINITZ.

GEINITZ H. B., Charakteristik der Schichten und Petrefakten des sächsisch-böhmischen Kreidegebirges sowie der Versteinerungen von Kieslingswalda. 1850.

EGGER, Oberbayr. Foram. 1899, S. 45, Taf. XVI, Fig. 19.

Taf. I, Fig. 169.

Fig. 169 aus Bohrung W₃; 692 m Tiefe. Höhe 0,22, Breite 0,1 mm.

Länglich zugespitzte, spindelförmige Gestalt, die vorne auch etwas zugespitzt und deshalb als Jugendform anzusprechen ist.

Nur dieses eine Exemplar gefunden.

Grenze zwischen Seewer und Glaukonitknollenzzone.

Bolivina sp. ♀.

Taf. I, Fig. 170.

Fig. 170 aus Bohrung W₁; 340 m Tiefe. Höhe 0,65, Breite 0,27 mm.

Lanzettförmige Gestalt, beiderseits aus acht Kammern bestehend.

Nur dieses eine Exemplar.

Kreideflysch.

Bolivina cf. tenuis MARSSON.

MARSSON Th., Die Foram. der weißen Schreibkreide der Insel Rügen. 1877. Taf. III, Fig. 23.

Taf. I, Fig. 171—174 und 168.

Fig. 171 aus Bohrung W₁; 505,6 m Tiefe.

" 172 " " W₄; 32—37 " " Höhe 0,39, Breite 0,39 mm.

" 173a " " ?

" 173 " " W₄; 586 " "

" 174 " " W₄; 596 " "

" 168 " " W₁; 645 " "

Die Kammern haben eine schmale lineare Form und fast das Aussehen von Koniferennadeln. Die Art scheint die Eigentümlichkeit zu besitzen, leicht auseinanderzufallen, da mehrfach nur zwei in spitzem Winkel aneinanderstoßende Kammern (Fig. 171 und 172) vorhanden sind. Vier bis fünf Kammern beiderseits enthalten die Fig. 173 und 174, während nur ein Exemplar (Fig. 168) aus acht und einer Andeutung von drei weiteren Kammern besteht. Ihr steht Fig. 173a sehr nahe. Die einzelnen Kämmerchen enden mit einer Spitze.

Steht am nächsten der oben angegebenen Figur bei MARSSON, ähnelt aber gar nicht der von EGGER, Oberbayr. Foram. S. 46 beschriebenen und auf Taf. XVI in den Fig. 14—16 gegebenen Zeichnung.

Die einzelnen Kammern sind leicht mit Schwammnadelchen zu verwechseln, die jedoch meist wenigstens die Anlage der Kreuzungsstelle der Nadelchen zeigen. So gehört wahrscheinlich Fig. 172 zu einem Schwamm, da überdies der ganze Schliff aus der Bohrung W₄, 32—37 m Tiefe voll solcher Schwammnadelchen liegt.

Fig. 171 aus graugelbem Kalk, oberste Seewerschichten.

Im ganzen selten, da außer den abgebildeten Exemplaren nur noch einige wenige gefunden worden sind.

Fig. 172 aus Kreideflysch, Fig. 168 aus dem Seewer.

Gattung *Gaudryina*.

Vorderende abgerundet wie bei *Plecanium*, aber dreizeilig.

Gaudryina crassa KARRER.

KARRER, Über ein neues Vorkommen von oberer Kreideformation in Leitzersdorf bei Stockerau und deren Foraminiferenfauna. 1870.

Taf. I, Fig. 175—177.

Fig. 175 aus Bohrung W₁; 210 m Tiefe. Höhe 0,17, Breite 0,1 mm.

„ 176 vom Angermannshügel am Tegernsee. Höhe 0,23, Breite 0,1 mm.

„ 177 „ „ „ „ 0,25, „ 0,15 „

Diese außerordentlich an *Plecanium* erinnernden Formen haben einen, allerdings undeutlichen, dreizeiligen Anfangsteil und bestehen außerdem (vgl. Fig. 176) aus beiderseits sechs abwechselnden Kammern, die aber ungleich ausgebildet und nicht regelmäßig abwechselnd aneinandergereiht sind. Die beiden vordersten Kammern von Fig. 175 lassen keine Mittelnaht erkennen, es scheint die „spiralgige Drehung“ noch von Einfluß gewesen zu sein. Sie endet mit geradem, Fig. 176 und 177 mit bogigem Abschnitt.

Fig. 175 aus dem Kreideflysch, Fig. 176 und 177 aus der Konglomeratzone.

cf. *Gaudryina spissa* BERTHÉLIN.

BERTHÉLIN, Mémoire sur les foraminifères fossiles de l'étage albien de Montcley (Doubs). 1880.

EGGER, Oberbayr. Foram. S. 39, Taf. XIV, Fig. 50.

Taf. I, Fig. 178.

Fig. 178 aus Bohrung W₁; 511,7 m Tiefe.

Fünf Kammern von kreisförmigem Umriß, die etwas unregelmäßig aneinandergereiht sind und nur mit Vorbehalt zu dieser Art gestellt werden können.

Nur dieses eine Exemplar gefunden.

Seewer.

Gattung *Bigenerina*.

Der vordere Teil des Gehäuses baut sich aus zwei Kammerreihen auf, der folgende ist einreihig.

Bigenerina sp. α .

Taf. I, Fig. 179.

Fig. 179 aus Bohrung W₃; 692 m Tiefe. Höhe 0,42, Breite 0,21 mm.

Das einzige Exemplar hat einen schmalen, aus fünf niedrigen, beiderseits zuerst abwechselnden, dann gegenüberstehenden Kammern gebildeten, fast gleich breiten Anfangsteil. Die folgenden fünf Kammern nehmen langsam an Breite zu, sind aber ebenso niedrig wie die Anfangskammern. Die ersten fünf Kammern sind zweizeilig, die folgenden einzeilig, die sechste und siebente zeigen aber noch eine deutliche Einbuchtung.

Grenze zwischen Seewer und Glaukonitknollenkalk.

Bigenerina sp. β .

Taf. I, Fig. 180.

Fig. 180 aus Bohrung W₄; 37—42 m Tiefe; Höhe 2,2, Breite 0,78 mm.

Die Umriss dieses ebenfalls nur einzig vorkommenden Exemplars sind undeutlich, die Kammern nur durch das durchsichtige Kammerinnere angedeutet. Der Anfangsteil und das Ende fehlen. Zunächst sind zwei schräg einander gegenüberstehende, kreisförmige und zwei darauffolgende eiförmige, hellere Durchschnitte des Kammerinneren vorhanden. Beim dritten Kammerpaar vereinigen sich schon die Kammern; die Vereinigung schreitet beim folgenden Paar dann weiter fort und ist beim fünften halbmondförmigen Durchschnitt schon ganz einheitlich geworden. Die sechste vorhandene Kammer ist halb abgeschnitten.

Es ist etwas Ähnlichkeit in der Ausbildung mit der von EGGER in Fig. 19, Taf. I seiner Seewener Kreideforaminiferen vorhanden.

Der zackige Rand ergibt sich aus dem Zusammenwachsen mit dem Nebengestein. Kreideflysch.

Gattung *Rhabdogonium*.

Einreihig (mit dreizeiligem Ahnenrest?).

Rhabdogonium cf. *acutungulum* Rss.

REUSS, Die Foram. d. norddeutschen Hils und Gault. 1863. S. 55. Taf. IV, Fig. 14.

Taf. I, Fig. 181 und 182.

Fig. 181 aus Bohrung W₁; 340 m Tiefe. Höhe 0,86, Breite 0,29 mm.

" 182 " " W₁; 340 " " " 0,69, " 0,20 "

Das aus zwölf sehr niedrigen Kammern bestehende Gehäuse beginnt mit einer kreisförmigen Anfangskammer, verbreitert sich dann langsam bis etwa zur siebenten Kammer und nimmt dann sehr wenig bis zum Ende ab. Das von REUSS unter obigem Namen abgebildete Exemplar ist scharf dreikantig, wovon bei unsern in Fig. 181 und 182 abgebildeten Exemplaren nichts zu sehen ist.

In Fig. 182 bilden die Kammerwände eine Spirallinie.

Es sind nur diese beiden Exemplare gefunden worden.

Kreideflysch.

Gattung *Bulimina*.

Die abwechselnden Kammern sind in einer Schneckenspirale aufgerollt.

? *Bulimina* sp.

Taf. I, Fig. 183—186.

Fig. 183 aus Bohrung W₁; 504,3 m Tiefe. Höhe 0,22, Breite 0,12 mm.

" 184 " " W₁; 511,7 " "

" 185 " " W₃; 595 " "

" 186 vom Angermannshügel.

Die abgebildeten Exemplare machen sämtlich einen schneckenartigen Eindruck; die äußerst geringe Größe spricht jedoch gegen ihre Zugehörigkeit zu den Schnecken, besonders, da diese auch sonst nicht in diesen Schichten vorkommen.

Nur die abgebildeten Exemplare gefunden.

Seewer.

Familie *Globigerinidae*.

Schale kalkig, durch grobe Kanäle durchbohrt. Unregelmäßig oder undeutlich spiral angeordnet.

Globigerina bulloides D'ORB.

D'ORBIGNY, Foram. d. Wiener Tertiärbeckens. 1846.

EGGER, Oberbayr. Foram. 1899. S. 170, Taf. XXI, Fig. 5, 6, 7.

Taf. I, Fig. 187—191.

Fig. 187 aus Bohrung W₁; 485 m Tiefe.

" 188 " " W₁; 504,5, " Durchmesser 0,09—0,12 mm.

" 189 " " W₁; 504,9, " " 0,28—0,33 "

" 190 " " W₁; 505,6, " "

" 191 " " W₆; 933,5, " "

Die unregelmäßige Anhäufung der runden Kammern ist charakteristisch für diese häufig vorkommende Art.

Außer in den Bohrungen W₁ und W₆ noch in Bohrung W₃ festgestellt.

Seewer.

Globigerina cretacea D'ORB.

D'ORBIGNY, Mém. sur les foram. de la craie blanche du bassin de Paris. 1839.

EGGER, Oberbayr. For. 1899. S. 169, Taf. XXI, Fig. 1, 2, 3, 10. — For. d. Seewener Kreideschichten S. 31, Taf. III, Fig. 20, 21. Schliffpräparat

Taf. I, Fig. 192–199.

Fig. 192 aus Bohrung	W ₁ ; 504,5	m Tiefe.	Durchmesser	0,15 mm.
" 193 " "	W ₁ ; 504,9	" "	"	0,15 "
" 194 " "	W ₁ ; 506,3	" "	"	0,15–0,21 mm.
" 195 " "	W ₃ ; 511–512	" "	"	0,12–0,31 "
" 196 " "	W ₆ ; 933,5	" "	"	0,18–0,17 "
" 197 " "	W ₆ ; 176–178	" "	"	"
" 198 " "	W ₄ ; 586	" "	"	0,2 –0,22 "
" 199 " "	W ₃ ; 615	" "	"	0,26–0,34 "

Bezeichnend für diese Art sind das rasche Wachstum der Kammern und besonders die Größe der letzten Kammer. Bei Fig. 195 ist ein Stückchen punktierter Schale vorhanden.

Sehr zahlreich in den Bohrungen W₁, W₃, W₄ und W₆ in der Seewer Kreide, vereinzelt in der Konglomeratzone der Bohrung W₁ bei 450 m Tiefe und im Kreidelfysch der Bohrung W₄ bei 176–178 m.

Globigerina aequilateralis BRADY.

BRADY, Challenger, report on the foraminifera. 1884.

EGGER, Oberbayr. Foram. 1899. S. 166, Taf. XXI, Fig. 9, 11, 21, 22, 23. — Foram. d. Seewener Kreideschichten. 1909. S. 32, Taf. III, Fig. 19, 23–28.

Taf. II, Fig. 1–8.

Fig. 1 aus Bohrung	W ₁ ; 504	m Tiefe.	Höhe	0,09–0,04,	Breite	0,17 mm.
" 2 " "	W ₁ ; 504,9	" "	"	0,07–0,04,	"	0,14 "
" 3 " "	W ₉ ; 645	" "	"	0,07–0,05,	"	0,17 "
" 4 " "	W ₁ ; 505,6	" "	"	0,07–0,05,	"	0,14 "
" 5 " "	W ₉ ; 600	" "	"	0,07–0,03,	"	0,17 "
? " 6 " "	W ₁ ; 505,3	" "	Durchm.	0,59–0,68.		
" 7 " "	W ₄ ; 596	" "	"	0,10–0,13.		
" 8 " "	W ₉ ; 600	" "	"	0,11–0,13.		

Die Kammern nehmen langsam und gleichmäßig an Umfang zu. Die Durchschnitte senkrecht zur Fläche des Gehäuses gewähren ein eigentümliches, auf fallendes, hantelartiges Bild. In einer geraden Linie liegen zwischen zwei verschieden großen kreisförmigen Kammern meist drei (Fig. 1, 2), selten zwei (Fig. 3) kleinere, aber untereinander gleich große Kammern. Bei Fig. 4 hat der Schliff nur zwei Kammern deutlich, die dritte undeutlich getroffen. Bei Fig. 5 ist die mittlere der drei kleinen Kammern größer als ihre beiden angrenzenden. Bei Fig. 4 sind die mittleren kleinen Kammern schräg gestellt. Etwas zu kurz gezeichnet. Bei Fig. 6 ist die bedeutendere Größe auffallend; es ist fraglich, ob nicht eine andere Art vorliegt. In den Fig. 6, 7, 8 sind Flächenschnitte zur Darstellung gebracht.

Außerordentlich zahlreich in sämtlichen Bohrungen.

Seewer.

Familie *Rotalidae*.

Schale kalkig, häufig mit Zwischenskelett, fein oder grob porös, kreisel- oder scheibenförmig. Die Kammern in Schnecken spirale angeordnet.

I. Schale kreiselförmig.

a) Kammerwände einfach, grob porös.

Gatt. *Discorbina*.

b) Kammerwände aus zwei Blättern bestehend. Schale fein porös. Gatt. *Rotalina*.

- II. Schale niedrig, Kammern in flacher Spirale.
 a) Gehäuse in der Mitte beiderseits vertieft. Gatt. *Planorbulina*.
 b) Gehäuse beiderseits gewölbt. Gatt. *Truncatulina*.
 c) Letzte Kammer fast gar nicht heraustretend. Nähte ganz flach, so daß das Gehäuse im Durchschnitt ei- bis kreisförmig ist. Gatt. *Anomalina*.
 III. Schale ungleichseitig. Oberfläche mit Zwischenskelett. Gatt. *Calcarina*.

Gattung *Discorbina*.

Charakteristisch sind besonders die senkrecht zur Basis laufenden Querschnitte, die zur Bestimmung der Arten gut zu verwenden sind.

Discorbina canaliculata Rss.

REUSS, Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen usw. 1854.

EGGER, Foram. d. Seewener Kreidesch. 1909. S. 33, Taf. III, Fig. 12—18 und Taf. V, Fig. 1, 2, 5, 7.

Die bei EGGER angezogenen Figuren stammen ebenfalls von Schliffpräparaten.

Taf. II, Fig. 9—18.

Fig. 9 aus Bohrung W₃; 615 m Tiefe. Durchmesser 0,4—0,5 mm.

" 10 "	"	W ₃ ; 615	" "	"	0,45 mm.
" 11 "	"	W ₉ ; 600	" "	"	0,52—0,61 mm.
" 12 "	"	W ₁ ; 485	" "	Höhe 0,21, Breite 0,74 mm.	
" 13 "	"	W ₁ ; 504,5	" "	" 0,2, " 0,51 "	
" 14 "	"	W ₁ ; 506,3	" "	" 0,18, " 0,33 "	
" 15 "	"	W ₁ ; 526	" "	" 0,3, " 0,65 "	
" 16 "	"	W ₄ ; 498	" "	" 0,2, " 0,7 "	
" 17 "	"	W ₄ ; 535	" "	" 0,2, " 0,42 "	
" 18 "	"	W ₉ ; 820	" "	" 0,16, " 0,43 "	

EGGER: „Die runden, flachen Gehäuse haben auf der obern Schalenfläche eine doppelte Reihe von Kammern. Eine äußere Windung hat sechs, selten acht Kammern, deren stark gebogene, wulstige Kammernnähte am Rande eine Kante bilden. Diese äußere Windung umschließt eine innere mit kleineren Kammern. Die untere Fläche des Gehäuses zeigt nur die äußere Windung, sie hat in der Mitte eine Nabelvertiefung. Auch die untere Fläche bildet am Rande eine Kante. Zwischen der oberen und der unteren Kante ist der Rand ausgehöhlt zu einer Rinne, welche die Schale dem ganzen Umfang nach umkreist. Die Schalenoberfläche ist dicht besetzt mit Porenböckerchen und Knötchen, welche namentlich auf den Wülsten der Kammernähte und auch am Rande der Schale stärker hervortreten.“

Eigentümlich muß der Schnitt in Fig. 13 verlaufen, da bei ihm nur auf der einen Seite die Kante getroffen ist.

Fig. 12. Die Kammer auf der rechten Seite ist zu kurz geraten.

Zahlreich in allen Bohrungen.

Seewer.

Discorbina Linnaeana D'ORB.

EGGER, Seewener Foraminiferen d. Kreidef. 1909.

Taf. II, Fig. 19—22.

Fig. 19 aus Bohrung W₁; 485 m Tiefe. Höhe 0,22, Breite 0,26 mm.

" 20 "	"	W ₄ ; 567	" "	" 0,16, " 0,36 "
" 21 "	"	W ₄ ; 586	" "	" 0,15, " 0,46 "
" 22 "	"	W ₁ ; 505,3	" "	" 0,31, " 0,43 "

Unterscheidet sich von *D. canaliculata* dadurch, daß der Boden der Rinne zwischen der oberen und unteren Kante nicht vertieft, sondern emporgewölbt ist,

wie das an Fig. 19 und 20 sehr gut zu sehen ist. Es sind wohl aber auch die Exemplare mit flachen Böden (Fig. 21) hier unterzubringen, die den Übergang zu *D. canaliculata* darstellen.

Ziemlich häufig.

Seewer.

Discorbina marginata Rss.

REUSS, Beiträge zur Charakteristik usw. 1854.

EGGER, Seewener Kreideforaminif. 1909. S. 37, Taf. 15, 16.

Taf. II, Fig. 23—29.

Fig. 23	aus Bohrung	W ₁ ; 505,3 m	Tiefe.	Höhe 0,21,	Breite 0,53 mm.
" 24	" "	W ₁ ; 511,7 "	" "	Durchmesser 0,22—0,34 "	
" 25	" "	W ₁ ; 511,7 "	" "	Höhe 0,23, Breite 0,58 "	
" 26	" "	W ₁ ; 511,7 "	" "	Durchmesser 0,44—0,47 "	
" 27	" "	W ₃ ; 605 "	" "	" 0,22—0,23 "	
" 28	" "	W ₁ ; 505 "	" "	Höhe 0,26, Breite 0,69 "	
" 29	" "	W ₆ ; 933 "	" "	" 0,19, " 0,78 "	

Gehört auch noch in die Nähe von *D. canaliculata*, da zwischen den beiden Kanten die Rinne meist ziemlich deutlich ausgebildet ist; aber die Form ist bedeutend flacher. Die Oberfläche ist rauhhöckerig und scheint bedornt gewesen zu sein.

Ziemlich häufig.

Seewer.

Discorbina biconcava PARKER.

EGGER, Seewener Kreideforaminif. S. 39, Taf. V, Fig. 4, 6.

Taf. II, Fig. 30—35.

Fig. 30	aus Bohrung	W ₁ ; 526 m	Tiefe.	Höhe 0,21,	Breite 0,43 mm.
" 31	" "	W ₁ ; 507,5 "	" "	0,2, " 0,42 "	
" 32	" "	W ₁ ; 509,3 "	" "	0,26, " 0,62 "	
" 33	" "	W ₃ ; 598 "	" "	0,2, " 0,4 "	
" 34	" "	W ₉ ; 645 "	" "	0,2, " 0,46 "	
" 35	" "	W ₄ ; 586 "	" "	0,17, " 0,48 "	

Gehört ebenfalls noch in die Gruppe der *D. canaliculata*, doch ist eine eigentliche Vertiefung zwischen den beiden Kanten nicht mehr ausgebildet, sondern eben ausgefüllt; die beiden Kanten tragen öfters vorspringende Knoten.

Ziemlich häufig.

Seewer.

Discorbina sp. α .

Taf. II, Fig. 36—41.

Fig. 36	aus Bohrung	W ₁ ; 485 m	Tiefe.	Höhe 0,12,	Breite 0,26 mm.
" 37	" "	W ₃ ; 605 "	" "	0,16, " 0,39 "	
" 38	" "	W ₃ ; 615 "	" "	0,12, " 0,17 "	
" 39	" "	W ₄ ; 493—496 "	" "	0,14, " 0,26 "	
" 40	" "	W ₄ ; 596 "	" "	0,17, " 0,42 "	
" 41	" "	W ₉ ; 600 "	" "	0,17, " 0,42 "	

Außer der Rinne sind hier auch die beiden Kanten nicht mehr vorhanden, statt deren schwach abgestumpfte Ecken ausgebildet sind, die nur ausnahmsweise in kleine spitze Kanten auslaufen. In Fig. 41 tritt die obere Kante stark zurück, wodurch im Querschnitt der Anschein entsteht, als ob nur eine Kante vorhanden wäre. Diese Ausbildung ist auch bei den schon besprochenen Arten der *D. canaliculata*-Gruppe mehrfach zu beobachten. Poren öfters sehr deutlich.

Ziemlich häufig.

Seewer.

Discorbina obtusa D'ORB.

D'ORBIGNY, Die Foram. d. Wiener Tertiärbeckens. 1846.

EGGER, Seewener Kreideforam. S. 40, Taf. III, Fig. 9.

Taf. II, Fig. 42.

Fig. 42 aus Bohrung W₁; 485 m Tiefe. Höhe 0,23, Breite 0,48 mm.

Diese Art steht der *D. sp. α* sehr nahe, unterscheidet sich von ihr jedoch durch die stumpfen, abgerundeten Kanten. Das Gehäuse ist scheibenförmig flach. Nur dies eine Exemplar.

Der Anhang rechts unten gehört nicht zu diesem Exemplar.

Seewer.

Discorbina sp. β.

Taf. II, Fig. 43–47.

Fig.	Bohrung	W _n	m Tiefe.	Höhe	Breite
43	aus Bohrung	W ₁	519	0,26	0,46 mm.
44	"	W ₃	615	0,13–0,23	0,43 "
45	"	W ₄	493–496	0,12	0,23 "
46	"	W ₅	595	0,26	0,44 "
47	"	W ₃	615	0,2	0,34 "

Die typische Gestalt dieser Art sehe ich in Fig. 43. Auf der einen Seite sind die beiden Kanten wie bei *D. linnaeana* noch erhalten, wenn auch nur schwach ausgebildet, während der Teil des Randes zwischen den beiden Kanten erhöht und etwa rechtwinklig zugespitzt ist. Auf der andern Seite sind die Kanten abgerundet und der Zwischenteil herzförmig gestaltet. Diese herzförmige Ausbildung des Querschnittsrandes bleibt dann vielen Formen, während die andere Seite mehrfach variiert: die Ecken treten schärfer hervor und der Zwischenteil sinkt ein (Fig. 45), die geradlinigen Ecken werden abgestumpft (Fig. 46) und völlig gerundet (Fig. 44) und mit einer gezackten Krone umgeben.

Bei Fig. 46 ist es möglich, daß zwei Exemplare übereinander liegen. Die rechte Seite ist ein wenig zu hoch gezeichnet.

Ziemlich häufig.

Seewer.

Discorbina rudis Rss.

REUSS, Die Foraminif. d. norddeutschen Hils und Gault. 1863.

EGGER, Seewener Kreideforam. 1909, S. 40, Taf. II, Fig. 22 und Taf. III, Fig. 22.

Taf. II, Fig. 48 und 49.

Fig.	Bohrung	W _n	m Tiefe.	Höhe	Breite
48	aus Bohrung	W ₃	605	0,21	0,36 mm.
49	"	W ₄	480–485	0,17	0,27 "

Der Querschnitt durch das Gehäuse ist bogenförmig, also die Nabelfläche eingesenkt, die Dachfläche emporgewölbt. Fig. 48 erinnert an Fig. 22 auf Taf. III und Fig. 49 an Fig. 22 auf Taf. II bei EGGER. Die Kanten sind ganz verschwunden, nur bei Fig. 48 finden sich bei einer mittleren Kammer noch Andeutungen davon und der Rand ist auf beiden Seiten abgerundet.

Einen sehr ähnlichen Durchschnitt bildet GRZYBOWSKI in seiner Mikrofauna Karpackiego Piascowca z pod Dukli (Krakau 1893) auf Taf. III, Fig. 9 als *Dentalina an soluta* Rss. ab.

Vereinzelt in den Seewer Schichten.

Discorbina Bosqueti Rss.

REUSS, Die Foraminif. d. Kreidetuffs v. Maestricht. 1862.

EGGER, Seewener Kreideforam. 1909, S. 41, Taf. II, Fig. 18 und Taf. IV, Fig. 17 und 18.

Taf. II, Fig. 50—58.

Fig.	Bohrung	W _n	Tiefe	Höhe	Breite
Fig. 50	aus Bohrung	W ₃	511—512 m	0,36	0,52 mm.
" 51	" "	W ₄	567	0,46	0,56 "
" 52	" "	W ₄	596	0,16	0,42 "
" 53	" "	W ₄	596	0,42	0,46 "
" 54	" "	W ₉	645	0,39	0,38 "
" 55	" "	W ₉	645	0,27	0,33 "
" 56	" "	W ₉	645	0,26	0,3 "
" 57	" "	W ₉	645	0,31	0,47 "
" 58	" "	W ₁	505,6	0,13	0,23 "

Es ist eigentümlich, daß von dieser Art meist nur Horizontalschnitte vorliegen, trotzdem die Schiffe aus verschiedenen Bohrungen stammen; ich habe im ganzen nur zwei Querschnitte gefunden, die wahrscheinlich zu dieser Art gehören (vgl. Fig. 52). Hier sind die Kammern beinahe kreisförmig gerundet, wodurch diese Art der *D. rudis* näher tritt, doch sind bei letzter die Querschnitte der Kammern eiförmig. Der Querschnitt des Gehäuses ist schwach bogenförmig, dabei ist die Dachseite etwas eingedrückt und die Nabelfläche emporgewölbt, also umgekehrt wie bei *D. rudis*. Die Horizontalschnitte lassen meistens die innere Windung sehr schön erkennen.

Bei Fig. 57 ist feine Punktierung sichtbar.

Häufig. Seewer.

Discorbina Schloenbachi Rss.

REUSS, Die Foraminif. des norddeutschen Hils und Gault. 1863.

EGGER, Seewener Kreideforam. 1909. S. 42, Taf. IV, Fig. 1, 2, 3.

Taf. II, Fig. 59—62.

Fig.	Bohrung	W _n	Tiefe	Höhe	Breite
Fig. 59	aus Bohrung	W ₁	505,6 m	0,13	0,18 mm.
" 60	" "	W ₁	504,5	0,08	0,09 "
" 61	" "	W ₁	504,5	0,08	0,14 "
" 62	" "	W ₁	511,7	0,12	0,13 "

Es liegen meist nur Horizontalschnitte vor, die den von EGGER a. a. O. gegebenen Schlißpräparaten in Fig. 1 und 2 außerordentlich gleichen. Ich muß allerdings hinzusetzen, daß sie der *Globigerina cretacea* D'ORB. sehr ähneln. Der Horizontalschnitt der Kammern ist kreisrund, der Querschnitt nach Fig. 3, Taf. IV bei EGGER eiförmig, der dadurch an *D. rudis* erinnert, allerdings jedoch bedeutend spitzer ist. Querdurchschnitte verschiedener Lage finden sich in Bohrung W₁ bei 504,5 und W₁ bei 511,7 m Tiefe.

Seewer.

Discorbina gracilis MARSSON.

MARSSON, Die Foram. d. Schreibkreide von Rügen. 1877.

EGGER, Seewener Kreideforam. 1909. S. 42, Taf. IV, Fig. 19, 20.

Taf. II, Fig. 63—69.

Fig.	Bohrung	W _n	Tiefe	Höhe	Breite
Fig. 63	aus Bohrung	W ₁	485 m	0,14	0,3 mm.
" 64	" "	W ₁	485	0,14	0,26 "
" 65	" "	W ₁	506,3	0,16	0,3 "
" 66	" "	W ₃	605	0,13	0,25 "
" 67	" "	W ₄	596	0,19	0,39 "
" 68	" "	W ₉	600	0,14	0,29 "
" 69	" "	W ₉	645	0,09	0,21 "

Von dieser zierlichen Art liegen vorläufig nur Querschnitte vor, die im ganzen länglich eiförmig bis linsenförmig, dabei mehr oder weniger zugespitzt sind. Bei den meisten sind Kammern der inneren (Dach-)Windung getroffen, nur

bei Fig. 65 nicht. Bei den Fig. 68 und 69 sind auch die Kammern der inneren Windung der Nabelfläche getroffen. Bei Fig. 64 ist der linke obere Rand durch darüber liegende andere Foraminiferenreste beeinträchtigt. Bei Fig. 67 sind Poren in den Kammerwänden sehr gut sichtbar.

Ziemlich häufig in den Seewener Schichten.

Discorbina sp. γ .

Taf. II, Fig. 70—74.

Fig. 70	aus Bohrung	W ₄ ; 65—70 m Tiefe.	Höhe 0,3,	Breite 0,61 mm.
" 71	" "	W ₁ ; 511,7 " "	" 0,09,	" 0,21 "
" 72	" "	W ₄ ; 79—80 " "	" 0,16,	" 0,33 "
" 73	" "	W ₉ ; 645 " "	" 0,17,	" 0,25 "
" 74	" "	W ₄ ; 176—178 " "	" 0,13,	" 0,22 "

Im ganzen dürften die Exemplare, die in den vorliegenden Figuren abgebildet sind, in die Nähe von *D. gracilis* gehören. Bei Fig. 70 ist es fraglich, ob nicht ein Bruchstück vorliegt.

Einen Fig. 72 außerordentlich ähnlichen Querschnitt gibt GRZYBOWSKI in Mikrofauna Karpackiego Piaskowca z pod Dukli (Krakau 1894) in Fig. 10 auf Taf. III als *Dentalina an abnormis* Rss. wieder.

Die Fig. 70, 72 und 74 stammen aus dem Kreideflysch, die übrigen aus dem Seewer.

Discorbina alata MARSSON?

MARSSON, Die Foram. der Schreibkreide von Rügen. 1877. S. 165, Taf. IV, Fig. 33.

Taf. II, Fig. 75.

Fig. 75 aus Bohrung W₄; 493—496 m Tiefe. Höhe 0,27, Breite 0,43 mm.

MARSSON gibt folgende Beschreibung: „Schale mehr oder weniger länglich, auch rundlich, 0,36—0,90 mm (unsere Art ist kleiner) im Durchmesser, zusammengedrückt, von einem unregelmäßig gezackten Flügelrand umgeben, Spiralseite in der Mitte mehr oder weniger gewölbt, fast flach, die Spina und Kammern nur durch dunklere, zuweilen ganz verschwindende Linien angedeutet. Die obere Seite in der Mitte gewölbt, ohne Nabel, nur der letzte Umgang sichtbar. Die Kammern durch etwas vertiefte Furchen erkennbar, nur wenig hervortretend und sich allmählich in den Flügel verflachend. Die letzte Kammer etwas mehr hervortretend, auf der inneren Seite mit einer feinen Mündungsspalte. Poren groß. Sehr selten.“

Nur das eine Exemplar gefunden, von dem es noch sehr fraglich ist, ob es hierher gehört.

Konglomeratzone.

Discorbina bembix MARSSON.

MARSSON, Die Foram. d. weißen Schreibkreide von Rügen. 1877. S. 167, Taf. V, Fig. 37d.

EGGER, Oberbayr. Foram. 1899. S. 155, Taf. XX, Fig. 29.

Taf. II, Fig. 76.

Fig. 76 aus Bohrung W₁; 504,5 m Tiefe. Höhe 0,09, Breite 0,20 mm.

Kreiselförmig mit abgestutzter Spitze und scharfem Rand. Nur der letzte Umgang sichtbar, die letzten Kammerwände durch feine Nähte erkennbar. Die Nabelscheibe flach, ganz wenig hervortretend. Spiralseite stark kreiselförmig gewölbt.

Stimmt mit der bei MARSSON angezogenen Figur völlig überein. Ist in der Rügener Kreide nicht selten.

Mir ist nur dies eine Exemplar aufgefallen.

Seewer.

Discorbina pertusa MARSS.

MARSSON, Die Foram. d. weißen Schreibkr. d. Insel Rügen. 1877. Taf. IV, Fig. 35 c.

EGGER, Foram. d. Seewener Kreidesch. 1909. S. 42, Taf. IV, Fig. 13, 14.

Taf. II, Fig. 77—89.

Fig. 77	aus Bohrung	W ₁ ; 519	m Tiefe.	Durchmesser	0,16—0,18 mm.
" 78	" "	W ₁ ; 519	" "	Höhe	0,33, Breite 0,44 "
" 79	" "	W ₁ ; 505,3	" "	"	0,33, " 0,43 "
" 80	" "	W ₁ ; 511,7	" "	"	0,2, " 0,26 "
" 81	" "	W ₁ ; 509,3	" "	"	0,16, " 0,3 "
" 82	" "	W ₃ ; 615	" "	"	0,12, " 0,2 "
" 83	" "	W ₃ ; 615	" "	"	0,12, " 0,23 "
" 84	" "	W ₄ ; 493—496	" "	"	0,07, " 0,14 "
" 85	" "	W ₄ ; 535	" "	"	0,12, " 0,27 "
" 86	" "	W ₄ ; 535	" "	"	0,14, " 0,25 "
" 87	" "	W ₉ ; 645	" "	"	0,16, " 0,27 "
" 88	" "	W ₉ ; 822	" "	"	0,2, " 0,36 "
" 89	" "	W ₉ ; 822	" "	"	0,13, " 0,2 "

Dies zierliche, häufig vorkommende Gehäuse ist in den verschiedensten Lagen vom Schliff getroffen worden, was ich in den zahlreichen Figuren darzustellen versucht habe. Die Kammern sind rund. Ob die in den Fig. 78—81 abgebildeten Exemplare hierher gehören, ist sehr zweifelhaft.

Seewer.

Discorbina sp. δ .

Taf. II, Fig. 90—92.

Fig. 90	aus Bohrung	W ₁ ; 485	m Tiefe.	Höhe	0,09, Breite 0,23 mm.
" 91	" "	W ₃ ; 511—512	" "	"	0,05, " 0,17 "
" 92	vom Angermanns-Hügel am Tegernsee	"	"	"	0,11, " 0,55 "

Dies außerordentlich flache Gehäuse mit zugespitzten Rändern zeigt bei Fig. 90 vier und bei Fig. 91 drei Kammern. Die Unterseite, die bei Fig. 92 ganz flach ist, ist sehr wenig gewölbt, ebenso wie die Oberseite. Die Ränder sind nach unten gezogen.

Einen Fig. 92 sehr ähnlichen Querschnitt beschreibt GRZYBOWSKI in seiner Mikrofauna Karpackiego Piaskowca z pod Dukli (Krakau 1894) auf Taf. III, Fig. 9, als *Dentalina* aff. *soluta* Rss.

Es kommen auch sonst in unsern Bohrungen noch verschiedene ähnliche, jedoch undeutliche Exemplare vor.

Seewer.

? Discorbina.

Taf. II, Fig. 93.

Fig. 93 aus Bohrung W₄; 465,3 m Tiefe. Höhe 0,12, Breite 0,2 mm.

Ob der in Fig. 93 wiedergegebene Rest zu *D.* gehört, ist mehr als zweifelhaft.
Seewer.

Discorbina globosa v. HAGENOW.

v. HAGENOW, Monographie der Rügen'schen Kreideversteinerungen. 1840.

MARSSON, Die Foram. d. weißen Schreibkr. d. Insel Rügen. 1877. S. 163, Taf. IV, Fig. 32 d.

Taf. II, Fig. 94—97.

Fig. 94	aus Bohrung	W ₁ ; 340	m Tiefe.	Höhe	0,35, Breite 0,36 mm.
" 95	" "	W ₁ ; 504,50	" "	"	0,49, " 0,33 "
" 96	" "	W ₁ ; 504,50	" "	"	0,52, " 0,44 "
" 97	" "	W ₁ ; 504,50	" "	"	0,4, " 0,38 "

MARSSON gibt a. a. O. folgende Beschreibung: „Eine unter den Gattungsverwandten sehr auffallende Art, die einer *Bulimina globularis* Rss. in der Tracht nicht unähnlich ist. Schale in der Größe sehr veränderlich bis 1,5 mm im Durchmesser, fast kuglig, kaum zusammengedrückt, mit breit gerundetem Rücken und nur wenig verschiedenen Seiten. Nur der letzte Umgang sichtbar. Die Kammern durch lineare aber deutliche Nähte gesondert, sich auf der Spiralseite vollkommen umfassend, nur selten eine Spur der älteren Umgänge in der Mitte undeutlich erkennbar. Die letzte Kammer der Quere nach breiter als die Schale mit flacher, halbmondförmiger, nach der Nabelseite zu etwas weiter herabreichenden Mundfläche und einer langen gekammerten, ziemlich weiten Mündungsspalte. Die Schale besitzt weder Löcher noch Porenkanäle und nähert sich in ihrer Struktur den kiesig sandigen Buliminen, nur daß die Partikelchen, aus denen die Schalensubstanz besteht, außerordentlich klein sind und keine Sand- oder Kieselerde einschließen. Die Schale löst sich in Salzsäure ohne Kieselerde zu hinterlassen.

Sehr verbreitet und charakteristisch für die Rügen'sche Kreide.“

Bei uns ziemlich häufig im oberen Seewer und bisher nur in einem Exemplar (Fig. 94) im Kreideflysch festgestellt.

Gattung *Rotalia*.

REUSS, Entwurf einer systematischen Zusammenstellung der Foraminiferen. — Sitzungsber. der k. k. Ak. d. W. in Wien. 1861. 54. Bd.

„Gehäuse frei, ungleichseitig, kreiselförmig, seltener stark niedergedrückt, fast schuppenförmig oder dagegen konisch oder niedrig turmförmig; vollkommen spiralg; auf der Spiralseite fast stets alle Spiralwindungen, auf der Nabelseite nur den letzten Umgang zeigend. Mündung eine vertikale Spalte am innern Rand der Septalfläche hart am vorhergehenden Umfang.“

Rotalia polyraphes Rss.

REUSS, Die Versteinerungen der böhmischen Kreideformation. 1845—46.

EGGER, Oberbayr. Foram. 1899. S. 161, Taf. XX, Fig. 35—37.

Taf. II, Fig. 107—111.

Fig.	Bohrung	W _n	m Tiefe.	Durchmesser	
Fig. 107	aus Bohrung	W ₁ : 485	m Tiefe.	Durchmesser	0,14—0,18 mm.
„ 108	„	W ₃ : 511—512	„	„	0,09—0,14 „
„ 109	„	W ₃ : 511—512	„	„	0,08—0,12 „
„ 110	„	W ₃ : 645	„	„	0,14—0,2 „
„ 111	„	W ₄ : 560—561	„	„	0,17—0,2 „

EGGER beschreibt die Art folgendermaßen: „Die Gehäuse von 0,18 bis 0,25 mm Scheibendurchmesser zeichnen sich aus durch scharfen Umriß mit ganzem Rande, durch ungleiche Wölbung der Schale, zahlreiche gebogene Kammern mit tief eingesenkten Nähten. Bei durchfallendem Licht erscheinen die Nähte als kräftige, bogenförmige Rippen. Die letzte Windung der Rollfläche umkreist die kleinere Mittel- und Anfangswindung, wölbt sich etwas empor und endet vorne mit stumpfeckigem Vorsprung der letzten Kammer. Die Schale ist mit dichtstehenden feinen Poren besetzt. Die Nabelfläche vereinigt die Nähte der Kammern in einer seichten Nabelgrube.“

Das Vorkommen gibt er außer im Pattenauer und Gerhardsreuter Mergel noch von zahlreichen anderen Orten an. In den „Seewener Kreideschichten“ nennt er diese Art nicht, erwähnt aber als unsicher *Rotalina Schloenbachi* Rss.

Zahlreich im Seewer.

Rotalia Schloenbachi Rss.

REUSS, Die Foram. d. norddeutschen Hils und Gault. 1863.

EGGER, Oberbayr. Foram. 1899. S. 160, Taf. XIX, Fig. 25, 26.

Taf. II, Fig. 112, 113.

Fig. 112 aus Bohrung W₄; 79—81 m Tiefe. Durchmesser 0,1—0,2 mm.

Gehäuse eiförmig. Stark gebogene Kammern, die schwarz ausgefüllt sind, mit tiefen Nähten.

Wird von EGGER aus den Gerhardsreuter Mergeln erwähnt.

Es ist fraglich, ob das doppelt so große Exemplar (Fig. 113) hierher zu stellen ist. Kreideflysch.

Gattung *Planorbulina*.*Planorbulina* cf. *mediterraneensis* D'ORB.

Taf. II, Fig. 114.

Fig. 114 aus Bohrung W₃; 598 m Tiefe. Höhe 0,09, Breite 0,47 mm.

Das einzige Exemplar, das ich gefunden habe, scheint in einem senkrechten Schnitt zur Fläche, gerade durch die Mitte getroffen zu sein.

In den Seewener Kreideforaminiferen von EGGER ist keine *Planorbulina* angegeben, auch in den oberbayerischen Kreideforaminiferen kommt *Planorbulina* nur als Synonym für *Anomalina* resp. *Rotalina* vor. Unser Schlibbild stimmt mit dem bei ZITTEL-BROILL, Grundzüge der Paläontologie auf S. 38, Fig. 36c gegebenen Durchschnitt der rezenten *Pl. mediterraneensis* D'ORB. sehr gut überein. Diese soll aber nach EGGER, Foraminiferen aus Meeresgrundproben, S. 380, Taf. XIV, Fig. 24—26, erst vom Miozän an auftreten.

Seewer.

Gattung *Truncatulina*.*Truncatulina* cf. *reticulata* CZICZEK.

CZICZEK, Beiträge zur Kenntnis der fossilen Foraminiferen des Wiener Tertiärbeckens. 1848. — Naturw. Abh. v. HAIDINGER, Bd. II.

EGGER, Foram. aus Meeresgrundproben. 1893. S. 402, Taf. XVI, Fig. 44.

Taf. II, Fig. 115.

Fig. 115 aus Bohrung W₁; 210 m Tiefe. Durchmesser 0,17—0,19 mm.

Das wesentlichste Merkmal dieser Art ist ein kurzer, freiabstehender Röhrenansatz am Schluß der letzten Mündung. Die von EGGER a. a. O. gegebene Abbildung zeigt einen zackigen, unebenen Umriß, während dies bei unserer Art nicht zu bemerken ist; auch ist bei ihr die Anzahl der Kammern der letzten Windung größer. Trotzdem ist das freie Mündungsrohr von solcher Bedeutung, daß ich unsere Art als Vorläufer der nach BRADY erst im Eozän beginnenden *T. reticulata* bezeichnen möchte.

Kreideflysch.

Gattung *Anomalina*.*Anomalina ammonoides* Rss.

REUSS, Die Versteinerungen d. böhmischen Kreideforam. 1845—1846.

EGGER, Oberbayr. Foram. S. 152, Taf. XVIII, Fig. 10—12. 1899. — Seewener Kreideforam. S. 44, Taf. IV, Fig. 7—9.

Taf. II, Fig. 116.

Fig. 116 aus Bohrung W₁; 210 m Tiefe. Durchmesser 0,18—0,2 mm.

Das Gehäuse hat einen fast kreisförmigen Umriß. Die letzte Windung besteht aus zehn Kammern, von denen die letzte kleiner erscheint als die vorhergehende.

Dies kommt daher, daß sie sich etwas nach der Nabelfläche zu senkt. Man glaubt zunächst den Durchschnitt einer Kugel vor sich zu haben, so eng schmiegt sich die letzte Kammer an das Gehäuse an.

Kreideflysch.

Anomalina complanata Rss.

REUSS, Die Foraminiferen und Entomostraceen des Kreidemergels von Lemberg. 1850.

EGGER, Oberbayr. Foram. 1899. S. 153, Taf. XVIII, Fig. 1—3. — Seewener Kreideforam. 1909. S. 44, Taf. II, Fig. 32, 33 und Taf. IV, Fig. 22, 23.

Taf. II, Fig. 117—121.

Fig. 117 aus Bohrung W₉; 645 m Tiefe. Durchmesser 0,2 mm.

" 118 "	"	W ₉ ; 645 "	"	"	0,22 "
" 119 "	"	W ₉ ; 645 "	"	"	0,15 "
" 120 "	"	W ₉ ; 645 "	"	"	0,31 "
" 121 "	"	W ₉ ; 645 "	"	"	0,16 "

Steht *A. ammonoides* außerordentlich nahe, hat aber einen stumpfen Kiel, der in unsern Schliften jedoch nirgends getroffen ist. Ob Fig. 120 hierher gehört, ist fraglich. Sie ist viel größer als die andern Exemplare und die letzte Windung legt sich so um die vorletzte, daß die Peripherie einen stumpfwinkligen Einschnitt am Mündungsende aufweist, während bei *A. ammonoides* die Peripherie einen geschlossenen Kreis bildet.

Sämtliche Exemplare stammen aus einer und derselben Bohrprobe.

Seewer.

Gattung *Calcarina*.

Calcarina rotula EGGER.

Taf. II, Fig. 122 und 123.

Fig. 122 aus Bohrung W₄; 79—81 m Tiefe. Durchmesser 0,09—0,13 mm.

" 123 "	"	W ₄ ; 567,3 "	"	"	0,08 "
---------	---	--------------------------	---	---	--------

EGGER beschreibt a. a. O. kleine Scheiben vom Einbachgraben von 0,10—0,15 mm Durchmesser, die wie ein Rad nach außen von einem Reif abgegrenzt sind, mit einiger Zurückhaltung als *Calcarina rotula*. Bei durchfallendem Licht lassen sich von der Mitte der Schale aus gegen den Rand verlaufende Sternstrahlen wahrnehmen, die von der nicht abgegrenzten Schalenmitte aus unmittelbar in den Randeif übergehen. Zwischen den Sternstrahlen bleiben dreieckige Felder.

Es sind dies die Jugendstadien einer später sich zu einer *Rotalina*-ähnlichen Gestalt entwickelnden Form.

Die von EGGER als cenoman aufgeführte Art kommt bei uns im Kreideflysch (W₄; 79—81 m Tiefe) und zusammen mit den echten Seewener Leitfossilien (W₄; 567,3 m Tiefe) vor.

Familie *Nummulinidae*.

Gattung *Operculina* D'ORB.

Schale scheibenförmig, abgeplattet, aus 3—6 spiralen, sich nicht umhüllenden Umgängen bestehend, die durch Septa in Kammern geteilt sind. Septa und Rückenstrang mit einem mehrfach verästelten, geraden Kanalsystem durchzogen.

? *Operculina cretacea* Rss.

REUSS, Die Foraminiferen des Kreidetuffs von Maestricht. 1861.

EGGER, Oberbayr. Foram. S. 175, Taf. XIX, Fig. 31.

(Fortsetzung s. S. 135.)

Verzeichnis und tabellarische Übersicht über das Vorkommen der oben beschriebenen Foraminiferen in den einzelnen Kreidestufen in Oberbayern, ferner in Böhmen und auf Rügen.

Nummer	Art	Wiessee				Oberbayern				Rügen	Böhmen	Seite, Tafel, Figur	
		Kreideflysch	Konglomeratzone	Seewer	Glaukonitkollenzone	Nierental-Mergel	Pattener Mergel	Gerhardsreuter Mergel	Seewerschichten Egger				
1	<i>Orbitolina concava</i> LAM.	+		+			+				+	+	100, I, 1—8.
2	<i>Miliolinae</i>	+			+								102, II, 98—106.
3	<i>Miliola</i> cf. <i>contorta</i> D'ORB.	+	+		+	+	+						103, I, 13—16.
4	„ sp. α				+								103, I, 17.
5	„ cf. <i>vitrea</i> KARRER	+			+		+						103, I, 18—20.
6	<i>Lagena globosa</i> WALKER	+	+	+		+	+	+			+		104, I, 21—24.
7	„ <i>marginata</i> WALKER				+	+	+	+					105, I, 25—28.
8	„ <i>orum</i> EHRENBERG				+								105, I, 29—31.
9	„ <i>clavata</i> EGGER				+		+				+		106, I, 32, 33.
10	„ <i>ellipsoidalis</i> SCHWAGER	+					+	+					106, I, 34.
11	„ <i>apiculata</i> v. <i>elliptica</i> RSS.				+	+	+	+			+		106, I, 35—37.
12	„ <i>laevis</i> MONTACU	+	+	+				+			+		107, I, 38—43.
13	<i>Orbulinaria sphaerica</i> KAUFM.	+	+	+	+					+	+		108, I, 44—56.
14	<i>Oligostegina laevigata</i> KAUFM.	+	+	+	+					+	+		109, I, 57—69.
15	<i>Nodosaria expansa</i> RSS.				+		+					+	109, I, 70.
16	„ <i>constricta</i> RSS.				+								110, I, 71.
17	„ sp.		+										110, I, 72.
18	<i>Lingulina furcillata</i> BERTHÉLIN					+							110, I, 73 und 74.
19	<i>Fronicularia</i> sp. α					+							110, I, 75.
20	„ sp. β					+							111, I, 76—78.
21	<i>Marginula</i> cf. <i>bullata</i> RSS.				+			+	+		+	+	111, I, 79 und 80.
22	<i>Flabellina Budensis</i> v. HANTKEN				+			+	+				111, I, 81.
23	<i>Cristellaria subalata</i> RSS.				+			+					111, I, 82, 83.
24	cf. <i>Cristellaria gaultina</i> BERTHÉLIN				+			+					112, I, 84—86.
25	? <i>Cristellaria</i> sp.				+								112, I, 87.
26	<i>Polymorphina</i>	+	+	+									112, I, 88—91.
27	<i>Textularia globulosa</i> EHRENBERG		+	+				+	+	+	+	+	113, I, 92—99.
28	„ <i>conulus</i> RSS.		+	+				+	+	+	+	+	113, I, 100—105.
29	„ sp. α	+						+	+	+	+	+	114, I, 106—109.
30	„ <i>globifera</i> RSS.		+	+				+	+	+	+	+	114, I, 110—116.
31	„ <i>pupa</i> RSS.		+	+				+	+	+	+	+	114, I, 117—121.
32	„ <i>pygmaea</i> RSS.		+	+						+			115, I, 122—126.
33	„ <i>Partschi</i> RSS.	+	+					+	+				115, I, 127—129.
34	„ <i>aculeata</i> EHRENBERG		+	+						+	+	+	115, I, 130—136.
35	„ <i>aciculata</i> D'ORB.		+	+									115, I, 137—142.
36	„ <i>Eggeri</i> m.	+											116, I, 143—145.
37	<i>Plecanium</i> cf. <i>foedum</i> KARRER	+			+							+	117, I, 146, 147, 148a.
38	„ sp. α	+											117, I, 148, 149.
39	„ sp. β				+								117, I, 150.
40	<i>Bolivina linearis</i> EHRENBERG				+				+	+	+		118, I, 151—154.
41	„ sp. α				+								118, I, 155—158.
42	„ sp. β	+	+										118, I, 159—161.

Nummer	Art	Wiessee				Oberbayern				Rügen	Böhmen	Seite, Tafel, Figur
		Kreideflysch	Konglomeratzone	Seewer	Glaukonitkollenzone	Nierental-Mergel	Pattenaauer Mergel	Gerhardsreuter Mergel	Seewerschichten Egger			
43	<i>Bolivina</i> sp. η	+										119, I, 162, 163.
44	" sp. δ		+	+								119, I, 164, 165.
45	" sp. ε			+								119, I, 166.
46	" sp. ζ			+								119, I, 167.
47	" <i>Reussi</i> GEINITZ				+	+	+	+			+	120, I, 169.
48	" sp. θ	+										120, I, 170.
49	" cf. <i>tenuis</i> MARSSON	+	+			+	+			+		120, I, 171-174 u. 168.
50	<i>Gaudryina crassa</i> KARRER	+	+			+	+	+		+		121, I, 175-177.
51	" <i>spissa</i> BERTHÉLIN			+			+					121, I, 178.
52	<i>Bigenerina</i> sp. α				+			+				121, I, 179.
53	" sp. β	+										121, I, 180.
54	<i>Rhabdogonium</i> cf. <i>acutangul.</i> RSS.	+										122, I, 181, 182.
55	? <i>Bulimina</i> sp.			+								122, I, 183-186.
56	<i>Globigerina bulloides</i> D'ORB.		+	+		+	+	+	+			122, I, 187-191.
57	" <i>cretacea</i> D'ORB.	+	+	+		+	+	+	+	+	+	123, I, 192-199.
58	" <i>aequilateralis</i> BRADY		+	+		+	+	+	+			123, II, 1-8.
59	<i>Discorbina canaliculata</i> RSS.		+	+		+	+	+	+			124, II, 9-18.
60	" <i>Linnacana</i> D'ORB.			+				+				124, II, 19-22.
61	" <i>marginata</i> RSS.			+				+		+		125, II, 23-29.
62	" <i>biconcava</i> PARKER			+				+				125, II, 30-35.
63	" sp. α			+								125, II, 36-41.
64	" <i>obtusa</i> D'ORB.			+					+	+		126, II, 42.
65	" sp. β			+								126, II, 43-47.
66	" <i>rudis</i> RSS.		+	+		+			+			126, II, 48, 49.
67	" <i>Bosqueti</i> RSS.			+					+			126, II, 50-58.
68	" <i>Schloenbachi</i> RSS.			+					+			127, II, 59-62.
69	" <i>gracilis</i> MARSSON			+					+	+		127, II, 63-69.
70	" sp. γ	+		+								127, II, 70-74.
71	" <i>alata</i> MARSS. ?		+							+		128, II, 75.
72	" <i>bembix</i> MARSSON			+						+		128, II, 76.
73	" <i>pertussa</i> MARSS.			+						+	+	129, II, 77-89.
74	" sp. δ			+								129, II, 90-92.
75	? <i>Discorbina</i>			+								129, II, 93.
76	<i>Discorbina globosa</i> v. HAGENOW	+		+						+		129, II, 94-97.
77	<i>Rotalia polygraphes</i> RSS.			+		+	+	+			+	130, II, 107-111.
78	" <i>Schloenbachi</i> RSS.	+										131, II, 112, 113.
79	<i>Planorbulina</i> cf. <i>mediterr.</i> D'ORB.			+								131, II, 114.
80	<i>Truncatulina</i> cf. <i>reticulata</i> CZICZ.	+										131, II, 115.
81	<i>Anomalina ammonoides</i> RSS.	+	+			+	+	+	+	+	+	131, II, 116.
82	" <i>complanata</i> RSS.			+			+	+	+			132, II, 117-121.
83	<i>Calcarina rotula</i> EGGER	+		+								132, II, 122-123.
84	? <i>Operculina cretacea</i> RSS.			+				+				132, II, 124-126.

Diese Tabelle wird bei der Feststellung der Schichtenfolge näher zu benutzen sein.

Taf. II, Fig. 124—126.

Fig. 124 aus Bohrung W₃; 615 m Tiefe. Durchmesser 0,18—0,22 mm.

„ 125 „ „ W₃; 595 „ „ „ 0,13—0,21 „

„ 126 „ „ W₃; 605 „ „ „ 0,26—0,44 „

Das scheibenförmige, etwas zusammengedrückte Gehäuse hat etwa $2\frac{1}{2}$ Windungen mit zahlreichen (über 15) Kammern, die durch starke Septen getrennt sind.

Ich bin mir nicht sicher, ob diese Gehäuse zu *Operculina* zu stellen sind, da ich in den Septen kein Kanalsystem feststellen konnte. Dagegen ist die Übereinstimmung mit der von EGGER a. a. O. gegebenen Figur von Gerhardsreut sehr groß.

Außer den von mir abgebildeten Exemplaren sind mir keine andern mehr aufgefallen.

Seewer.

Die beschriebenen 84 verschiedenen Arten verteilen sich auf 7 Familien und 27 Gattungen.

An Arten- und Individuenzahl heben sich besonders heraus die Gattungen *Textularia*, *Globigerina*, *Bolivina* und *Discorbina*, durch die Menge der Individuen hauptsächlich *Orbulinaria sphaerica* KAUFM. Nur in je einem Exemplar habe ich auffinden können *Nodosaria expansa* Rss., *Nodosaria constricta* Rss. und *Bolivina Reussi* GEINITZ.

Schichtenfolge.

Soweit es sich bis jetzt hat feststellen lassen, gehören sämtliche bisher mit schon bekannten Formen identifizierten Foraminiferenarten der oberen Kreide an und die wenigen neuen Arten sind so unter die andern verteilt, daß sie dieses Resultat nicht beeinflussen können. Besonders hervorzuheben sind die Kreideleitfossilien

Orbitolina concava LAM. — *Lagena globosa* WALKER. — *Lagena spiculata* v. *elliptica* Rss. — *Orbulinaria sphaerica* KAUFM. — *Oligostegina laevigata* KAUFM. — *Globigerina cretacea* D'ORB. — *Anomalina ammonoides* Rss.

Orbitolina concava LAM. tritt nur in der Kreide auf, nicht mehr im Eozän, überhaupt nicht mehr im Tertiär. Bei uns kommt nur die Jugendform (vielleicht besondere Abart?) und zwar zahlreich in den oberen durchbohrten Schichten vor.

Orbulinaria sphaerica KAUFM. ist nach HEER (Urwelt S. 196) das gemeinste Petrefakt des Seewerkalkes und findet sich in zahlloser Menge in der Schreibkreide von Rügen (EGGER, Seewener Kreide S. 3—16).

Oligostegina laevigata KAUFM. ist im Seewerkalk und in der weißen Schreibkreide von Rügen ebenfalls ziemlich verbreitet und massenhaft in den oberen Schichten des Gault vorhanden (HEER, Urwelt, S. 197).

Dazu kommen die für die Kreide so charakteristischen Diskorbinen- und Textularienformen, ferner *Globigerina cretacea* D'ORB., *Anomalina ammonoides* Rss. und viele andere, so daß über die Zugehörigkeit sämtlicher oben beschriebener Arten zur Kreideformation kein Zweifel herrschen kann.

In welcher Weise sind nun diese Kreidefossilien in den durchbohrten Wiesseer Schichten verteilt? In Bohrung W₃ konnten wir nach petrographischen Gesichtspunkten folgende Gesteinsfolge feststellen:

0—175 m schwarze Schiefer und Kieselkalke,

180—275 m dichte gelbgraue Kalke neben Kieselkalk und schwarzen Schiefen
 280—325 m schwarze Schiefer und Kieselkalke,
 330—435 m dichte bräunlichgraue Kalke neben schwarzen Schiefen und Kieselkalcken.

440—511 m rote, tonig-sandige, konglomeratische Mergel neben Kieselkalcken und
 Glimmersandsteinen mit Glaukonitkörnchen.

511—676 m hellgrauer und rötlicher, sehr dünnschiefriger Kalk.

676—713,8 m Glaukonitknollenkalk.

Wir können demnach folgende Zonen unterscheiden:

1. Eine Zone schwarzer Schiefer mit vielen hell- bis dunkelgrauen Kieselkalcken und deren Abarten,
2. eine Konglomeratzone,
3. eine Zone aus feingeschiefertem hellgrauen bis rötlichen Kalcken und
4. eine Glaukonitknollenzone.

Sämtliche vier Zonen enthalten die Kreideleitfossilien *Orbulinaria sphaerica* KAUFM. und *Oligostegina laevigata*, gehören also sämtlich der Kreide an. *Orbulinaria sphaerica* ist in ihnen zahlreich, teilweise massenhaft verbreitet und sogar noch in den schwarzen Schiefen zu erkennen. *Oligostegina laevigata* ist allerdings viel weniger zahlreich, jedoch immer mit *Orbulinaria* vergesellschaftet. *Globigerina cretacea* D'ORB. ist festgestellt in den oberen drei Zonen und *Orbitolina concava* LAM. in der obersten und dritten.

1. Die Zone der schwarzen Schiefer (Kreideflysch).

Ihr gehören von den 84 bisher in den Wiesseer Bohrproben aufgefundenen Arten folgende 18 auch in den andern Stufen und 10 in ihr allein vorkommende an:

Orbitolina concava LAM. — *Miliola* cf. *contorta* D'ORB.; *M.* cf. *vitrea* KARRER.; *M.* sp. — *Lagena globosa* WALKER; *L. ellipsoidalis* SCHWAGER; *L. laevis* MONTAGU. — *Orbulinaria sphaerica* KAUFM. — *Oligostegina laevigata* KAUFM. — *Polymorphina*. — *Textularia* sp. α .; *T. Partschi* RSS.; *T. Eggeri* m. — *Plecanium* cf. *foedum* KARRER.; *P.* sp. α . — *Bolivina* sp. η .; *B.* sp. δ .; *B.* cf. *tenuis* MABSS. — *Gaudryina crassa* KARRER. — *Bigenerina* sp. β . — *Rhabdogonium* cf. *acutangulum* RSS. — *Globigerina cretacea* D'ORB. — *Discorbina* sp. γ .; *D. globosa* v. HAGENOW. — *Rotalia Schloenbachi* RSS. — *Truncatulina* cf. *reticulata* CZICZEK. — *Anomalina ammonoides* RSS. — *Calcarina rotula* EGGER.

Besonders charakteristisch ist für diese Stufe das Vorkommen der Miliolinen, Plecanien und Bigenerinen, die Seltenheit der in den Schriffen der tieferen Stufen so außerordentlich auffallenden und sowohl an Arten wie Individuen so äußerst zahlreichen Textularien und Discorbinen. Nur die für die Rügen'sche Kreide bezeichnende *Discorbina globosa* v. HAGENOW ist außer in der Zone der feingeschiefertem hellgrauen und rötlichen Kalke auch in die obere Zone der schwarzen Schiefer übergegangen. Die seltenen kleinen Arten *Discorbina* sp. δ und γ gehören dieser Stufe allein an. Von den Textularien sind *T. Partschi* RSS. und zwei unbestimmte Arten der Zone der schwarzen Schiefer allein angehörig. Das Vorkommen einer *Truncatulina* mit einem kurzen, freiabstehenden Röhrenansatz am Schluß der letzten Windung, die als Vorläufer der erst im Eozän beginnenden *T. reticulata* CZICZEK aufzufassen ist, deutet schon die Nähe des Tertiärs an. Da die Zone der schwarzen Schiefer mit den feingeschiefertem graurötlichen Kalcken nur 11 Arten gemeinsam hat, während

17 neue Arten auftreten, so muß trotz der unbedingten Kreideangehörigkeit doch eine tiefgehende Verschiedenheit der beiden Zonen, die sich auch schon durch die petrographische Ausbildung ausprägt, auch aus der Fauna geschlossen werden. Die Zone der schwarzen Schiefer zeigt sich also auch in der Fossilführung als selbständige, allerdings zu der darunterliegenden geschieferten Kalkzone in naher Beziehung stehende Stufe der Kreideformation und dürfte deshalb der Name Kreideflysch dafür am Platze sein.

Die Wiesseer Bohrungen treffen in den oberen Schichten hauptsächlich schwarze Schiefer und dunkle Kieselkalke an, zu denen sich dann in den mittleren und tieferen Lagen dünne Schichten gelbgrauer und gelbbrauner dichter Kalke gesellen, so daß ich glaubte, dadurch eine Einteilung erreichen zu können. Bei genauer Vergleichung der Foraminiferen zeigte sich aber kein Unterschied in der Fauna der verschiedenen Tiefen; ein Unterschied ließ sich nur insofern feststellen, als eigentlich nur Kieselkalke sowie graugelbliche und graubräunliche dichte Kalke reichlich Foraminiferen führten, während in den schwarzen Schiefen nur sehr wenig Reste von Foraminiferen zu finden waren. Höchst wahrscheinlich sind diese ursprünglich aber auch in diesen Schichten ebenso zahlreich vorhanden gewesen und aus ihnen erst später verschwunden.

2. Die Konglomeratzone.

Sie besteht aus einer rötlichen stark sandig-tonigen Mergelablagerung mit scharfkantigen oder nur wenig kantengerundeten Geröllen und Quarz-Sandkörnchen, die zuerst in Bohrung W₄ von Prof. OEBBEKE bei 500 m festgestellt¹⁾ und von Obermedizinalrat Dr. EGGER auf Foraminiferen untersucht wurde. Letzterer konnte darin nur nach fortgesetztem Schlämmen und Durchsuchen Schalen oder Bruchstücke von folgenden Foraminiferen auffinden:

1. *Globigerina cretacea* D'ORB. 2. *G. bulloides* D'ORB. 3. *G. aequilateralis* BRADY. 4. *Gaudryina* Jugendform. 5. *Textularia globulosa* EHRENBERG. 6. *T. pygmaea* RSS. 7. *T. Partschii* RSS. 8. *T. aciculata* D'ORB. 9. *T. conulus* RSS. 10. *Discorbina canaliculata* RSS. 11. *D. rudis* RSS. 12. *Polymorphina dilatata* RSS. 13. *Bolivina inerasata* RSS. 14. *Rotalina caracolla* RÖMER und 15. *Anomalina ammonoides* RSS.

Ich habe außerdem in dieser Zone noch feststellen können:

16. *Miliola* cf. *contorta* D'ORB. 17. *Lagena globosa* WALKER. 18. *L. laevis* MONTAGN. 19. *Orbulinaria sphaerica* KAUFM. 20. *Oligostegina laevigata* KAUFM. 21. *Nodosaria* sp. 22. *Textularia globifera* RSS. 23. *T. pupa* RSS. 24. *T. aculeata* EHRENBERG und 25. *Discorbina alata* MARSSON.

EGGER äußert sich folgendermaßen: „Grauer, mit zahlreichen Steinbrocken konglomeratartig durchsetzter Mergel, zerfällt, in Wasser gelegt, rasch, trübt dasselbe beim Schütteln undurchsichtig hellgrau, schlägt einen grauen Brei nieder, welcher, bei fortgesetztem Zusatz von Wasser weiter geschüttelt, glaukonitische Körner und Splitter abscheidet. Foraminiferen kommen in ziemlicher Häufigkeit vor, aber gut erhaltene Exemplare sind nicht so häufig und mehr als kleine, jugendliche Gebilde vorhanden. Die größere Körner führenden Schlammreste enthalten nur wenig Foraminiferen und diese nur als schalenlose Kerne, welche überdies beim Petrifikationsvorgange die für die Art charakteristischen Linien mannigfach verbildet haben oder Spuren von Zerstörung an sich tragen. Mit den kleineren Dimensionen

¹⁾ Auf Veranlassung von Prof. OEBBEKE wurde hier ein Bohrkern gezogen.

der Sandkörner nimmt auch die Häufigkeit der Foraminiferen zu und zeigt sich ein besserer Erhaltungszustand der Schalen, welche freilich mehr und mehr als Jugendformen auftreten. Im ganzen kann aus den untersuchten Proben entnommen werden, daß der Gehalt an Foraminiferen ein mäßig großer ist und daß die aufgefundenen Arten nicht viele sind. So viel läßt sich aber erkennen, daß die Foraminiferen einer bestimmten Zeit gemeinsam angehören und daß als solche die jüngere Kreidezeit (Senon) zu erkennen ist. Der Zustand, in welchem die Mehrzahl der Foraminiferengehäuse sich erhalten finden, der Verlust der Schalen bei den etwas größeren Exemplaren, die Veränderung der Umrisse in der Ausfüllungsmasse der einzelnen Kammern der petrifizierten Gehäuse, die Ungleichheit des Materials, in welchem die Foraminiferen eingebettet liegen als zum Teil ursprüngliches mergliges, dann glaukonitisch sandiges, legen die Vermutung nahe, daß die Foraminiferen in dem Konglomeratmergel nicht ursprünglich, sondern erst sekundär eingelagert erscheinen.“

Der Schlämmrückstand besteht aus viel grauem Quarzsand mit kantengerundeten Geröllchen bis zu Haselnußgröße, hellgrauem und dunkelgrauem bis schwarzem Kieselkalk, ganz vereinzelt kleinen Bröckchen aus dünn geschiefertem, rotem und hellgrauem Kalk, ziemlich viel, meist fein zerriebenem Spaltenkalk, vielen kleinen Glimmerblättchen und kleinen Glaukonitkörnchen und -Splitterchen. Solche stark tonhaltigen Mergel oder auch Tone mit Geröllchen konnte ich noch feststellen in Bohrung W_3 bei 442 m Tiefe, in Bohrung W_6 bei 572 m mit über hirsekorn-großen Geröllchen, in Bohrung W_7 bei 573 m und Bohrung W_8 bei 598 m Tiefe. Wir haben es also mit einer durchgehenden Erscheinung zu tun, die uns wichtige Aufschlüsse gibt. Dazu kommt, daß in Bohrung W_5 bei 438 m Tiefe eine Nagelfluh aus hartem, rotem Ton mit eingebakenen, scharfkantigen bis kantengerundeten Geröllchen bis zu Erbsengröße aus den oben genannten Gesteinen vorkommt, ebenso in Bohrung W_9 bei 435 m Tiefe eine sehr stark verkieselte grünliche (glaukonitische) Brekzie aus Kieselkalk und rotem Ton. Bei W_1 finden sich von 430 bis 440 m nur ganz vereinzelt rote Mergelstückchen. Bei den Bohrungen W_2 , W_{10} und W_{11} ist die betreffende Zone nicht erreicht worden. In den Bohrungen Robogen-Finner wird diese Zone angedeutet durch:

F_1 bei 6,8—8 m grauroter Ton,

F_2 bei 25 m, ein Stückchen roter Kalk,

R_1 bei 24,5—27 m roter Schieferton,

R_3 bei 26,85 m kleine rötliche Kalkstückchen,

R_7 bei 30,5 m grauvioletter Bohrschlamm mit roten Kalkstückchen und graurotem, geschichtetem, schiefrigem Kalk,

R_7 bei 32,5 m roter Schieferton (Bohrjournal),

R_8 bei 20,7 m schwarzer, grauer und roter Schieferton mit hellgrauen und roten Kalkstückchen,

R_{10} bei 89 m Spuren von rötlichem Ton,

R_{13} bei 405—450 m roter Ton mit Stückchen von Kieselkalk.

Auffallend ist die fast gleiche Tiefe von 442, 438 und 435 m in den Bohrungen W_3 , W_5 und W_9 , in den Bohrungen W_6 , W_7 und W_8 bei 572, 573 und 598 m, bei welchen sich diese Ton- und Konglomeratbildung findet.

Diese Ton- und Konglomeratbildung zeigt eine Verflachung der Meerestiefe an, aus der sich schon Küstenstrecken erhoben haben und die Gerölle lieferten, die in rotem, tonigem Schlamm eingebettet wurden. Die abgeriebenen Foraminiferen

stammen ebenfalls aus nicht sehr großer Entfernung und sind aus den schon teilweise verfestigt liegenden vom Meer ausgewaschen. Zu einer großen Festlandsbildung kam es aber nicht; denn, wenn auch die Mehrzahl der kleinen Meeresbewohner hier ausstarb, so retteten sich doch verschiedene Arten in die neuen Verhältnisse, in das Kreideflyschmeer, das sich nun bildete, hinüber.

Von den 25 in dieser Zone festgestellten Foraminiferenarten gehören dieser Zone allein an nur zwei Arten: *Discorbina alata* MARSSON, *Nodosaria* sp., dem Kreideflysch und der Konglomeratzone 10 Arten: *Miliola* cf. *contorta*, *Lagena globosa*, *Lagena laevis*, *Orbulinaria sphaerica*, *Oligostegina laevigata*, *Polymorphina*, *Textularia Partschi*, *Gaudryina crassa*, *Globigerina cretacea* und *Anomalina ammonoides*, der Konglomeratzone und dem darunter liegenden Seewerkalk 19 Arten: *Lagena globosa*, *L. laevis*, *Orbulinaria sphaerica*, *Oligostegina laevigata*, *Polymorphina*, *Textularia globulosa*, *T. conulus*, *T. globifera*, *T. pupa*, *T. pygmaea*, *T. aculeata*, *T. aciculata*, *Bolivina* sp. β , *B.* sp. δ , *Globigerina bulloides*, *G. cretacea*, *G. aequalateralis*, *Discorbina canaliculata* und *D. rudis*.

Der Zusammenhang der Konglomeratzone erweist sich also sowohl mit dem folgenden Kreideflysch, wie in noch ausgesprochenerem Maße mit dem darunter liegenden Seewer. Wir haben folglich in der Konglomeratzone ein Zeugnis des Übergangs von einem frühern Meer zu einem späteren an demselben Ort durch eine Flachseebildung. Diese Übergangszone ist auch sonst noch von großer Bedeutung; darauf komme ich noch zurück.

Die Grenze nach dem Hangenden sehe ich in der besprochenen Konglomeratbildung und dem letzten (von oben nach unten gerechnet dem ersten) Auftreten der roten und hellgrauen feingeschiefertten Kalke. Die Grenze nach dem Liegenden läßt sich nicht so fest bestimmen, da die Hebung wahrscheinlich allmählich eingetreten ist. Es geben hierfür die letzten (von oben nach unten gerechnet) konglomeratischen Mergelbänke, die dunkelgrauen Kieselkalke und die schwarzen Schiefer einen Anhalt. In Bohrung W_1 sind die roten Kalkstückchen von 430—454 m Tiefe mit Kieselkalcken vermengt, die eine sehr geringe Fauna enthalten: nur wenige und undeutliche Orbulinarien, Oligosteginen und Orbitolinen, eine sehr fragliche *Globigerina aequalis* und ebensolche *Textularia pupa*. Dies entspricht der gegebenen Sachlage, da in den tonigen Konglomeratschichten nur Foraminiferen eingeschwemmt werden, primär aber nicht leben konnten. Dem gegenüber ist in Bohrung W_4 , in der die grauen und roten Mergel von 485—535 m Tiefe reichen, sowohl bei 535 m als auch noch bei 493—496 m die ausgesprochene Fauna des Liegenden, des Seewers, vorhanden. Der Beginn der Gerölle muß ab 485 m (OEBBEKE) gerechnet werden.

Das Natürliche ist, daß die eigentliche Fauna dieser Übergangszone sehr arm ist und in den Konglomeratbänken wahrscheinlich überhaupt nur eingeschwemmte Reste von Versteinerungen vorkommen. Das stimmt mit der Untersuchung von sämtlichen oben erwähnten konglomeratischen Mergel- und Tonproben überein.¹⁾

3. Zone der grauen und rötlichen, feingeschiefertten Kalke (= Seewer).

Mit der Besprechung der Konglomeratzone mußte ich schon teilweise auch die Zone der Seewerschichten streifen. Diese bestehen hauptsächlich aus hellgrauen, teilweise rötlichen, fein geschiefertten und meist stark verquetschten Kalk-

¹⁾ Die roten Schiefer FINKS gehören nicht hierher. Sie treten erst im Hangenden des Kreideflysch auf und bilden dort den Übergang zu einer darüber liegenden Sandsteinbildung, die von den besprochenen Tiefbohrungen vermieden worden ist.

steinen und dunkelgrauen, kieselkalkartigen Bänken. Glaukonit ist sehr selten. Die mikroskopische Untersuchung von Schliifproben zeigt die überraschenden Bilder einer an Formen und Individuen überaus zahlreichen Foraminiferenfauna. Von den überhaupt in den Bohrproben festgestellten 84 Arten gehören 61 dieser Zone an:

Orbitolina concava LAM. — *Miliola* sp. α . — *Lagena globosa* WALKER; *L. marginata* WALKER; *L. ovum* EHRENBERG; *L. clavata* EGGER; *L. apiculata* v. *elliptica* RSS.; *L. laevis* MONTAGN. — *Orbulinaria sphaerica* KAUFM. — *Oligostegina laevigata* KAUFM. — *Nodosaria constricta* RSS. — *Lingulina furcillata* BERTHÉLIN. — *Fronicularia* sp. α ; *F.* sp. β . — *Marginula* cf. *bullata* RSS. — *Flabellina Budensis* v. HANTKEN. — *Cristellaria subalata* RSS.; cf. *C. gaultina* BERTHÉLIN; ? *C.* sp. — *Polymorphina*. — *Textularia globulosa* EHRENBERG; *T. conulus* RSS.; *T. globifera* RSS.; *T. pupa* RSS.; *T. pygmaea* RSS.; *T. aculeata* EHRENBERG; *T. aciculata* D'ORB. — *Bolivina linearis* EHRENBERG; *B.* sp. α ; *B.* sp. β ; *B.* sp. δ ; *B.* sp. ϵ ; *B.* sp. ζ ; *B.* cf. *tenuis* MARSSON. — *Gaudryina spissa* BERTHÉLIN. — ? *Bulimina* sp. — *Globigerina bulloides* D'ORB.; *G. cretacea* D'ORB.; *G. aequilateralis* BRADY. — *Discorbina canaliculata* RSS.; *D. Linnaeana* D'ORB.; *D. marginata* RSS.; *D. biconcava* PARKER; *D.* sp. α ; *D. obtusa* D'ORB.; *D.* sp. β ; *D. rudis* RSS.; *D. Bosqueti* RSS.; *D. Schloenbachi* RSS.; *D. gracilis* MARSS.; *D.* sp. γ ; *D. bembix* MARSS.; *D. pertusa* MARSS.; *D.* sp. δ ; ? *D.*; *D. globosa* v. HAGENOW. — *Rotalia polygraphes* RSS. — *Planorbulina* cf. *mediterraneensis* D'ORB. — *Anomalina complanata* RSS. — *Calcarina rotula* EGGER. — ? *Operculina cretacea* RSS.

Wie schon verschiedentlich bemerkt, treten besonders die Orbulinarien durch die ungeheure Menge der Individuen, die Discorbinen, Bolivinen, Globigerinen und Textularien durch die Artenzahl und die Discorbinen außerdem durch ihre eigentümlichen eckigen Durchschnitte auf den Dünnschliffen hervor. Die Foraminiferen haben das Hauptmaterial zur Ablagerung dieser Schichten geliefert, die fast nur aus deren Schalen bestehen. Sie gehören einer Tiefseebildung an.

Die Fauna stimmt völlig mit der des Seewerkalkes der Schweiz überein (HEER, *Urwelt* S. 194 u. ff.); die Schliif-Fig. 104 und 105 des Kalkes aus dem großen Steinbruch bei Seewen könnten ebenso gut aus den Bohrlöchern bei Wiessee stammen. Ebenso entspricht das Bild eines Dünnschliffs aus den couges rouches von den Tours d'Al (Fig. 195 bei ALB. HEIM, *Geologie der Schweiz*, Bd. II, S. 626) bis aufs Kleinste genau den Bildern unserer Dünnschliffe. (Die tiefsten Schichten der couges rouches sind dem Schweizer Seewerkalk gleichzustellen.) Vgl. auch KAYSER EM., *Lehrbuch der geologischen Formationskunde*, S. 523, IV. Aufl. IMKELLER charakterisiert den Seewer folgendermassen: „Hellgraue Kalke und kalkige Mergel wechseln mit solchen von rötlicher Färbung. Stets sind sie von dünnen, grünlichgrauen, dunkelbraunen oder schwärzlichen Tonlagen durchsetzt. Hornsteinausscheidungen finden sich nie. In der Regel sehr dünnschiefbrig, infolge der tonigen Zwischenlagen schiefrig-flaserig, schwellen sie nur ausnahmsweise zu 20 bis 30 cm starken Kalkbänken an.“ — Es unterliegt keinem Zweifel, daß unsere graurötliche feingeschieferte Kalkzone dem Seewer angehört.

4. Glaukonitknollenzone.

In Bohrung W₃ enthielten die Proben aus 692 m Tiefe neben hell- bis dunkelgrauem, oolithischem Kalk harte, bis halbfautgroße, dunkelgraue bis schwärzliche Knollen, die zum großen Teil aus schwarzen Glaukonitkörnchen bestanden und kleine Bröckchen Hornstein enthielten. Ein Schliifpräparat des Kalkes enthielt ziemlich viel Foraminiferen:

Miliolinae. — *Miliola* cf. *contorta* D'ORB.; *M.* cf. *vitrea* KARRER. — *Orbulinaria sphaerica* KAUFM. — *Oligostegina laevigata* KAUFM. — *Nodosaria expansa* RSS. — *Textularia* aff. *aciculata* D'ORB. — *Plecanium* cf. *foedum* KARRER; *P.* sp. β . — *Bolivina Reussi* GEINITZ. — *Bigenerina* sp. α .

Außerdem kommen Schalenkrebsechen und fragliche Bryozoënreste vor. Eine Glaukonitknolle aus W₃; 712 m Tiefe enthielt den Abdruck einer kleinen *Rhynchonella*.

Die Fauna erinnerte uns zunächst wegen der Miliolinen und Plecanien in der Art ihrer Ausbildung an die des Kreideflysches, besteht aber aus andern Arten. Im Kreideflysch fehlen auch die fraglichen Bryozoën und die Schalenkrebsechen. Ferner sind Glaukonitkörnchen in ihm selten, während sie in der Glaukonitknollenzone sehr zahlreich auftreten. Diese Ablagerung ist entschieden mit dem Glaukonitknollenlager IMKELLERS zu identifizieren, die direkt unter der Hauptstufe des Seewers liegt. Sie wurde außer in Bohrung W₃ bei 741 m und in W₆ bei der Tiefe von 1130 m erreicht. (Wahrscheinlich gehören hierher auch die Proben von der Bayer-Säge und Angermanns-Hügel am Tegernsee.)

Die Untersuchung der Bohrproben von den im Tegernseer Flysch angesetzten Bohrungen hat also das Resultat ergeben, daß die bei Robogen-Finner und bei Wiessee bis zur Tiefe von 1142 m durchsunkenen Schichten der oberen Kreide und zwar der Fazies der

Helvetischen Kreide

angehören. Wir haben dabei folgende Stufen von oben nach unten unterscheiden können:

- I. Zone der schwarzen Schiefer und Kieselkalke = Kreideflysch.
- II. Konglomeratzone.
- III. Zone der feingeschieferten hellgrauen bis rötlichen Kalke = Seewer.
- IV. Glaukonitknollenzone.

Vergleich der Tegernseer Schichtenfolge mit den sich westlich und östlich daran anschließenden Gebieten.

Über die stratigraphische Einordnung des Flysches sind die Ansichten nicht immer übereinstimmend.

GÜMBEL (Geologie von Bayern, S. 169) stellte den Flysch zwischen Molasse (Oligozän) und Nummulitenschichten (Eozän), hielt es jedoch nicht für ganz abgeschlossen, daß er zum Teil wenigstens zur Kreide gehöre.

REIS (Vorderalpenzone) hielt in Kartendarstellung und Text den Sandsteinflysch (Achtaler Sandstein) für ein Äquivalent der untersten Nummulitenschichten (Grenzsandsteine), neigte aber in einem Nachtrag wieder der GÜMBEL'schen Ansicht zu; in seiner neuesten Veröffentlichung (Nachträge zur Geologischen Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf — Geogn. Jahresh. 1922) stellt er sich auf den Standpunkt der Zuteilung der Kieselkalkabteilung zur Kreide und der Sandsteine zu den Nummulitenschichten.

DACQUÉ (Schliersee und Spitzingsee. 1912) rechnet den Flysch zur allerobersten Kreide und teilweise zum Untereozän.

Mit dem Flysch des Tegernseer Gebietes hat sich eingehend zuerst FINK befaßt. Ihm verdanken wir die erste Gliederung des Flysches, die eine klare Einsicht in dessen komplizierte Zusammensetzung gestattet. Dagegen vermeidet er eine scharfe Einstellung zur geologischen Zugehörigkeit und erwähnt nur, daß Dr. EGGER die Foraminiferen für eozän oder altoligozän hielt.

Nachdem wir nachgewiesen zu haben glauben, daß wenigstens der Tegernseer Flysch zur Kreide gehört, geben wir im folgenden eine vergleichende Zusammenstellung der von uns aufgestellten Stufen mit den Hauptergebnissen der Forscher in den sich westlich und östlich anschließenden Gebieten.

BODEN (Nordrand des Tegernseer Flysches. 1921) beschreibt aus dem Dürnbachtal, westlich des Tegernsees, eine eigentümliche Brekzie aus einem innigen Gemisch verschiedenartiger Gesteine von vorwiegend Grünstein (Diabas), schwarzem phyllitischem Tonschiefer, Kalken, quarzitischem Sandstein mit Übergängen zu Quarziten und einzelnen Quarzkörnern, außerdem Graniten und anderen Intrusivgesteinen unter dem Namen Dürnbachbrekzien. Sie lagern auf den Seewerschichten und zeigen keine Merkmale eines weiteren Transportes. Er sagt S. 21: „Die wesentlichen vorwiegend weichen Komponenten der Brekzien — Tonschiefer, Grünsteine, Kalke, Dolomite und deren Misch- und Umwandlungsprodukte — besitzen keine Anzeichen für weiteren Wassertransport, wurden also ganz in der Nähe ihres Ursprungsortes abgelagert. Die stärker abgeschliffenen harten Granite, Quarzite und Sandsteine gelangten schon als mehr oder minder abgerundete Bestandteile in die Brekzie und entstammen vermutlich älteren klastischen Bildungen.“ Die Brekzien setzen sich also aus jüngeren und älteren Ablagerungen zusammen. Er konnte sie weder stratigraphisch noch hinsichtlich ihrer Zusammensetzung zum Flysch oder zur helvetischen Kreide in Beziehung setzen. Sie stehen gerade auf der Grenze zwischen Flysch und Seewerschichten und es spricht nichts gegen eine Überlagerung des Flysches über der Brekzie (S. 16).

BODEN nimmt für diese Mischgesteine (Grünstein und Kalke) eine gleichzeitige Entstehung an und erklärt sie durch submarine Eruptionen, wobei die geförderten Eruptivprodukte sich am Meeresboden mit dem in Sedimentation befindlichen Kalkschlamm mischten.

Bevor die Überdeckung durch das Flyschmeer stattfand, führte Heraushebung und Verlandung zu flacher, die dünne alpine Decke und deren vindelicische Unterlage durchfurchenden Erosion und zur Aufhäufung der Brekzien, deren Entstehung vermutlich postjurassisch sein muß, jedoch vor der Ablagerung des Flysches stattfand, also zur unteren oder, wahrscheinlicher, mittelkretazischen Zeit erfolgte. (Vgl. GÜMBEL, Bayr. Alpengeb. S. 614. Er bespricht hier den Reichtum an Fokoiden neben dem Mangel an Tierresten des Flysches und kommt zu dem Ergebnis, daß die dünne Schichtung des Mergels und der meisten Sandsteinlagen ein seichtes Meer andeuten, in dem bei fortdauernder Senkung des Bodens immer neue Niederschläge erfolgten. Vielleicht verscheuchten reichliche Gasexhalationen [Kohlensäure] auf dem Meeresgrunde längs des tief zerklüfteten Alpenrandes die Tierwelt aus ihrer Nähe oder vergifteten Metallsalze die Gewässer.)

Wir stehen nicht an, diese Dürnbachbrekzien mit unserer Konglomeratzone zu identifizieren. Sie geben zugleich eine Erklärung für den auffallenden Wechsel in der Gesteinsbildung im Übergang von den dünnschiefrigen Seewerkalken über die Konglomeratzone zu den schwarzen Schiefen und Kieselkalken.

IMKELLER (Die Kreidebildungen und ihre Fauna am Stallauer Eck u. s. w. 1901 bis 1902) behandelt die westlich des Tegernsees bei Tölz, über dem Seewer auftretenden Kreideschichten der bayerischen Alpen und gibt nachstehende Schichtenfolge von oben nach unten:

4. Hachauer Sandstein oder Über-Gerhardsreuter Schichten = oberste kretazische Schichten. Glimmerige, zum Teil grobkörnige Sandsteine.

3. Gerhardsreuter Schichten. Aschgraue zum Teil versteinierungsreiche, sehr sandige, wenig mächtige Mergel.

2. Pattenauer Schichten. Blaugraue, versteinierungsreiche, sehr kalkige Mergel.

1. Grünsand. Glaukonitischer Sandstein.

Die Stufen 1 und 2 (Grünsand und Pattenauer Schichten) entsprechen unserer Konglomeratzone. Die Sandsteine sind als Küstenbildung aufzufassen, die in eine Meeresbildung, die Pattenauer Mergel, übergeht, an die sich die versteinierungsreichen, teilweise sandigen Gerhardsreuter Schichten anschließen. Letztere bilden das Äquivalent der Kieselkalke und schwarzen Schiefer des Tegernseer Flysches. Nach EGGER (Oberbayerische Foraminiferen) ist die Foraminiferenfauna der Gerhardsreuter Schichten der der Pattenauer Mergel sehr ähnlich. Die für den Seewer so charakteristischen Orbulinarien und Oligosteginen sowie die Discorbinen fehlen beiden. Unser Kreideflysch (Kieselkalke und schwarze Schiefer) nimmt die den Gerhardsreuter Schichten entsprechende Stellung ein, führt aber, wenn auch selten, noch Orbulinarien und Oligosteginen (vgl. die tabellarische Übersicht auf S. 133).

WEPFER (Die nördliche Flyschzone im Bregenzer Wald). Die dunklen Kreidemergel des Bregenzer Waldes bilden einen Übergang von der im ganzen gleichmäßig ausgebildeten oberen Kreide der Schweiz, des Seewer Kalks und des Seewer Mergels, zu der faziesreichen Entwicklung in Südbayern und weiter östlich davon. Er unterscheidet drei Zonen:

3. Molassezone.

2. Seewerkreide — Flyschzone.

1. Ältere Kreide.

Das Molasse-Flysch-Kreidegebirge ist im Vorarlberg die natürliche Fortsetzung dieser Zonen westlich des Rheintals und der Schweiz.

LEBLING (Die Kreideschichten der Voralpenzone) gibt auf S. 499 folgende Tabelle:

A. Kreideschichten.

a) Voralpine Entwicklung.

1. Seewermergel.

2. Stallauer Grünsand.

3. a) Grünsandübergangsschichten.

b) Höhere Lagen der grauen Mergel des Grüntenzuges.

4. Pattenauer Schichten.

5. Gerhardsreuter Schichten.

6. Hachauer Schichten.

7. Oberstdorfer Grünsand.

8. Oberste Senonlage am Grünten (nach REIS).

b) Alpin-voralpine Entwicklung. Nierentaler Schichten.

B. Flysch.

Er kommt zu dem Ergebnis, daß in der bayerischen Voralpenzone fünf verschiedene Fazies zu unterscheiden sind:

1. Grünsandfazies.

2. Seewerfazies, die mit der Scaglia und gewissen Plänerarten vergleichbar ist. Sie ist außer Foraminiferen fossilarm und sehr mächtig und geht durch das gesamte Senon. Couches rouges und Nierentaler Fazies ist die farbige Seewerfazies (rot, grün). Sie tritt stets nahe oder auf den Kalkalpen auf, was im Verein mit der roten Farbe darauf schließen

läßt, daß sie die Färbung der Einschlammung von Laterit aus den gehobenen Teilen der Kalkalpen verdankt. Die grüne Färbung wäre so-nach durch Reduktion entstanden.

3. Ammonitenfazies.

4. Flyschfazies. Sie wird im Neokom, Cenoman und Untersenon der Alpen angetroffen. In den Voralpen ist mit Sicherheit nur Untersenon- und Tertiärflysch bekannt.

5. Allgäuer Cenoman, Gosaukreide und Molasse. Sie gelten wie der Flysch als Erzeugnisse der Gebirgsbildung.

ALB. HEIM (Geologie der Schweiz) stellt für den südlichen Faziestypus auf S. 322—323 folgende Tabelle auf:

Oberes Eozän Ludien u. Bart.	Wildflysch	Fukoidenschiefer, reich an Globigerinen.
Mittel-Eozän Auvers. u. Lutét.		Nummulitenkalke mit Echiniden.
Paleozän		Unbekannt.
Maestricht.		Wangschichten.
Senon.	Transgression mit Basis-konglomerat.	
		Amdener Schichten nach Süden auskeilend.
Turon.		Seewer Schichten, nach Süden abnehmend.
Cenoman.		Fossilarme Übergangsschichten.
Albien.		Knollenschichten.

Die Seewer Schichten bestehen aus dem unteren Seewerkalk (= Hauptseewerschichten nach IMKELLER) und dem darüber liegenden weniger mächtigen Seewerschiefer; dessen Fortsetzung nach oben bilden die Amdener Schichten (Leibodenmergel und Leistmergel). Aus dem eigentlichen Seewer entwickeln sich zunächst die Leibodenmergel, graue bis grünlichgraue homogene Mergel, darüber folgen die Leistmergel, graue Schiefermergel mit *Globigerina cretacea*, *Discorbina canaliculata*, *Orbulinaria sphaerica* und zwerghaften Mollusken; dann die Wangschichten, glaukonitische, schiefrige oder dünnbankige Kalke. Bestimmbare Fossilien, außer Foraminiferen, gehören zu der größten Seltenheit, *Globigerina cretacea*, *Orbulinaria sphaerica*, hier und da Inoceramen und weiße plattgedrückte Röhrechen, regionenweise reich an unbestimmbaren Algen. Sie gehören zum Maestrichtien, vielleicht noch teilweise zum Danien.

Es kann kein Zweifel obwalten, daß diese ganze Serie unserm Seewer entspricht und zwar speziell die Wangschichten den Stufen a und b bei IMKELLER in DACQUÉ (vgl. S. 141). DACQUÉ stellt die Flyschmergel und Kieselkalke ins Danien.

Unsere Tegernseer Kieselkalke entsprechen teilweise den Wangschichten. Es ist nun sehr interessant, daß zwischen Amdener Schichten und Wangschichten von HEIM eine Transgression mit Basiskonglomerat angegeben wird. Es ist also, wie es sich bei uns aus der Untersuchung der Bohrproben ergeben hat und wie die Dürnbachbrekzien BODENS es anzeigen: Am Ende der Amdener Schichten (Leistmergel) erscheint eine Unterbrechung, die sich von der Schweiz durch Bayern (vielleicht noch weiter) erstreckt, die durch Eruption von Diabasen an einzelnen Stellen eingeleitet wird. Hier und da geht die Sedimentation weiter, in die sich Foraminiferen aus dem Seewer hinüberretten, wo die Mergelfazies ihre Erhaltung begünstigt (Pattenauer Mergel). In unserem Gebiet entwickeln sich die Wangschichten zu den schwarzen Schiefen und Kieselkalcken, deren Mikrofauna dieselbe ist. In Bayern folgen darüber Sandsteine (Hachauer oder Übergözenreuter Schichten) als letztes Glied der Kreideformation, dann bricht das Nummulitenmeer herein, das im Westen die Wangschichten und die Amdener Schichten teilweise bis auf den Seewer erodiert, in Bayern den Hachauer Sandstein freiläßt und im Osten (Bergen-Teisendorf, REIS) zunächst in versteinungsleeren Lettenschiefen und Sandsteinen Ablagerungen in der Flyschfazies hinterläßt. Dies Paleozän fehlt in der Schweiz.

ALB. HEIM faßt die Stufen von den Wangschichten (oberste Kreide) bis zu den Fukoidenschiefen des Eozän als Wildflysch zusammen. „An der Basis der Wildflyschmasse, also den Wangschichten, sind die berühmten exotischen Blöcke zu finden. Sie sind teilweise vollkommen gerundete, teilweise kantige Blöcke. Sie sind im Flyschmergel einzeln oder schwarmweise eingelagert, meist vergesellschaftet mit Blöcken und Fetzen von Sandstein, Brekzien, Quarziten, Kreidekalcken u. s. w.“ S. 359 sagt HEIM, daß es heute außer Zweifel steht, daß die kristallinen exotischen Blöcke von der Südseite des Aarmassivs herkommen, „wenn auch das Rätsel noch nicht gelöst sei“. Da sie nun in der Schichtenfolge dieselbe Stellung haben wie die Dürnbachbrekzien und eine sehr ähnliche Zusammensetzung zeigen wie ihre ältern Komponenten, so ist es nicht ausgeschlossen, daß sie diesen äquivalent sind und wie diese in unsere Konglomeratzone zwischen Seewer und Kreideflysch gelangt sind.¹⁾

Die Glaukonitknollenzone gehört noch zum Seewer, also zur oberen Kreide. Wenn die Knollenschichten HEIMS mit unsern Glaukonitknollenschichten zu vergleichen sind, dann wäre hier schon die Grenze gegen die mittlere Kreide zu ziehen, da HEIM sie schon zum Albien stellt.

Wie schon mehrfach bemerkt, haben wir in den graurötlichen feingeschiefertem Kalken der Tiefbohrungen am Tegernsee einen festen Horizont, den Seewer. IMKELLER (Helvetische Kreide in DACQUÉ, Schliersee und Spitzingsee, S. 244—252) gliedert den Seewer zwischen dem Tegernsee und dem Schliersee von unten nach oben in vier Abteilungen:

- a) Hornsteinbank. Erinert sehr an den Kieselkalk der Flyschzone. Glaukonit in einzelnen schwarzen Körnchen. Die Hornsteinbank fehlt nirgends und führt Belemniten.
- b) Kalkbank mit Glaukonit führenden Knollen.
- c) Hauptstufe der Seewer Schichten. Hellgraue Kalke und kalkige Mergel wechseln mit solchen von rötlicher Färbung. Stets sind sie von dünnen,

¹⁾ TORNUST (Allgäu-Voralberger Flyschzone) meint, daß die exotischen Blöcke aus jungtertiären Schuttmassen stammen, die auf der später vorgeschobenen alpinen Decken ursprünglich zur Ablagerung gekommen waren und bei der Bewegung dieser Decken von ihnen herunter in die Flyschsedimente verschleppt wurden.

grünlichgrauen, dunkelbraunen oder schwarzen Tonlagern durchsetzt. Hornsteinausscheidungen nie. In der Regel sehr dünnschiefbrig-flasrig, schwellen sie nur ausnahmsweise zu 20—30 cm starken Kalkbänken an. Arm an organischen Resten¹⁾, häufig die Schalenbruchstücke von Inoceramen und Belemniten. Vereinzelt auch Rhynchonellen. Ein zerdrückter Seeigel.

d) Seewerschiefer. Vorherrschend lichtgraue, ebenflächige, äußerst dünne, sehr tonreiche Schiefer, die mit schwarzen Flecken und Streifen oft dicht bedeckt sind.

Unsere Zone 3 (graurötliche, feingeschieferter Kalke) entspricht den Abteilungen c und d bei IMKELLER,²⁾ unsere Glaukonitknollenbank der Stufe b bei IMKELLER.

Die Seewerschiefer gehören den obersten Schichten der Helvetischen Kreide zwischen dem Tegernsee und Schliersee an. Nun bilden aber unsere Zonen II (Konglomeratzone) und I (Kreideflysch) die direkte Fortsetzung des Seewers nach oben. DACQUÉ (Schliersee und Spitzingsee) gibt S. 255 folgende Tabelle:

Molasse.	Oligozän.
Nummulitenkalke.	Mittelozeän.
Flyschsande und -schiefer.	Untereozän.
Flyschmergel und Kieselkalke.	Danien.
Pattenaauer Mergel. Grünsandstein. Seewerkalk und Mergel.	Senon.

Als Hangendes der Seewerkalke wird also zunächst Grünsandstein angegeben, also wohl eine Küstenbildung, die unserer Konglomeratzone entspricht.

Die gleichen Lagerungsverhältnisse finden wir im Leitzachtal, wo nach IMKELLER (Die Kreideablagerungen im Leitzachtal. 1900) der Grünsand von Seewer Schichten unterlagert und von Pattenaauer Mergeln überlagert wird.

JOH. BÜHM (Kreidebildungen des Fürbergs und Sulzbergs bei Siegsdorf in Oberbayern. 1891) betont S. 2, daß ein Teil der am Sulzberg und Fürberg bis dahin dem Flysch zugewiesenen Mergel sowie der Flysch ebendasselbst der Kreideformation angehören und teilt diese Mergel von oben nach unten ein in

1. schwarzgrauer Mergel — Gerhardsreuter Graben;
2. dunkelaschgrauer Mergel — Pattenaauer Schichten (= Nierentaler Schichten nach GÜMBEL, Geologie von Bayern 1894, S. 243);
3. lichtgrüngraue und rote Mergel — Nierentalmergel.

Die letzten stellt er den Seewener Schichten gleich.

¹⁾ IMKELLER hat auf Foraminiferen keine Untersuchungen angestellt.

²⁾ Eine Trennung in Hauptstufe und Seewerschiefer hat sich in den Bohrproben nicht durchführen lassen.

Der Flysch vertritt nach ihm das Garumnien (also ältestes Paleozän) und ist stets älter als Parisien (= Lutétien). Seine Anschauungen decken sich hier mit denen von REIS.

REIS (Bergen—Teisendorf. 1895):

5. Unterste Tertiärschichten und meist versteinungsleere Lettenschiefer und Sandsteine in ihrer südlichen Flyschfazies.
4. Hachauer oder Übergötzenreuter Schichten (oberste Kreideschichten).
3. Gerhardsreuter Schichten (Götzenreuter Schichten).
2. Pattenauer Schichten.
1. Nierentalschichten.

Der Flysch Teisendorf—Lettenbachmühle repräsentiert die Schichten zwischen den Nierentalschichten und dem mitteleozänen Rotflysch mit Einschluß der alteoazänen Grenzsandsteine (S. 89).

REIS schließt also die Kreide wie später IMKELLER (1901) mit dem Hachauer Sandstein ab. Die darunter liegenden Gerhardsreuter und Pattenauer Schichten bilden eine Mergelfazies. Über dem Hachauer Sandstein tritt eine Flyschfazies auf. Die Nierentalmergel sind gleich unserm Seewer.

Herr Oberbergdirektor Dr. REIS übergab FÖRSTER einige Schiffe aus einer Phyllit-Sandsteinbank aus dem Bürgerholzgraben bei Teisendorf, die voller Foraminiferen waren, meistens Resten von Schälchen, zwischen denen sich jedoch auch gut erhaltene Exemplare fanden. FÖRSTER konnte Discorbinen, Bolivinen und Textularien erkennen, auch waren einzelne Orbulinarien darin. Den Foraminiferenschalen waren Sand- und Quarz-, Phyllit- und Glaukonitkörnchen beigemischt. Nach Gesteins- und Fossilführung gehört dieser Sandstein zu unserer Konglomeratzone.

Er hatte ferner die Güte, FÖRSTER einen Fahnenabzug seiner im Druck befindlichen Nachträge zur geologischen Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf zu überlassen, in denen er diese Ablagerung ausführlicher bespricht: „Die nördliche Scholle des Flysch bei Teisendorf hat im Liegenden Nierentalschichten, die gegen das rötlich Hangende mit schwarzen tonigen Einschaltungen durchsetzt und an einer dickbankigen Tonschiefer-Brekzie mit Quarz und anderen Geröllen endigt. Neue Aufschlüsse ließen erkennen, daß hier eine ganz regelmäßige Bankeinschaltung in den oberen Nierentalschichten vorliegt, welche zum Teil aus kleinen Phyllitfragmenten besteht und seitlich in einen Sandstein übergeht, der zahlreiche gut erhaltene Foraminiferen birgt. Diese Sandsteinbänke werden im mittleren Brannmeistergraben grobkörnig-eckbrockig bis konglomeratisch-großbrockig im Zusammenhang mit roten und grauen Schiefen des typischen Nierentalmergels. Diese Einlagerung erringt in dem nordöstlichen Gebiet von Teisendorf eine größere Mächtigkeit und ist von der Flyschsandstein-Kieselkalk-Mergelbildung ganz entschieden zu trennen.“ — Hier liegt also der zwingende Beweis dafür vor, daß unsere Konglomeratzone des Tegernseer Gebiets keine lokale Bildung ist, sondern eine weite Verbreitung hat.

Zum Schluß möchten wir noch die Kreideablagerungen Galiziens streifen, die von den betreffenden Geologen (SELDES, GRZYBOWSKI u. a.) übereinstimmend folgendermaßen gegliedert sind:

Janmasandstein.

Obere Inoceramenschichten.

Untere

„

Untere Kreideformation.

Als äquivalent mit unserm Kreideflysch sind wohl die obern Inoceramenschichten anzusehen, die aus roten und grünen Schiefertonen bestehen. Diese gehen nach oben in plattige Sandsteine über; ihnen folgen die gelben oder blauroten mächtigen Bänke des Janmasandsteins, der Hieroglyphen führt und wohl mit dem Hachauer Sandstein zu vergleichen ist. Der untere Inoceramensandstein (Ropiansandstein) besteht aus blaugrünen und grauen geschichteten Sandsteinen, manchmal auch dunklen bis schwarzen Tönen mit Blöcken, Brekzien und Konglomeratbänken. Sie erinnern dadurch an unsere Konglomeratzone. GRZYBOWSKI fand darin einzelne Kreideforaminiferen. Diese unteren Inoceramenschichten sind deshalb vielleicht teilweise den obern Seewer Schichten gleichzustellen. Die untere Kreideformation besteht aus schwarzen Tonschiefern, roten und grünen harten Schiefertönen, kalkigen Hieroglyphensandsteinen und dünnen Toneisensteinflözen.

Prof. Dr. GUSTAV ADOLF KOCH, Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Gmunden. — Sonderabdruck aus der „Geschichte der Stadt Gmunden“ von Dr. F. KRACKOWIZER. Gmunden 1898, S. 17: „Heute ist die Altersfrage für unsern österreichischen und insbesondere den Gmunder Flysch, wenn auch nicht gänzlich, so doch wenigstens in zufriedenstellender Weise gelöst. Der Flysch gehört nicht dem Eozän oder Oligozän, d. h. dem älteren Tertiär an, wie man so lange glaubte, sondern der Kreideformation. Im Gebiet des Gschlieffgrabens bei Gmunden fällt er ganz sicher der obern Kreide zu, da er daselbst von den Nierentaler Schichten überlagert wird, die dem Senon angehören, auf welche dann nach oben hin die Eozänablagerungen folgen.“

In der auf S. 149 folgenden Vergleichstabelle machen wir den Versuch der Zusammenstellung obiger Ausführungen.

Niveauschwankungen.

Die Seewer Schichten sind Tiefsee-Ablagerungen. Das zeigen die sicher an Ort und Stelle abgelagerten Tiefseeforaminiferen, die Globigerinen, Textularien, Bolivinen und Discorbinen. Die Senonfazies (LEBLING) stellt in ihrer feinmergligen Beschaffenheit und ihrem Reichtum an Foraminiferen eine ziemlich küstenferne Ablagerung tieferen Wassers dar.

Am Ende des Seewers entsteht eine Eruptionstätigkeit. Es brechen Diabase hervor, die sich mit dem Meerbodenschlamm vermischen und ihn erhöhen. Es kommt bis zur teilweisen Bildung von Festland, aus dem dann die Konglomerate stammen. REIS sagt auf S. 23 seiner Vorderalpenzone: „Ich vermute daher, daß (im Grüntengebiet) wenigstens nach Abschluß der obersten Seewermergel eine inselartige Trockenlegung derselben stattgefunden hat und das Meer in zwei Teile geteilt wurde.“ Hauptsächlich aber blieb ein seichtes Meer bestehen, dessen Ablagerungen wir in den Mergeln, Kieselkalken und Schiefern des Flysches vor uns haben. Allen Perioden der Flyschbildung gehen alpine Störungen voraus, was den längst erkannten Zusammenhang zwischen Gebirgs- und Flyschbildung deutlich macht (LEBLING). Alle Forscher stimmen darin überein, daß der Flysch eine Seichtwasserbildung ist. Beschließt der Flysch die Kreideformation, so deutet das darauf hin, daß nach dem Absatz der Nierentalmergel (Seewer) eine negative Niveaushiftung eintritt. Wahrscheinlich bildeten sich seichte, schwach salzhaltige Becken, wie die heutige Ostsee (JOH. BÖHM, S. 14 und GUMBEL, Geologie S. 614). Der Flysch als solcher hat nur eine geringe Foraminiferenfauna, die zum großen Teil von aus dem Seewer eingeschleppten Resten besteht. Die Erdölbildung am Ende der Seewer

Vergleichstabelle.

	Schweiz Südl. Fazies (ALB. HEIM)	Bayr. Vor- alpen (REIS, LEBLING)	Tölz (IMKELLER)	Tegernsee Wiessee (FÖRSTER, OEBBEKE)	Zwischen Tegernsee u. Schliersee (IMKELLER)	Schliersee (DACQUÉ)	Leitzachtal (IMKELLER)	Für- u. Sulz- berg (JOH. BÖHM)	Bergen-Teisendorf (OTTO M. REIS)		
									Südzone	Nordzone	
Maestrichtien		Hachauer Sch.	Hachauer Sch.	Flysch-Sandstein		Flysch-Sandstein und Schiefer				Hachauer Sandst.	
		Wang.-Sch.	Gerhardsreuter Sch.	Gerhardsreuter Sch.	Kreideflysch		Flyschmergel und Kieselkalke	Gerhardsreuter	} Flysch-kieselkalk	Gerhardsreuter Sch.	
			Pattenaauer Sch.	Pattenaauer Sch.	} Konglomerat-Zone (? Dürnbach-Brekzie nach BODEN)		Pattenaauer	Pattenaauer		Dunkelaschgr. Mergel	Pattenaauer Sch.
Senon	Transgress. m. Basiskongl. Amdener Sch.	b) Höhere Mgl., Grünten, a) Grünsandübergangs-Sch. Stallauer Grüns.	Grünsand				Grünsandst	Grünsandst.		Phyllit-sandsteinkongl. mit Foram.	
Turon	Seewer	} Seewer Mgl. u. Kalke		} Seewer	} Seewer	Seewer-schiefer	} Seewer	} Nierentalmergel		} Nierental-Mergel	
Cenoman	Fossilarme Überg.-Sch.										Hauptseewer
Albien	Knollen-Sch.										Glaukonitknollen-Zone
					Hornsteinbank						

Vergleichstabelle.

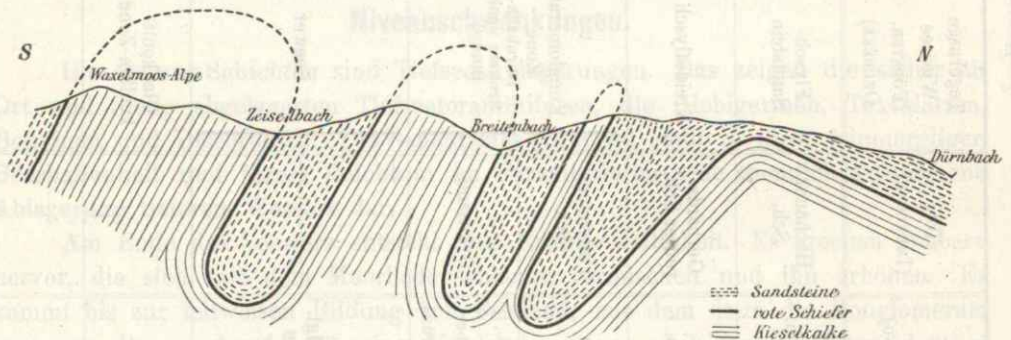
Schichten deutet auf ein massenhaftes Absterben der Fauna hin, das durch veränderte Lebensbedingungen (Eindringen von Süßwasser oder Eisenlösungen, Kohlen säureexhalationen, Verringerung der Meerestiefe) bedingt wurde.

Die Hebung des Bodens scheint von Westen her eingetreten zu sein, denn nach Osten zu kam es noch mehrfach zu Mergelablagerungen mit einer reichen Fauna (Pattenauer, Gerhardsreuter Mergel).

Die mit der Konglomeratzone (Dürnbachbrekzie, Stallauer Grünsand, Bürgerholzgraben — Teisendorfer Phyllit-Sandstein bzw. -Konglomerat) einsetzende Niveauverschiebung ergreift am Ende der Kreidezeit wohl ganz Europa, um dann dem Eindringen des Nummulitenmeeres zu Beginn der Tertiärzeit, einer Senkung, Platz zu machen.

Tektonik.

Die Tektonik unseres Flyschgebietes wurde zuerst von FINK erkannt, wozu ihm die richtige Deutung seiner roten Schiefer den besten Dienst leistete. Die schwarzen Schiefer, Kieselkalk- und Sandsteinschichten stellen scheinbar eine durchlaufende Schichtenfolge dar mit westöstlichem Streichen und mehr oder weniger steilem (im Mittel ungefähr 60°) südlichem Fallen, das nur an der Nordgrenze flacher wird und in nördliches Fallen übergeht. Dadurch, daß FINK die roten Schiefer als einheitlichen Horizont¹⁾ auffaßte, ergab sich, daß der Schichtenkomplex des Flysches eine in steile und überkippte Falten zusammengeschobene Masse darstellt, deren Sättel einesteils durch Abtragung der Umbiegungsstellen nicht erkannt werden konnten, während die Muldenumbiegungen in der Tiefe verborgen blieben. FINK gibt auf S. 25 folgendes Profil von der Waxelmoosalpe zum Dürnbach (1:50000), das einen vortrefflichen Einblick in den Schichtenaufbau des Flysches gewährt.



¹⁾ Von hervorragender Wichtigkeit für die Kenntnis des Aufbaus ist der Horizont der roten Schiefer. Diese treten nur an der Grenze zwischen Kieselkalk und Sandstein auf bei einer Mächtigkeit von ca. 2 m. Dabei bildet der Sandstein das Hangende und der Kieselkalk das Liegende (FINK S. 25). DACQUÉ, der übrigens FINKS Auffassung teilt, bemerkt dazu, daß ein Grundfehler FINKS darin bestünde, daß er die Art des Auftretens und die Lagerungsverhältnisse der roten Schiefer gewissermaßen voraussetzte und diesen Horizont auch dann einzeichnete, wenn er sich an den Berührungsstellen der beiden Hauptzonen nicht zeigte. — VAN LIER (Gutachten über Erdölvorkommen am Tegernsee): „Die roten Schiefer kommen nicht, wie FINK meint, in einer Schicht von 2 m vor, sondern als verschiedene Bänke inmitten hellblauer Schiefer und Kieselkalke. Diese Zone ist 30 m mächtig. Die roten Schiefer kommen auch nicht zwischen den Sandsteinen und Kieselkalken vor, sondern es liegt auf dem Sandstein erst ungefähr 15 m Kieselkalk, bevor die roten Schiefer kommen.“ Er sucht dann nachzuweisen, daß die roten Schiefer über dem Sandstein und unter den Kieselkalken liegen. — Derselben Anschauung sind HAHN (Flyschzone Südbayerns) und J. BÖHM, die im Gegensatz zu FINK die Sandsteingruppe für das Liegende halten. — Aus den Profilen der Bohrungen bei Finnerrohogen und Wiessee geht jedoch mit Sicherheit hervor, daß die Auffassung FINKS und DACQUÉS richtig ist.

Es ist von vornherein einleuchtend, daß die Verhältnisse dadurch nur im großen und ganzen wiedergegeben sein können, während im einzelnen Störungen und Verschiebungen vorhanden sein müssen. Von den vielen höchst lehrreichen Profilen, die uns bei unsern gemeinsamen Begehungen auffielen, geben wir im folgenden nur zwei wieder, die besonders instruktiv sind (Profiltafel Fig. 4 und 5).

In den tief eingeschnittenen Tälern des Breiten-, Zeisel- und Söllbachs kann man wohl einen guten Einblick in die Tektonik des Flysches gewinnen, sie gewähren jedoch bei der außerordentlich steilen Neigung der Schichten immer nur eine oberflächliche Feststellung der Schichtenfolge. Hier sind nun die Tiefbohrungen von großem Wert, wobei jedoch zu bedenken ist, daß die Bohrproben erstens nur von 5 zu 5 m Tiefe entnommen wurden und aus der Wasserspülung stammen, also nur teilweise brauchbar sind, da ja immer mit Nachfall zu rechnen ist. In der Profiltafel Fig. 1 und Fig. 3 geben wir eine Zusammenstellung der Bohrungen von Wiessee und Finner-Rohbogen bezüglich ihrer Tiefe und der durchsunkenen geologischen Stufen, wozu wir bemerken möchten, daß die angegebenen Grenzen nur annäherungsweise stimmen können. Es hat uns sonst nur ein einziger Bohrkern aus 500 m Tiefe der Bohrung W_4 zur Verfügung gestanden.

a) Geologische Zugehörigkeit der durchbohrten Schichten.

Erklärung der angewandten Abkürzungen:

W = Bohrung Wiessee.	Vfg = Verwerfung.
H = Höhe über den Meeresspiegel.	Glk = Glaukonitknollenzone.
Fl = Kreideflysch.	T = Tiefe der Bohrung.
Cgl = Konglomeratzone.	J.W = Jodwasser.
Sw = Seewer.	J.S.W = Jod-Schwefelwasser.
Fi = Bohrung Finner.	Rob = Bohrung Rohbogen.

W_1 hat eine Tiefe von 535 m erreicht. Bis zu 430 m bestanden die Schichten aus miteinander abwechselndem Kieselkalk und schwarzem Schiefer, zu dem sich von 355—365 m dichter, gelblichgrauer Kalk gesellte. Bei 200—205 m tritt ein wenig Sandstein mit grauen und rötlichen Quarzkörnchen und weißen Glimmerschüppchen auf. Die schwarzen Schiefer enthalten nur sehr wenig Reste von Foraminiferen, doch viele schwarze Körnchen, die in ihrer Anordnung darauf hindeuten, daß sie ihren Ursprung Foraminiferen verdanken. Die Kieselkalke und dichten graugelben Kalke führen dagegen eine verhältnismäßig reiche Foraminiferenfauna, die weiter oben schon besprochen wurde. In der Bohrung W_1 haben wir sie besonders festgestellt in den Tiefen 31—48 m, bei 210, 240, 320 und 340 m.

Nach Gesteinsbeschaffenheit und Fossilführung gehören die obersten 430 m zum Kreideflysch.

Von 430 m ab bis 455 m Tiefe stellen sich schon kleine rote Kalkstückchen neben Kieselkalk und Glaukonitkörnchen ein. Die Fauna ist im ganzen sehr gering und besteht aus wenigen und sehr kleinen unbestimmbaren Stengelchen und Körnchen, vereinzelt Orbularien, einer kleinen *Textularia (pupa?)* und sehr undeutlichen Globigerinen, erinnert also schon an die der Seewer Schichten. Ich möchte diese Schichtenreihe in die Konglomeratzone stellen.

Von 460 m an bis ans Ende der Bohrung bei 535 m wurden dann die grau-rötlichen feinschiefrigen echten Seewer Schichten mit ihrer zahlreichen Foraminiferenfauna angetroffen.

W_2 hat bis zur Endtiefe von 491 m nur Kieselkalke und schwarze Schiefer durchsunken, wozu von 234—375 dichter gelbgrauer Kalk auftrat. Die Gesteins-

beschaffenheit sowie die Fauna rechtfertigen die Stellung der gesamten durchbohrten Schichten in den Kreideflysch.

W₃. Bis 435 m wechseln zum Kreideflysch gehörende Kieselkalke und schwarze Schiefer miteinander ab. Neben ihnen treten von 180—275 m dichte gelblichgraue und von 330—435 m bräunlichgraue Kalke auf.

Von 440 m ab bis 511 m stellen sich kleine rote Kalk- und Glimmersandsteinstückchen ein. Bei 442 m tritt fleischroter Ton auf, dessen Schlämmrückstand ähnlich dem in W₄ bei 500 m ist, so daß diese Gruppe in die Konglomeratzone zu stellen ist.

Von 511 bis 692 m Seewer Schichten mit zahlreichen Foraminiferen.

Die Bohrproben von 692 m ab enthalten außerordentlich viel Glaukonit und zahlreiche Foraminiferen. Die Fauna macht einen ganz anderen Eindruck. Sie besteht außer Orbulinarien und Oligosteginen auch aus andern Arten wie im Seewer; ferner kommen Schalenkrebse und Bryozoen vor. Wir sind damit in die Glaukonitknollenbank geraten, die bis zum Ende der Bohrung bei 713,8 m Tiefe anhält. Eine kinderfaustgroße Glaukonitknolle aus der Tiefe von 712 m enthält den Abdruck einer kleinen, unbestimmbaren *Rhynchonella*.

W₄. Der Kreideflysch reicht in dieser Bohrung bis zur Tiefe von 485 m und besteht auch hier der Hauptsache nach aus Kieselkalk und schwarzem Schiefer. Graugelber foraminiferenreicher Kalk findet sich von 32—42 m. Außerdem kommt von 130—132 m Sandstein vor.

Von 485 bis 535 m enthalten die Bohrproben Gerölle und rötliche Kalkstückchen. Die Gerölle veranlaßten OEBBEKE, zur genaueren Untersuchung des veränderten Gesteinscharakters, die Ziehung eines Bohrkerns zu beantragen, den die Bohrleitung aus 500 m Tiefe zur Verfügung stellte. Dieser bestand aus blaugrauem, stark tonhaltigem Mergel mit Geröllen und enthielt zahlreiche Seewer Foraminiferen, die jedoch mehr oder minder abgerieben waren und sich hauptsächlich als auf sekundärer Lagerstätte befindlich erwiesen. Es stellte sich heraus, daß wir es hier mit einer besonderen Ablagerung zu tun hatten, die den Übergang von dem darunter liegenden Seewer zu dem überlagernden Kreideflysch bildete. Wir bezeichneten sie als Konglomeratzone und konnten diese dann auch in den andern Bohrungen mehr oder minder deutlich feststellen.

Von 535 m bis zum Ende der Bohrung bei 612 m Tiefe stand Seewer an.

W₅. Von Beginn der Bohrung bis 400 m Tiefe Kreideflysch aus Kieselkalk und schwarzem Schiefer mit einer Zone dichten gelbgrauen Kalkes von 405 bis 435 m.

Von 438 m Tiefe stammten größere Stücke einer roten Nagelfluh aus in roten Ton eingebackenen, schwach kantengerundeten, oolithischen Kieselkalk- und gelbgrauen Kalkgeröllchen. Diese Konglomeratzone hält bis 527 m Tiefe an.

Darauf folgten die grünlichgrauen, feinschieferigen Kalke des Seewers bis 748 m.

Bei 748 m beginnt die Glaukonitknollenbank, die am Ende der Bohrung bei 756 m noch anhält.

W₆. Diese Bohrung wurde bis zur Tiefe von 1142 m niedergebracht. Der Kreideflysch reicht sicher bis 510 m und besteht aus Kieselkalk und schwarzem Schiefer, dem sich von 375 m an gelbgrauer dichter Kalk beimengt.

Von 515 m ab treten echte Seewerkalkbröckchen neben Kieselkalk und wenig schwarzem Schiefer auf und von 565—572 m roter Ton mit bis hirsekorngroßen kantengerundeten Geröllchen. Die Konglomeratzone ist deshalb schon von 515 m ab bis mindestens 572 m zu rechnen.

Noch weniger genau zu bestimmen ist die Grenze gegen den darunter liegenden echten Seewer, der bis 1138 m reicht.

Bei 1138 m wurde die Glaukonitknollenbank kurz vor dem Ende der Bohrung noch angetroffen.

W₇. Die Kieselkalk-Schwarzschieferzone, der Kreideflysch, wurde vom Beginn der Bohrung bis zu 571 m festgestellt.

Von 573—578 m stellte sich graurötlicher Ton ein mit bis hirsekorngroßen Geröllchen, während der Kieselkalk und die schwarzen Schiefer mit beigemengten roten Schieferstückchen bis 630 m anhielten. Wir ziehen diese ganze Schichtenreihe zur Konglomeratzone.

In dem darauf folgenden echten Seewer wurde nur noch 7 m weiter gebohrt.

W₈. Bohrung W₈ wurde etwa nur 70 m südlich des Finnersandsteinhügels angesetzt und hätte bei ungestörten Lagerungsverhältnissen den Sandstein in geringer Tiefe antreffen müssen. Statt dessen wurden jedoch bis 117 m Tiefe nur die Kieselkalke und schwarzen Schiefer des Kreideflysches durchstoßen.

Erst von 119 m ab trat neben Kieselkalk Glimmersandstein auf, der bis 232 m anhielt, worauf dann wieder schwarzer Schiefer folgte. Die Sandsteinzone (vgl. Profil W₈) ist nur gestreift worden. Dies beweist, daß die Sandsteine sehr steiles südliches Fallen haben und bald umbiegen.

Neben dem schwarzen Schiefer von 235 m ab bis 302 m kamen Kieselkalke und gelbgraue Kalkbröckchen vor und von 295 m bis 302 m Tiefe rote Kalkstückchen. Diese Gruppe gehört in die Konglomeratzone.

Von 304 m ab tritt grüngrauer schiefriger Kalk mit Seewerforaminiferen auf. Die feinschiefrigen Kalke halten bis 580 m an, sind aber dunkelgrau gefärbt. Eine Probe aus 483 m ergab jedoch wieder die richtige Seewer Foraminiferenfauna, so daß wir diesen Komplex zum Seewer stellen.

Von 588—611 m stellen sich graurötliche Mergel und Tone mit scharfkantigen und gerundeten Geröllchen ein, die zur Konglomeratzone gezogen werden müssen.

Da es wegen der großen Mächtigkeit nicht angeht, die zwischen den beiden Konglomeratzonen liegenden Seewer Schichten von 304—588 m in die Konglomeratzone einzubeziehen, so bleibt nur übrig, eine Verwerfung anzunehmen, deren Auftreten übrigens hier gar nicht unwahrscheinlich ist.

Von 612 m Tiefe bis zum Ende der Bohrung bei 725 m wurde wieder grünlichgrauer und rötlicher feinschiefriger Seewerkalk durchstoßen.

W₉. Die Proben aus dieser Bohrung bestehen bis zu 420 m fast nur aus Kieselkalk mit sehr wenig schwarzem Schiefer. Diese Schichtenreihe gehört zum Kreideflysch.

Von 423 m Tiefe treten neben dem bis 455 m anhaltenden Kieselkalk rote Schieferbröckchen auf. Von 435 m liegt ein größerer Brocken fester roter Nagelfluh vor. Die Schichtengruppe von 423—455 m ist in die Konglomeratzone zu stellen.

Von 460—909 m, dem Ende der Bohrung, wurde der foraminiferenreiche, grünlichgraue, feinschiefrige Seewerkalk angetroffen.

W₁₀ hat nur 110 m Tiefe erreicht, zunächst 55 m Gerölle durchteuft, hat dann die Kieselkalk-Schwarzschieferschichten erreicht und ist in ihnen, dem Kreideflysch, stehen geblieben.

W₁₁ wurde bis 230 m Tiefe niedergebracht und hat nur Kieselkalk-Schwarzschieferschichten, Kreideflysch, durchstoßen.

Die Wiesseer Bohrungen gewähren somit einen beträchtlichen Einblick in die Lagerungsverhältnisse und geben uns auch Aufschluß über so manches Rätsel,

das bisher nicht gelöst werden konnte. Freilich ist nicht zu vergessen, daß es doch nur wenige Nadelstiche sind, die auf verhältnismäßig kleinem Raum in die verdrückten, verbogenen und verworfenen Schichten gestochen sind.

Besonders hervorzuheben ist die Erreichung der Glaukonitknollenzzone unter dem Seewer und die Erkennung der Übergangsschicht (Konglomeratzone) zwischen Seewer und Kreideflysch sowie die Bestätigung der Zugehörigkeit der Tegernseer Kieselkalk-Schwarzschieferzone zur Kreideformation.

Außer den Proben aus den Wiesseer Bohrungen lagen noch solche aus den alten Bohrungen Finner-Rohbogen vor, die im folgenden in gleicher Weise wie die Wiesseer behandelt werden sollen (vgl. Profiltafel Fig. 2 und Fig. 3).

Fi₁ hat nur 118 m Tiefe erreicht und ist in der Konglomeratzone angesetzt, in der neben Glimmersanden, dichtem gelbgrauem Kalk und schwarzen Schiefen grauroter, manchmal auch bräunlichroter Ton vorkommt.¹⁾ Bei 20,5 m wurden echte Seewer Schichten angetroffen; von 24,45—85,3 m werden die Schichten wieder mehr merglig-tonig. Bei 85,3 m treten neben Glimmersandstein Tone mit haselnußgroßen Geröllchen auf (vgl. W₄; 500—535 m Tiefe).

Fi₂ ist nur bis 30,95 m gebohrt. Neben graugelbem Mergel mit Geröllen, darunter körniger Kalk mit Crinoidenstielgliedern(?) wurden Kieselkalk, dichter bräunlich-grauer Kalk, Glimmersandstein und rote Kalkstückchen angetroffen, so daß auch hier die Konglomeratzone vorliegt.

Rob₃ erreichte schon bei 26,85 m echten, feingeschiefereten grauroten Seewerkalk mit seinen charakteristischen Foraminiferen; bis dahin wurden schwarzer und grauer Schiefer-ton neben Kieselkalk und Glimmersandstein durchstoßen, so daß auch hier die Ansatzstelle der Bohrung in der Konglomeratzone liegt. Die Bohrung wurde bis zur Tiefe von 113 m niedergebracht.

Rob₄ wurde nur bis zur Tiefe von 73,25 m durchgeführt. Auch hier wurde zunächst Kieselkalk, schwarzer Schiefer-ton und Glimmersandstein erbohrt, aber schon bei 45,60 m echter, dünn geschieferter Seewerkalk mit Foraminiferen erreicht. Die Ansatzstelle befindet sich auch hier in der Konglomeratzone.

Rob₅. Es liegen nur Proben bis 10,35 m vor, die neben Geröllen Glimmersandsteinstückchen führen, so daß auch hier die Konglomeratzone anzunehmen ist.

Rob₆. Hier trat nach Geröllen bei 11,10 m Fließsand, dann bis zum Ende der Bohrung bei 140 m grauer und schwarzer Schiefer-ton, Kieselkalk und dichter bräunlicher Kalk auf. Bei 92,65 m wurde mürber, glimmerhaltiger Sandstein angetroffen. Die durchbohrten Schichten gehören der Grenze von Kreideflysch und der Konglomeratzone an.

Rob₇. Bei 27,4 m Kreideflysch mit schwarzem Schiefer-ton und Kieselkalk, bei 30,5 m beginnt echter graurötlicher, feingeschieferter Seewerkalk voller charakteristischer Seewer-Foraminiferen. Die Bohrproben enthalten bei 35,7 m wenig Glimmersandstein und bei 54,25 m schwarze Schieferbröckchen, die aus dem Nachfall stammen können. Ende der Bohrung bei 150 m. Eine Grenzbestimmung ist hier sehr schwierig.

Rob₈. Bis 20,7 m Kieselkalk, bräunlichgrauer und gelbgrauer Kalk neben schwarzem Schiefer, so daß dieser oberste Teil als Kreideflysch aufgefaßt werden muß. Bei 24,3 m wurden Bröckchen von dünn geschiefertem graurötlichen Kalk mit

¹⁾ FINK hält diesen roten Ton für seine, die Kieselkalke und Sandsteine trennenden Roten Schiefer und nimmt eine auf dem Kopf stehende gefaltete Schicht an (vgl. bei FINK Fig. 2 auf S. 14).

Discorbinen und Oligosteginen angetroffen, die aus dem Seewer stammen, der bis 152 m Tiefe anhält. Bei 172 m Kieselkalk, bei 182,8 m schwarzer Schiefer. Von 195 m bis zu 208,32 m, dem Ende der Bohrung, trat wieder schwarzer Schiefer, dichter bräunlichgrauer Kalk und Kieselkalk auf, daneben aber auch etwas Glimmersandstein. Wir haben es also wieder mit Kreideflysch und der Konglomeratzone zu tun. Nach 152 m Tiefe ist eine Verwerfung anzunehmen.

Rob₉ wurde schon bei 10,80 m in schwarzem Schiefer eingestellt.

Rob₁₀. Die Bohrproben bestehen bis zu 89 m Tiefe hauptsächlich aus Kieselkalk mit wenig schwarzen Schiefen und dichtem bräunlichgrauen Kalk, doch finden sich bei 12—14 m, von 24—26 m und von 86—87 m auch Glimmersandsteinstückchen. Die Schichten sind wohl zum Kreideflysch zu stellen, die Glimmersandsteine verraten aber die Nähe der Konglomeratzone, besonders da sich von 89—90 m etwas rötliche Tone einstellen, die bis 111 m anhalten. Mit diesen Tönen traten aber zahlreiche feingeschieferter grünlichgraue Kalkbröckchen mit den echten Seewer-Foraminiferen auf, die von 111 m ab bis zum Ende der Bohrung bei 243 m allein vorkommen, so daß der Seewer mindestens von hier ab gerechnet werden muß.

Rob₁₁. Der Seewer beginnt mit feingeschieferter, grünlichgrauen, foraminiferenführenden Schichten schon bei 35 m, von welcher Tiefe ab erst Bohrproben vorliegen. Das Bohrjournal gibt bei 29 m Schiefer und Sandstein an, so daß wir die obersten 30 m wohl zur Konglomeratzone rechnen können. Ende der Bohrung bei 241 m.

Rob₁₂. Bis 40 m Kieselkalk und dichter gelblichgrauer Kalk mit kleinen Geröllchen. Diese Schichtenreihe ist zum Kreideflysch zu ziehen, die Geröllchen erinnern an die Konglomeratzone. Von 40—208 m Tiefe tritt feingeschieferter, teilweise rötlicher Kalkstein auf, der zwar in den Schliffen aus 48, 107 und 135 m Tiefe nur wenig Foraminiferen enthielt, aber entschieden zum Seewer zu stellen ist. Von 208—226 m bestanden die Proben wieder hauptsächlich aus schwarzem Kieselkalk, der dem Kreideflysch angehört. Es ist möglich, daß die Bohrung hier in einer sehr steil geneigten gefalteten Schicht steht (vgl. FINK S. 14, Fig. 2) oder daß die Bohrung die von FINK angegebene Verwerfung getroffen hat, bei der wir allerdings eine Sprunghöhe von 186 m annehmen müßten. Von 226—236, dem Ende dieser Bohrung, steht diese wieder im Seewerkalk.

Rob₁₃. Diese Bohrung wurde bis 600 m niedergebracht. Wir treffen darin bis zu 40 m Kieselkalk, etwas gelbgrauen Kalk und Glimmersandstein an und stellen diese Schichtenreihe zum Kreideflysch bzw. zur Konglomeratzone wegen des darin vorkommenden Glimmersandsteins. Im Bohrjournal steht bei 47,40 m Tiefe die Bemerkung: „Jetzt haben wir von einer Seite Kieselstein (gemeint ist Kieselkalk) und von der andern Schiefer.“ Die Schichten stehen also sehr steil (an dem Erdölpumpwerk fallen an der Oberfläche die Schichten mit 65° S. ein). Das Bohrjournal gibt dann ferner bis 61,95 m Kalkstein und von da ab Kalkstein und Schiefer an. Danach wäre also durch eine Fältelung der Seewer schon bei 27,4 m durch das Bohrloch angetroffen, dann wieder der Kieselkalk des Kreideflysches und erst von 61,95 m wieder Seewer. Die von 40—50 m vorliegenden Bohrproben bestehen aber hauptsächlich aus Seewer und enthalten nur wenig Kieselkalkbröckchen. Von 40 m ab beginnt der feinschiefrige grünlichgraue Seewerkalk mit Foraminiferen und hält bis 340 m an. Da tritt dann von 340—380 m Glimmersandstein mit etwas schwarzem Kieselschiefer, darauf von 380—405 m Kieselkalk und von 405—480 m

violettgrauer Ton mit Glimmersandstein und Kieselkalk auf. Diese Schichtenreihe von 340—480 m ist in die Konglomeratzone zu stellen und wir haben hier wieder denselben Fall wie bei Bohrung 12, eine auf dem Kopf stehende gefaltete Schicht oder eine Verwerfung anzunehmen. Wir halten das letztere für wahrscheinlicher. Von 480 m bis zum Ende der Bohrung haben wir dann wieder echten Seewer.

Bei Finner-Rohbogen treten die Seewer Schichten also ziemlich nahe an die Oberfläche heran und werden dort von der Konglomeratzone überlagert, mit der sich eine wenig mächtige Decke von Kreideflysch vermengt, so daß sie nur schwer voneinander getrennt werden können. Das Zutagetreten der Konglomeratzone ist für die Erdölbohrungen von großer Bedeutung gewesen, worauf wir in einer besonderen Abhandlung zurückkommen werden.

b) Blattverschiebungen und Verwerfungen.

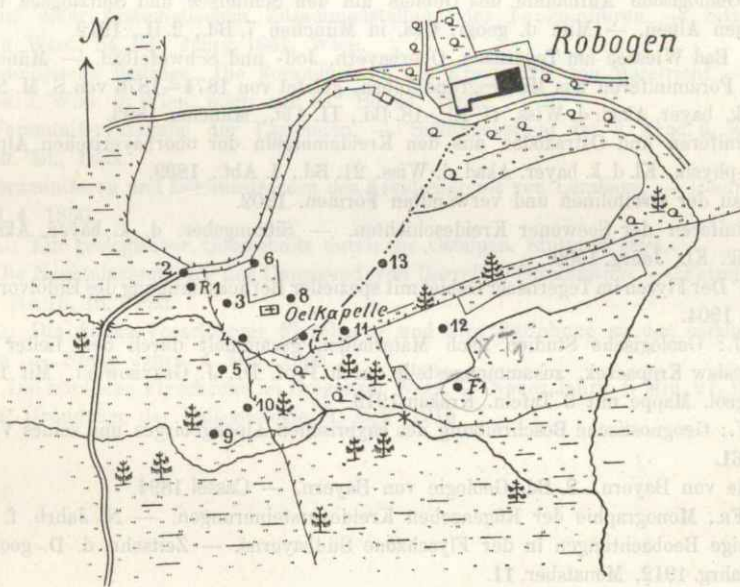
(Vgl. hierzu die Skizze 3 der Profiltafel und die FINK'sche Geologische Karte.)

Die durch die Wiesseer Bohrungen aufgehellten Lagerungsverhältnisse zwingen uns zur Annahme von Blattverschiebungen. Die Wiesseer Bohrungen sind, abgesehen vom deckenden Alluvium und Diluvium, sämtlich im Schwarzschiefer-Kieselkalkgebiet (Kreideflysch) angesetzt. Denkt man sich die auf der FINK'schen Karte eingezeichneten Grenzen der geologischen Stufen ohne Störungen nach Osten fortgesetzt, so würden die Bohrungen W_8 , W_{11} , W_3 , W_6 , W_5 und W_4 noch in das Sandsteingebiet fallen. Da dies nicht der Fall ist, so müssen Verschiebungen stattgefunden haben. Die Bohrung W_9 würde zwar noch in die Kieselkalk-Schwarzschieferzone fallen, müßte aber wegen des südlichen Einfallens der Schichten bald auf die Sandsteinzone gestoßen sein. Das ist nicht eingetreten, die Bohrung hat im Gegenteil die normale Schichtenfolge Kreideflysch, Konglomeratzone und Seewer bis 909 m durchstoßen. Es muß also eine Verschiebung der Scholle, auf der die Bohrung 9 angesetzt worden ist, die wir im Gegensatz zu der mit a bezeichneten FINK'schen Kieselkalkzone südlich des Breitenbachs mit b benennen wollen, nach Norden eingetreten sein und zwar wahrscheinlich längs der Fortsetzung der von FINK angegebenen kurzen Bruchlinie südlich „Erdöl“ (südwestlich von Rohbogen) bis über den Breitenbach zum Anschluß an den nördlich der „Dst-Htt“ anstehenden Sandstein, also etwa um 250 m. Die Scholle b würde also etwa die auf der beigegebenen Skizze gezeichnete Lage haben, weiter nach N. kann die Verschiebung nicht gegangen sein, da dort schon Sandstein ansteht.

Würde sich nun die Scholle b gleichmäßig nach Osten fortsetzen, so müßte die Bohrung W_8 doch noch im Sandstein angesetzt sein. Da diese aber in der Kieselkalk-Schwarzschieferzone beginnt, so muß auch hier wieder eine Verschiebung der Scholle c nach Norden stattgefunden haben. Das können wir uns am besten längs der von FINK eingezeichneten Verwerfungslinie Rohbogen—Pumpwerk—Auvorstellen, und zwar wird diese Verschiebung wieder bis zur jetzigen Grenze des anstehenden Sandsteinhügels südöstlich „Pumpwerk“ der Fall gewesen sein. Dann fallen die Bohrungen W_7 und W_2 noch auf die Scholle c an deren südliche Grenze und bleiben des südlichen Fallens der Schichten wegen auch in dieser Scholle, was mit den tatsächlichen Verhältnissen übereinstimmt. W_{10} fällt danach allerdings mit seiner Ansatzstelle in das Sandsteingebiet, liegt aber so nahe der Grenze, daß sie bald die Kieselkalk-Schwarzschieferzone erreichen muß. Tatsächlich hat sie zuerst 55 m Gerölle durchsunken und dann die Kieselkalk-Schwarzschieferzone

angetroffen. Da die Bohrung W_8 nunmehr an die Nordgrenze der Kieselkalk-Schwarzschieferzone gegen den Sandstein gerückt ist, so muß sie wegen des südlichen Einfallens der Schichten den Sandstein antreffen, was auch in der Tiefe von 119—232 m wirklich der Fall ist. Hier biegt dann die Sandsteinzone um, was den allgemeinen Verhältnissen entspricht.

Die Scholle c setzt sich aber auch nicht gleichmäßig nach Osten fort, da der Sandstein des südöstlich des Finnerhofes liegenden Hügels südlich des Breitenbaches wieder ansteht und in dem kleinen Hügel östlich der Breitenbachsäge zu Tage tritt. Südlich dieses letzteren Hügels steht Kieselkalk an. Dazwischen verläuft die nördliche Grenze der Scholle d, auf der dann die Bohrungen W_1, W_3, W_4, W_5 und W_6 sämtlich am Nordrande liegen, also auf dem nördlichen zur Antiklinale aufsteigenden Flügel der Mulde (vgl. die in der Profiltafel beigegebene Skizze Fig. 3).



Bohrungen beim Finner und Robogen (nach W. FINK).

Die Bohrung W_1 liegt dicht an der Grenze gegen den Sandstein. Ihre Ansatzstelle befindet sich noch im Kieselkalkgebiet, in der Tiefe aber müßte sie bei dem allgemeinen südlichen Fallen der Schichten den Sandstein noch antreffen. In der Tat enthalten die Bohrproben aus der Tiefe von 200—205 m Glimmersandsteinbrückchen, die tieferen aber wieder nur Kieselkalk und schwarzen Schiefer. Dies beweist, daß hier erstens der Sandstein sehr steil südlich einfällt (die zu Tage tretenden Schichten des Sandsteinhügels südöstlich des Finnerhofes fallen 62° S. ein) und zweitens, daß die Sandsteinschichten bald umbiegen entsprechend den bei W_8 auseinandergesetzten Verhältnissen. Die Verschiebungslinie zwischen den Schollen c und d folgt wahrscheinlich ungefähr dem Laufe der Landstraße Wiessee—Finnerhof zwischen den beiden Sandsteinhügeln südwestlich und südöstlich des Finnerhofes. Vielleicht hängt diese Verschiebungsfläche mit der in der Tiefe von 588 m der Bohrung W_8 vermuteten Verwerfung zusammen. Wir hätten dann in unserm Gebiet außer kleineren lokalen Störungen vier größere Verwerfungen von etwa südsüdöstlichem Verlauf:

1. Erdölgebiet südwestlich Rohbogen,
2. Rohbogen—Pumpwerk—Au (Finnersprung nach FINK),
3. Landstraße Wiessee—Finnerhof und
4. Tegernsee (Tegernseer Hauptsprung nach FINK).

Benutzte Literatur.

- AMMON, L. v.: Geognostische Beobachtungen aus den bayerischen Alpen. B. Das Zementsteinbergwerk Marienstein. — Geogn. Jahresh. 7. Jahrg. 1894.
- BODEN, K.: Geologische Beobachtungen am Nordrande des Tegernseer Flysches. Mit 1 Kartenskizze. — Geogn. Jahresh. 23. Jahrg. 1921.
- BÖHM, JOH.: Die Kreidebildungen des Fürbergs und Sulzbergs bei Siegsdorf in Oberbayern. — Paläontogr. 38, 1891.
- DACQUÉ, E.: Geologische Aufnahme des Gebiets um den Schliersee und Spitzingsee in den oberbayerischen Alpen. — Mitt. d. geogr. Ges. in München 7. Bd., 2. H., 1912.
- DRIESSEN, A.: Bad Wiessee am Tegernsee, Oberbayern, Jod- und Schwefelbad. — München 1920.
- EGGER, I. G.: Foraminiferen aus Meeresgrundproben, gelotet von 1874—1876 von S. M. S. Gazelle. — Abh. d. k. bayer. Akad. d. Wiss. II. Kl., 18. Bd., II. Abt., München 1893.
- — Foraminiferen und Ostrakoden aus den Kreidemergeln der oberbayerischen Alpen. — Abh. d. math.-physik. Kl. d. k. bayer. Akad. d. Wiss. 21. Bd., I. Abt., 1899.
- — Der Bau der Orbitolinen und verwandten Formen. 1902.
- — Foraminiferen der Seewener Kreideschichten. — Sitzungsber. d. k. bayer. Akad. d. Wiss., math.-physik. Kl., Jahrg. 1909.
- FINK, WOLFR.: Der Flysch im Tegernseer Gebiet mit spezieller Berücksichtigung des Erdölvorkommens. — München 1904.
- GRZYBOWSKI, J.: Geologische Studien nach Materialien, gesammelt durch den Leiter der Station S. P. Boleslaw Kropaczek, zusammengestellt durch Prof. Dr. J. GRZYBOWSKI. Mit 1 Atlas, enthaltend geol. Mappe mit 6 Tafeln. Krakau 1919.
- GÜMBEL, C. W.: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. — Gotha 1861.
- — Geologie von Bayern. 2. Bd. Geologie von Bayern. — Cassel 1894.
- v. HAGENOW, FR., Monographie der Rügenschon Kreideversteinerungen. — N. Jahrb. f. Min., 1842.
- HAHN, F., Einige Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns. — Zeitschr. d. D. geol. Gesellsch. Bd. 64, Jahrg. 1912, Monatsber. 11.
- — Weitere Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns. 2. Zusammenhang und Bau im Umkreis und Untergrund des Murnauer Mooses. — Zeitschr. d. D. geol. Gesellsch., Bd. 66, Jahrg. 1914, Monatsber. 1.
- HÄUSLER: Die Lageninen der schweizerischen Jura- und Kreideformation. — Neues Jahrb. f. Min. 1887, Bd. 1.
- HEER, O.: Die Urwelt der Schweiz. Zürich 1865.
- HEIM, ALB., Geologie der Schweiz. Leipzig 1920.
- HÜFER, H.: Die Geologie, Gewinnung und der Transport des Erdöls. — Leipzig 1909.
- IMKELLER, H.: Die Kreide- und Eozänbildungen am Stallauer Eck und Enzenauer Kopf bei Tölz. Ein Beitrag zur Geologie der bayerischen Alpen. — Programm zum Jahresbericht der städtischen Handelsschule in München pro 1895/96.
- — Die Kreideablagerungen im Leitzachtal. — Zeitschr. d. D. geol. Gesellsch. Jahrg. 1900.
- — Die Kreidebildungen und ihre Fauna am Stallauer Eck und Enzenauer Kopf bei Tölz. Ein Beitrag zur Geologie der bayerischen Alpen. Mit 3 Tafeln, 1 Kartenskizze und 2 Textfig. — Paläontogr. 48. Bd. 1901—1902. Taf. I—III.
- — Helvetische Kreide. — In DACQUÉ: Geol. Aufn. etc. Mitt. d. geogr. Gesellsch. in München. 7. Bd. 1912.
- KARRER, FELIX: Über ein neues Vorkommen von oberer Kreideformation in Leitzersdorf bei Stockerau und deren Foraminiferenfauna. — Jahrb. d. geol. Reichsanst. Bd. 20, 1870.
- KAYSER, EM.: Lehrbuch der geologischen Formationskunde, 4. Aufl. 1911.
- LEBLING, CLEMENS: Die Kreideschichten der bayerischen Voralpenzone. — Geol. Rundschau. III. Bd.

- MARSSON, TH.: Die Foraminiferen der weißen Schreibkreide der Insel Rügen, 1877.
- MARTIN: Untersuchungen über den Bau von Orbitolina (*Patellina auct.*) von Borneo. 1889.
- NAUMANN-ZIRKEL: Elemente der Mineralogie. 13. Aufl. 1898.
- OEBBEKE, K.: Das Erdöl und die Bedeutung Regensburgs für den Petroleummarkt. Ber. d. naturw. Vereins Regensburg. VIII. 1900.
- — in E. v. DESSAUER: Die neue Heilquelle von Wiessee. Münchn. medicin. Wochenschr. Nr. 5. 1911.
- — in E. HINTZ: Die neue Heilquelle zu Wiessee am Tegernsee. Wiesbaden 1911.
- — in H. KIONKA: Die neue Heilquelle zu Wiessee am Tegernsee. Amsterdam.
- D'ORBIGNY: Die Foraminiferen des Wiener Tertiärbeckens. 1846.
- REIS, OTTO M.: Erläuterungen zu der geologischen Karte der Voralpenzone zwischen Bergen und Teisendorf. — Geogn. Jahresh. VIII. Jahrg. 1895 (s. a. XXXIII. Jahrg. S. 203 u. XXXIV. Jahrg. S. 223).
- RFUSS, AUG. EM., Die Versteinerungen der böhmischen Kreideformation. 1845. 1846.
- — Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen, besonders im Gosautale und am Wolfgangsee. — Denkschrift d. k. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl., Bd. VII, 1854.
- — Die Foraminiferen der westfälischen Kreideformation. — Sitzungsbericht d. k. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl., Bd. 40, 1860.
- — Entwurf einer systematischen Zusammenstellung der Foraminiferen. — Sitzungsber. der k. Akad. d. Wiss., 54. Bd., Jahrg. 1861, Wien.
- — Paläontologische Beiträge. Die Foraminiferen des Kreidetuffs von Maastricht. — Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl., Bd. 44, 1862.
- — Die Foraminiferenfamilie der Lageniden. — Sitzungsbericht der k. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl., 1862.
- — Die Foraminiferen und Entomostraceen des Kreidemergels von Lemberg. — Heidingers naturw. Abh. Bd. 4. 1850.
- ROTHPLETZ, A.: Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart 1894.
- SELDES, J.: Die Naphtalagerstätten der Umgegend von Boryslaw-Tustanawice. — Petroleum-Zeitschr. 16. Bd., Nr. 15, 16. 1920.
- TORNQUIST, A.: Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Beziehung zu den ostalpinen Deckenschottern. — Neues Jahrb. f. Min. 1908 I.
- WEPFER, E.: Die nördliche Flyschzone im Bregenzer Wald. — Neues Jahrb. f. Min. 27. Beil.-Bd. 1909.
- ZITTEL-BROILLI: Grundzüge der Paläontologie. 4. Aufl. 1915.

Inhalts-Übersicht.

	Seite
Einleitung	83—89
Geologische Übersicht der Ablagerungen am Tegernsee	89
Lage der Bohrungen	89
Zusammenfassende Beschreibung der Bohrproben von Finner, Rohbogen und Wiessee	89—97
Gesteinsbeschaffenheit	97—99
Foraminiferen aus den Bohrproben	99—135
Verzeichnis und tabellarische Übersicht über das Vorkommen der oben beschriebenen Foraminiferen in den einzelnen Kreidestufen in Oberbayern, ferner in Böhmen und auf Rügen	133—134
Schichtenfolge	135—141
1. Die Zone der schwarzen Schiefer (Kreideflysch)	136—137
2. Die Konglomeratzone	137—139
3. Zone der grauen und rötlichen, feingeschiefertten Kalke	139—140
4. Glaukonitknollenzzone	140—141
Vergleich der Tegernseer Schichtenfolge mit den sich westlich und östlich daran anschließenden Gebieten	141—148
Niveauschwankungen	148—150
Vergleichstabelle	149
Tektonik	150—158
a) Geologische Zugehörigkeit der durchbohrten Schichten	151—156
b) Blattverschiebungen und Verwerfungen	156—158
Benutzte Literatur	158—159



Neue Beiträge zur Kenntnis der permischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz und deren Nachbargebieten.

V. Vergleichende mikroskopische Untersuchungen an eruptiven Gesteinen aus der oberen Nahemulde (Rheinland).

(I. Teil.)

Von

Dr. Mattheus Schuster.

Die nachfolgenden, auf einige Jahreshefte verteilten Aufsätze umfassen die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung einer Anzahl von eruptiven Gesteinen, die der Vorstand der bayerischen geologischen Landesuntersuchung, Herr Oberbergdirektor Dr. OTTO M. REIS im außerbayerischen Anteil der oberen Nahemulde aufgesammelt hat und deren Bearbeitung er mir in freundlicher Weise übertrug. Seine Meinung war hierbei, daß, unter Zuhilfenahme der bisher im Pfälzer Sattel an den Eruptivgesteinen gemachten Erfahrungen, aus der vergleichenden mikroskopischen Untersuchung eine Bereicherung des bisher gewonnenen Bildes der permischen Eruptivgesteine der Rheinpfalz und des Saar-Nahe-Gebietes sich ergeben könnte.

Die Untersuchung der Dünnschliffe von etwa fünfzig Proben, die aus dem eingesammelten Material ausgesucht wurden, konnte nun mancherlei Punkte festlegen, in denen sich die effusiven Eruptivgesteine der nordwestlich vom Pfälzer Sattel gelegenen Nahemulde mit denen der entgegengesetzt gelegenen Donnersberg-Haardtmulde berühren; aber auch in den Intrusivgesteinen begegnet man denselben Typen wieder, wie sie für den Pfälzer Sattel bezeichnend sind, selbst die unscheinbaren, bisher wenig beachteten Aplitgänge, die ganz eigenartige Veränderungen in Struktur und Zusammensetzung der durchschwärmten Intrusivgesteine im Pfälzer Sattel bewirken, kehren in mehreren Lager- und Ganggesteinen der von Herrn Dr. REIS bereisten Gegend wieder; ihr Aufsetzen im „Winterbacher Gang“ z. B. wirft sogar ein neues Licht auf dessen Zusammensetzung. — Was die von dem eben genannten Forscher im südwestlichen Ende der Nahemulde gesammelten Gesteine anlangt, so gaben die in den Erläuterungen der einschlägigen preußischen geologischen Spezialblätter 1 : 25000¹⁾ niedergelegten petrographischen Beschreibungen der Eruptiva von K. A. LOSSEN und A. LEPPLA wichtige Hinweise ab zum Verständnis

¹⁾ In Betracht kommen die Erläuterungen zu folgenden Blättern: Lebach (Gradabt. 80. Nr. 29), Wadern (Nr. 28), Ottweiler (Nr. 35), Nohfelden (Nr. 29), Buhlenberg (Nr. 23), Oberstein (Nr. 18), Birkenfeld (Nr. 24), Freisen (Nr. 30), St. Wendel (Nr. 36), Wahlen (Nr. 33).

der Gesteinsstrukturen. Im weiter nordwärts gelegenen Teil der Mulde, der noch nicht eingehend geologisch kartiert worden ist, fehlten bisher noch ausführlichere petrographische Mitteilungen über die eruptiven Gebilde. — Auch diese Gesteine ordnen sich völlig in den Rahmen der Eigenschaften und Beziehungen der bisher bekannt gewordenen Eruptivgesteine ein. Mit fortschreitender Kenntnis derselben festigt sich die Überzeugung, daß die petrographische Vielgestaltigkeit der Eruptiva des Saar-Nahe-Gebietes unter einer gesetzmäßigen Ordnung steht, die dem Studium dieser Gesteine einen besonderen Reiz verleiht.

I. Intrusivlager- und Ganggesteine.

1. Das Mischgestein des Winterbacher Ganges.

Zu den interessantesten Intrusivgesteinen in den Unterrotliegendsschichten der engeren Nachbarschaft der oberen Nahetal-Mulde gehört der die Schichten quer zu ihrem Streichen durchsetzende Gang von Winterbach-Bliesen, $4\frac{1}{2}$ km östlich vom Massiv des Schaumbergs. Er wird von der Südkante des geognostischen Blattes Kusel 1:100 000 gerade durchschnitten; seine südliche Hälfte fällt auf Blatt Zweibrücken desselben Maßstabes. Auf jener Karte ist er mit dem Zeichen Mc der Kuselite versehen. In den Erläuterungen zum preußischen geologischen Spezialblatt Ottweiler (A. LEPLA) ist das Ganggestein nach dem Vorgang von K. A. LOSSEN¹⁾ als Augitsyenitporphyr mit Kersantitstruktur beschrieben. Es unterscheidet sich darnach von den übrigen gangförmigen, basischen Eruptivgesteinen des Saar-Nahegebietes durch seinen auffallend hohen Gehalt an Kali (7,87 %); in der Struktur gleicht das Gestein nach LOSSEN (loc. cit. S. 274 u. 312) den Kuseliten vom Bosenberg und Spiemont, aus dem es durch einseitiges Vorwiegen des Kalifeldspats entstanden gedacht werden könne.²⁾ Schon LOSSEN bezweifelt, daß andere Proben des Winterbacher Ganggesteins so einseitig kalireich seien (S. 274) und in den Erl. zu Blatt Ottweiler (S. 28) erwähnt A. LEPLA, daß „an einzelnen Stellen im Gang auch diabasischkörnige Gesteine auftreten, z. B. im Graben 1350 m nordnordwestlich Kirchhof Winterbach; sie konnten der schlechten Aufschlüsse halber jedoch nicht eingetragen werden.“ — Dieses Gestein gewinnt eine neue Beleuchtung durch einige Gesteinsfunde, die Herr Dr. REIS in dessen Nordteil, westlich von Bliesen, machte.

Bevor zur Beschreibung der gesammelten Proben aus dem „Winterbacher Gang“ übergegangen wird, seien kurz Gesteinsproben beschrieben, die Herr Dr. REIS einem dem Gange unmittelbar an seinem Nordende vorgelagerten Tholeyit-(Meso-diabas-)Köpfchen entnahm.

Das Gestein hat äußerlich große Ähnlichkeit mit dem später zu beschreibenden aplitudurchschwärmten Tholeyit von St. Wendel durch die starke rote Sprengelung, wodurch die ursprüngliche dunkelgraue bis schwärzliche Farbe mehr oder minder stark verwischt wird. Die spiegelnden Feldspatleisten (bis $\frac{1}{2}$ cm) und die dunkelgrünen Augitchloritpartien lassen noch halbwegs die ophitische Struktur der Tholeyite

¹⁾ K. A. LOSSEN, Vergleichende Studien über die Gesteine des Spiemonts und des Bosenbergs bei St. Wendel und verwandte benachbarte Eruptivtypen aus der Zeit des Rotliegenden. Jahrb. d. pr. geol. L.-A. f. 1889 S. 275.

²⁾ Vgl. auch MATH. SCHUSTER und AD. SCHWAGER, Neue Beiträge zur Kenntnis d. perm. Eruptivgesteine aus der bayr. Rheinpfalz. I. Die Kuselite. Geogn. Jahresh. 1910. XXIII. Jahrg. S. 58.

erkennen. Stellenweise setzen durch die Handstücke fahlrötliche, pechglänzende zuckerkörnige Aplitgäńgchen, die mit den gesprenkelten Partien sich schlierig verweben können. Wie das Gestein von St. Wendel, vom Götzenfelsen bei Eberburg und viele derartige Gesteine von Niederkirchen am Odenbach sind die Handstücke von papierdünnen, bis 2 cm groß werdenden Titaneisenerzblättchen durchsetzt. Das spez. Gewicht einer tonig riechenden stark rötlich gesprenkelten Gesteinsprobe wurde zu 2,58 bestimmt.

Schliff Nr. 701.¹⁾ — Im Schliff ist gerade die Grenze zwischen einem Aplitgäńgchen und tholeyitischen Gemengteilen getroffen. Der Hauptbestandteil des ersteren ist ein glasigfrischer, rechteckiger, unlamellierter Feldspat mit nur geringen Auslöschungsschiefen, offenbar Orthoklas; die Zwickel zwischen den kleinen Feldspatkristallen werden von Quarz und von feinstem Mikropegmatit eingenommen. Apatitnädelchen und Ilmenit, vielfach braun durchsichtig, vervollständigen den Mineralbestand des Aplits. — Die Feldspäte des injizierten Tholeyits zeigen gewöhnlich eine Umfransung von Mikropegmatit. Gelegentlich ist auch ein neugebildeter Feldspatrand zu beobachten. Auch Quarz stellt sich in größeren Gebilden, als im Aplit, hier ein; Titaneisen bildet wesentlich größere Blättchen als dort. Die Tholeyitfeldspäte sind in Chloritisierung begriffen, die auch den Feldspat des benachbarten Mikropegmatits ergreifen kann.

Die chemische Analyse von diesem Gestein, ohne mikroskopische Nebenuntersuchung, würde einen rätselhaft hohen Kaligehalt ergeben.

Das eigentliche Winterbacher Gestein ist nach AUG. LEPLA (Erl. z. Bl. Ottweiler S. 28) stark oxydiert und umgewandelt und „besteht vorwiegend aus Feldspat, der sich durch seine großen (0,5—1,0 cm) gedrungenen Formen, die mangelnde vielfache Zwillingsbildung und geringe Auslöschungsschiefe zumeist als Orthoklas zu erkennen gibt. Dazu kommen zahlreiche gut ausgebildete Kriställchen eines Augites, der indessen gäńzlich umgewandelt und chloritisiert ist. Zwischen diesen beiden Gemengteilen bleibt ein Rest von Quarz und Feldspat. Den grobkörnigen Gesteinen gegenüber stehen andere feinkörnige und mehr porphyrtartige Ausbildungen, welche eine feldspätige Basis an Stelle der Resteckausfüllung durch Quarz und Feldspat führen. Quarzzwickel mit Biotiteinwachsungen fehlen auch hier nicht.“

Sollte diese Gesteinsbeschreibung den allgemeinen Charakter des Winterbacher Ganges darstellen, so lassen sich hiermit freilich nur wenig die Eigenschaften jener Gesteine vereinbaren, die Herr Dr. REIS dem Gange auf ziemlich eng begrenztem Raume an einem Grabenaufschluß gegen Bliesen zu sammelte.

Die eine dieser Proben (Nr. 702), ein rötliches, feinkörniges, etwas fettglänzendes Gestein, stellt unter dem Mikroskop ein divergentstrahliges Gemenge von lamellierten und unlamellierten Feldspäten, umgewandelten Augitkörnchen und -Säulchen und Quarz als Zwickelsubstanz dar, kann also als Kuselit angesprochen werden. Die Feldspäte sind rötlich bestäubt. Spez. Gew. = 2,68.

Eine zweite Gesteinsprobe (Nr. 703) setzt sich aus einem feinkörnigen grauen Gestein und einem schwärzlichvioletten, dichten Gestein mit kleinen, spiegelnden Feldspateinsprenglingen zusammen. Mikroskopisch ist das graue Gestein als ein feinkörniger Kuselit zu erkennen, noch feinkörniger als der oben beschriebene, während das dunkle Gestein die weiselbergitische Salbandausbildungsform eines sehr feinkörnigen Kuselits darstellt, der das graue Kuselitgestein gangartig durchsetzt. Die Ausbildung dieses dunklen Gesteins, die feinpilotaxitische Grundmasse, die

¹⁾ Die Gesteine und Schliffe sind der besseren Übersicht halber mit den Nummern versehen, unter welchen sie sich in der Sammlung der geologischen Landesuntersuchung in München befinden.

Feldspateinsprengungen, die zum Teil frischen Augiteinsprenglinge, die Erzanreicherung an der Grenze zum Nebengestein erinnern völlig an den Kuselit, der südlich von Niederkirchen am Odenbach den Tholeyit gangartig durchbricht.¹⁾

Eine andere Probe (Nr. 705) erweist sich nun überraschend als ein der Diabasreihe angehörendes Gestein, nämlich als ein tholeyitischer Diabasporphyr. Makroskopisch schwärzlich mit bläulich-violettem Stich, feinkörnig bis fast dicht, zeigt er unter dem Mikroskop Einsprenglinge von langgestreckten, zum Teil mit Augit verwachsenen Plagioklasen in einer aus Plagioklasleistchen, Augitchlorit, Chlorit (der Zwischensubstanz) und Erz aufgebauten divergentstrahligen Grundmasse. Da und dort leuchtet eine Quarzresteckfüllung auf.

Das nächste Handstück (Nr. 706), der östlichsten Stelle entnommen, schließt sich an Nr. 705 strukturell an. Das feinkörnige, schmutziggrüne Gestein ist unter dem Mikroskop ein vorzüglich entwickelter, glasreicher Melaphyr, wie er als Salbandentwicklungsform an Tholeyiten nicht selten ist und auch in dieser Aufsatzfolge als Randbildung des Schaumberg-Gesteins bei Tholey beschrieben werden wird. Eine reichliche Grundmasse aus locker angeordneten Plagioklasbälkchen in verschränkter Anordnung und in allen Jugendstadien, denen langstengelige Skelette von Augit beigesellt sind,²⁾ das Ganze umhüllt von einer ansehnlichen lichtbräunlichen Glasbasis, enthält Einsprenglinge von Plagioklasen und von verkalktem Augit. Die Feldspäte erscheinen bei gekr. Nicols getrübt, bei gew. Licht heben sie sich trefflich von dem gefärbten, stellenweise chloritisierten Glas ab.

Zwei weitere Proben sammelte Herr Dr. REIS aus einem der ersten Fundstelle benachbarten Graben (Nr. 705a und 706). Erstere ist ein zuckerkörniges kuselitisches Gestein von ähnlich rötlicher Farbe wie Probe 702, während Nr. 706 ein graues, feinkörniges bis dichtes Gestein darstellt, das blinkende Einsprenglinge von Feldspäten enthält und unter dem Mikroskop sich als einen zum Weiselbergit hinneigenden, also sehr feinkörnigen, porphyrischen Kuselit zu erkennen gibt.

In dieser Probe ganz besonders, aber auch an den vorher besprochenen Gesteinsproben bemerkt man einige fahl- bis bläulichrötliche Gängchen, die im Schliff (Schliff-Nr. 707) aus einem körnigen Gemenge von viel Orthoklas, etwas Plagioklas und Quarz bestehen. Stellenweise verweben sich diese aplitischen Gangbildungen so sehr mit dem Gestein, daß sie davon makroskopisch schwer abzutrennen sind, eine Erscheinung, die auch in dem aplitudurchtränkten Kuselit vom Schneeweiderhof am Kiefernkopf zu beobachten ist (a. a. O. 1910, S. 47).

Da die Durchdringung des Winterbacher Ganggesteins mit Aplitäderchen an einem einzigen Aufschluß fast an jedem der von Herrn Dr. REIS gesammelten Handstücke wahrnehmbar ist, liegt der Gedanke nahe, daß der ganze Gang ebenso durchschwärmt sei mit sauren Nachschüben, wie verschiedentliche andere Gesteinskomplexe des Pfälzer Sattels. Ohne Zweifel wird eine derartig starke Injektion mit kalireichem Feldspatmaterial den Prozentgehalt des durchschwärmten Gesteins an Kaliumoxyd so zu steigern vermögen, wie er von anderer Seite an einer Probe des Winterbacher Ganggesteins mit 7,87% festgestellt worden ist. — Die chemische Analyse des Winterbacher Gesteins folgt aus Gründen der Raumersparnis im nächsten Aufsatz.

¹⁾ MATTH. SCHUSTER, Beiträge zur Kenntnis der basischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz, Geogn. Jahresh. 1906, XIX. Jahrg. S. 50. Eine Abbildung hievon ist in den Erläuterungen zu Blatt Kusel S. 28 enthalten.

²⁾ Eine Vorstellung dieser Gesteinsausbildung gibt eine Abbildung von einem ähnlichen Gestein aus dem Südostflügel des Pfälzer Sattels bei MATTH. SCHUSTER a. a. O. 1906 S. 33.

So zeigen die neuen Funde von Herrn Dr. REIS den Gang von Winterbach petrographisch von einer neuen Seite. Darf man als sein Hauptgestein wohl einen Kuselit annehmen (wie auch der Gang in einer Umgebung von Kuseliten aufsetzt), der, von kalireichen Aplitnachschieben durchschwärmt, örtlich Kali anreichern kann, so sehen wir doch in der unmittelbaren Verbindung des Kuselitgesteins mit diabasischen Gesteinen ein Anzeichen dafür, daß er keinen einheitlichen Gangtypus darstellt. — Das schönste, durch LOSSEN studierte Gegenstück zu ihm stellt das Gestein südlich und südöstlich von Pfeffelbach und in der Umgebung von Herchweiler dar, das infolge ungleichartiger Erstarrung des Magmas Kuselite, „Augitsyenitporphyre“ und Tholeyite in einer geologischen Raumeinheit sozusagen verkörpert. Aber auch in diesem Gesteinszug sind saure Nachschübe nach den eigenen Angaben K. A. LOSSENS mindestens wahrscheinlich gemacht (a. a. O. 1910, S. 46, Anm. 2).

Die von Herrn Dr. REIS gesammelten, aplitdurchtränkten Tholeyite unmittelbar am Nordende des Winterbacher Ganges gewinnen nun eine interessante verwandtschaftliche Stellung zu diesem. Sie sind Abkömmlinge eines gabbroartigen Tiefengesteins, offenbar zu gleicher Zeit und in enger Nachbarschaft mit dem kuselitischen, augitkeratophyrischen Hauptgestein des Ganges, dessen Muttergestein scheinbar dioritisch ist,¹⁾ als Schmelzfluß in die Schichten eingedrungen. Verschmelzungen beider Magmen führten zu Mischgesteinsentwicklungen und endlich wurden sie beide im Stadium der Kristallisation von Aplitgängen durchschwärmt, jenen interessanten Gesteinsgebilden, die, so unscheinbar sie auch aussehen, allein die nicht selten rätselhaften und widerspruchsvollen Erscheinungen an den permischen, basischen Eruptivgesteinen der Rheinpfalz zu entwirren vermögen. Sie sind wert einen eigenen Namen zu tragen, in welchem sich ihre vorzugsweise Verbreitung widerspiegelt. Ich heiße sie demnach „Rhenopalite“.

(Fortsetzung folgt im nächsten Jahreshefte.)

Eingereicht anfangs 1922.

Geologische Beobachtungen zwischen Lebach und St. Wendel.

Von

Dr. Otto M. Reis.

Die im Vorhergehenden von Dr. M. SCHUSTER behandelten Gesteins-Einsammlungen vom Winterbacher Gang wurden auf einer Reise gemacht, auf welcher für die rheinpfälzische Geologie und Petrographie wichtige, zum Teil in Bl. Kusel und Zweibrücken wiedergegebene Örtlichkeiten im Nahetal zunächst der Grenze besucht wurden. Zunächst dem berühmten Lebach wurde die Frage der Grenze gegen die Kuseler bzw. Hooper Schichten zu klären versucht; in den Aufschlüssen der Lebacher Toneisensteinschiefer bei Rümmelbach wurde das Nebeneinandervorkommen von

¹⁾ Diese von mir bisher gemachte Annahme besaß, wie mir stets wohl bewußt war, nur den Wert einer Arbeitshypothese, die ich im nächsten Aufsatz durch eine gefestigtere zu ersetzen versuchen werde, welche das ganze Problem der Kuselite anschneidet.

dichten Toneisensteingeoden und reichlichen und verschiedenartigen, kristallisierten Tutenspatkonkretionen festgestellt, worüber in Geogn. Jahresh. XXVI. Jahrg. 1913, S. 282—290 Verschiedenes berichtet wurde. Nach Norden zu hatte ich es auf Einsammlungen in dem wichtigen Eruptivgesteinsgebiet abgesehen; südwestlich von Limbach reizte zu Seiten des Bettinger Porphyrs das Gestein des „Horsts“ mit seinem dichten seidenglänzenden Bruch, welches Dr. SCHUSTER als ein dem Lemberg bei Oberhausen (Geogn. Jahresh. 31./32. Jahrg. 1921) vergleichbares orthophyrisches Gestein ansieht. Seitlich in etwas tieferer Schichtenlage ist die mehr stock- bis lagergangartige Masse des „Höchster“ durchgebrochen, welcher in schönster Alternation steht mit je einem in höherem und tieferem Horizont lagergangartig durchgebrochenen diabasähnlichen Melaphyr, welcher nach der Örtlichkeit, an welcher er vorbeizieht, der Typus des „Tholeyits“ geworden ist. Nach Dr. SCHUSTER ist das Höchster-Gestein auch ein dichter Tholeyit. Es ist das wichtig wegen der innigen magmatischen Wechselbeziehung zu den nordöstlich benachbarten Schaumberg-Intrusionen (vgl. Geogn. Jahresh. 19. Jahrg. 1906, S. 91 m. Tafelbeilage und Erl. z. Bl. Donnersberg S. 81—90). Der schon an seinem Westende zunächst des „Höchster“ bei Steinbach bestätigte Tholeyit des Schaumbergs bei Theley zeigt auf der neuen Straße nach Theley—Selbach beim Abstieg von der Höhe sehr schön das Liegende und die tiefste Zone des Tholeyits auf ungefähr 120 m querer Länge in flachem Einfallen nach NNW. Es wurde zeichnerisch aufgenommen; es besitzt neben völlig schichtmäßiger Grenze auch flache nicht ganz regelmäßige Ausbrüche der Schiefer im Liegenden, trotzdem aber in den Vertiefungen von 1,80—5 m nirgends eine Spur von gelockerter Ausbruchsmasse; ein glatt aus den Schiefen ausgeschnittenes Intrusionsbett ist wie auch sonst auffällig. Das Gestein ist in der Mitte des Aufschlusses von einer Anzahl etwa fingerdicker, ziemlich gleichmäßig flach einfallender, deutlich herausgewitterter, körniger, dunkler Äderchen durchsetzt, welche an Aplit-äderchen erinnern und sich auch als solche erwiesen haben (Dr. SCHUSTER); die flache Lagerung wiederholt sich bei vielen dieser Vorkommen in der Pfalz, ich habe ihren Verlauf als Folge des langsamen Zusammensitzens des aufgeblätternen Gewölbeschichtkörpers und der magmastatischen Zusammenhänge angesehen. Gegen die große Straßenbiegung nach Theley zu macht sich mit einer Störung der Schieferlagerung eine unregelmäßige feinkristallisierte Gesteinseinschaltung bemerkbar, welche von Dr. M. SCHUSTER nicht mehr als Tholeyit bezeichnet wird, sondern in Salbandausbildung als eine Übergangsform zu glasreichen Melaphyren; es ist ein jüngerer Durchbruch, wohl noch jünger als die erwähnten Apliten. Es wurden noch weitere Gesteine gesammelt, welche Dr. SCHUSTER mit den erwähnten an anderer Stelle eingehender besprechen wird.

Im weiteren Verfolg der Besichtigungen an diesem Tage wurde der Winterbacher Gang zwischen seinem Nordende und dem Dorf Winterbach begangen; er ist auch durch die Nähe jener Verwerfungen etwas gestört und verändert, welche den St. Wendeler Grabeneinbruch begleiten; letzterer ist schon in permischer Zeit angelegt, wengleich der Aufbruch des merkwürdigen Ganges noch nicht auf einer Verwerfungsspalte emporgedrungen zu sein braucht. Der Gang gehört zu der Gruppe kuselitischer Gänge, welche schiefquer zum Streichen zwischen Altenkirchen und St. Wendel ohne Verwerfungen dem Brücken-Breitenbacher Einbruch von NW. vorgelagert und durch die Spiemont- und Bosenberg-Lagerganggruppe seitlich abgelöst sind. Im engeren Bereich der Quergänge fehlen die Lagergänge.

Zur Stratigraphie und Tektonik der Allgäuer Molasse.

Von

Ludwig Erb.

(Mit 1 Profilzeichnung.)

I. Einleitung.

Die Molasse am Nordfuß der Alpen verdankt ihre Entstehung demjenigen Teil der Alpenbewegung, der zwischen Unter- oder Mitteloligozän und Obersten Miozän liegt und den gleichzeitigen Senkungsvorgängen des Gebietes zwischen damaligen Alpen und der südwestdeutschen Jura-Tafel. Sie ist im wesentlichen der Schutt, den die oligozänen und miozänen Alpenflüsse in die nördliche Senke hineinwarfen, da das Material vom Nordrand der Senke eine ganz untergeordnete Rolle spielt. Ihr Ende erreichte die Bildung der Molasse mit der altpliozänen Hebung und teilweisen Faltung der Molassesedimente, die in Zusammenhang mit der Hauptfaltung der Alpen stehen. Obwohl also genetisch die Molasse ein durchaus einheitliches Gebilde darstellt, ist sie andererseits in der Einzelausbildung von großer Mannigfaltigkeit, weil die verschiedenen Zufuhrs- und Ablagerungsbedingungen dauernd verschiedene Faziesgebiete ergaben. Mächtigkeit, Korngröße, petrographische Zusammensetzung und Fossilführung gleichaltriger und zusammengehöriger Schichten schwanken innerhalb engbenachbarter Räume zwischen weiten Grenzen. Im allgemeinen gilt natürlich, daß als Schuttbildung der Alpen mit der Entfernung vom Gebirge Mächtigkeit und Korngröße der Molasseschichten abnehmen.

Die Molasse gliedert sich in vier Abteilungen:

Miozän	{	4. Obere Süßwassermolasse (O.S.M.)
		3. Obere Meeresmolasse (O.M.M.)
Oligozän	{	2. Untere Süßwassermolasse (U.S.M.)
		1. Untere Meeresmolasse (U.M.M.)

In der Folge werden die in Klammern beigesetzten Abkürzungen gebraucht. 1. und 2. pflegt man als ältere, 3. und 4. als jüngere Molasse zusammenzufassen. Die U.M.M. ist nur aus dem subalpinen bayerischen Gebiet und aus dem Berner Jura bekannt. Die U.S.M. ist in Ostbayern brackisch ausgebildet in Form der bekannten Cyrenenschichten und hat dort auch rein marine Einlagerungen; ob sie im übrigen Gebiet wirklich eine Süßwasserbildung ist, wie der Name sagt, ist nicht ganz sicher. ROLLIER (30) hält sie für eine Meeresbildung, weil sie außer in Oberbayern an einigen Schweizer Lokalitäten marin entwickelt sein soll. Die O.M.M. ist eine im ganzen Molassegebiet vom Rhônebecken bis zum Wiener Becken marine Schichtenfolge. Die O.S.M. entsteht nach Absperrung der Verbindungen zu diesen

Becken an den beiden Flügeln; die Aussüßung erfolgt dabei allmählich und nicht überall gleichzeitig. Nach ROLLIERs abweichender Ansicht soll auch die O.S.M. bis hoch ins Obermiozän hinauf noch mariner Entstehung sein; als Beweise führt er die Sumpfschildkröten von Winterthur, die Fauna von Sorvillier im Berner Jura, die Taschenkrebse von Oeningen an.

Die Altersbegrenzung dieser vier Abteilungen ist bisher nicht scharf festgelegt. Sogar die wichtige Grenze Oligozän-Miozän ist strittig. Man hat anfangs die ältere Molasse als oligozän, die jüngere als miozän betrachtet, später wurde diese Grenze nach unten verschoben in die U.S.M. hinein, so daß also ein Teil der letzteren noch oligozän, ihr oberer Teil aber miozän sein sollte. Eine Reihe von Unterstufen wurde eingeführt, die aber von verschiedenen Verfassern verschieden angewandt wurden, so daß sie mehr Verwirrung als Nutzen geschaffen haben. HEIM hat in seiner Geologie der Schweiz (23) die Stufenbezeichnungen von O. HEER, MAYER-EYMAR, DEPÉRET, RENEVIER, DE LAPPARENT, ROLLIER zusammengestellt. HEIM selbst bleibt bei folgender Einteilung:

Sarmatien	}	obere Molasse	
Vindobonien	}	mittlere Molasse	miozän
Burdigalien	}	untere Molasse	oligozän,
Aquitanien	}		
Stampien	}		

wobei „mittlere Molasse“ die O.M.M. bedeutet. Er legt also die Grenze Oligozän-Miozän zwischen U.S.M. und O.M.M., d. h. an den Beginn der I. Mediterranstufe von SUSS. Die aquitane Stufe liegt damit ganz im Oligozän. Diese Einteilung stimmt mit der von STEHLIN (42) überein. Auch OPPENHEIM war 1913 (27) zu dieser Ansicht gekommen. In einer neueren Arbeit treten DIETRICH und KAUTSKY (11) ebenfalls dafür ein, denn auf Grund paläontologischer Untersuchungen kommen sie für die schwäbische Randfazies des Molassebeckens zu dem Ergebnis, daß die Grenze Oligozän-Miozän zu legen sei zwischen O.M.M. und die liegenden Omphalosagdaschichten. Von DIETRICH und KAUTSKY wurde außerdem die Frage angeschnitten, ob die O.M.M. dem Burdigalien und dem Vindobonien, also der I. und der II. Mediterranstufe des Wiener Beckens entspreche. Sie kommen dabei zu der von den bisherigen Vorstellungen abweichenden Ansicht, daß die schwäbisch-schweizerische O.M.M. nur dem Burdigalien entspricht und daß die höheren Schichten mit *Cardita Jouanneti* als oberes Burdigalien Äquivalente des Schliers sind.

HEIM teilt in der Geologie der Schweiz mit, daß auf Grund von Untersuchungen von FANK sich ergeben habe, daß die O.M.M. der Schweiz eine vorzugsweise burdigale Fauna enthält, so daß nur ein Teil derselben noch dem unteren Vindobonien zugehöre, während das Vindobonien im übrigen schon brackisch und süß ausgebildet sei (in der obigen Gliederung von HEIM ist dies schon berücksichtigt).

Die bisherige Einteilung der Schweizer Geologen:

2. Vindobonien St. Galler Schichten

1. Burdigalien Plattenmolasse und Muschelsandstein

müßte also nach HEIM so geändert werden, daß die St. Galler Schichten nur unteres Vindobonien darstellen; nach DIETRICH und KAUTSKY aber würden die St. Galler Schichten ganz ins Burdigalien fallen.

Auch SCHMIDLE hat gelegentlich (36) ausgedrückt, daß man die O.M.M. nach ihrer Fossilführung eigentlich zum Burdigalien stellen müßte.

Einen Beitrag zu diesen Altersfragen kann die vorliegende Arbeit als Spezialuntersuchung eines engeren Gebiets nur in beschränktem Maß geben. Als Hauptaufgabe war gestellt, eine Gliederung der jüngeren Molasse des Allgäus — etwa zwischen Bodensee und Iller — zu erhalten; es sollten vor allem die Beziehungen dieser subalpinen Fazies zur alpenferneren des nordwestlichen Bodenseegebiets, die durch die badischen Geologen eine eingehende Untersuchung erfahren hat (10, 33 bis 36) festgestellt werden. An Hand der zu erhaltenden Profile mußte sich ferner herausstellen, ob die Süßwassereinlagerungen in der O.M.M., die von St. Gallen und vom Pfänder bekannt sind, nur lokale Bildungen darstellen, oder ob sie als durchgehende Horizonte etwa eine Zweiteilung der O.M.M. ergeben würden.

Infolge günstiger Aufschlüsse wurde dann auch die U.S.M. noch in weitgehendem Maße berücksichtigt.

Die Arbeit erfolgte auf Anregung von Herrn Geh. Hofrat Prof. Dr. W. DEECKE. Für das stetige Interesse, das er derselben entgegenbrachte und für die Unterstützung sowohl im Gelände als bei den Arbeiten zu Hause, sage ich meinem verehrten Lehrer hiermit herzlichen Dank. Herr K. WACHTER in Ellkofen stellte mir die Ergebnisse seiner Sammeltätigkeit in der O.M.M. des Ellhofener Tobels in liebenswürdiger Weise zur Verfügung; ich danke ihm auch an dieser Stelle.

2. Geographische Lage und Morphologie.

Das untersuchte Gebiet liegt zwischen dem Pfänder bei Bregenz im Südwesten und dem Sonneneck und Schwarzen Grat im Nordosten. Während am Alpenrand die Molasse zu mehreren Falten zusammengeschoben ist, befinden wir uns in dem von mir untersuchten Streifen in einer Zone, die schon nördlich von der nördlichsten Antiklinalen, in der Literatur als Antiklinale Hochham-Hauchenberg gelegentlich angeführt, liegt, wo die Schichten also nur nordwestliches Einfallen zeigen bis zum Übergang in flache Lagerung.

Die nördlichste Antiklinale liegt in den Schichten der U.S.M. Von ihr aus nach Nordwesten zu fällt das Gelände im Sinne des Schichtenfallens ab, bis ein Steilrand anzeigt, wo die härteren Schichten der O.M.M. aufsitzen. Dieser Steilrand zieht sich, mehrfach unterbrochen, vom Fuß des Pfänders über den Krähenberg und Oberberg bei Weiler, über Baldserberg, Heimhofenerberg, Laubenberg zum Fuß der Kugel und des Sonneneck. An den beiden Flügeln dieses Zuges, am Pfänder einerseits, an der Kugel und am Sonneneck andererseits, setzt sich dieser Steilrand in den Schichten der O.S.M. mit treppenförmigen Absätzen fort, bis zu Höhen von 1000 bis 1200 m; im mittleren Teil des Zuges dagegen ist diese obere Partie der Erosion stärker zum Opfer gefallen und meist erst weiter im Fallen vorhanden, allerdings unter Diluvialbedeckung. Eine Reihe von Bachläufen haben diese Schichten jedoch auch hier der Beobachtung zugänglich gemacht.

Die morphologischen Formen werden vom Alpenrand ab bis zu dem Zug der O.M.M. ganz von der Molassetektonik beherrscht. Pliozäne und diluviale Erosion haben hier wohl viel abgetragen, die Formen jedoch wenig verhüllt. Von hier weiter nach Nordwesten bilden mehr und mehr die diluvialen Bildungen die Kleinformen der Landschaft; stellenweise sieht man aber durch sie deutlich die Gestalt des tertiären Untergrundes durchleuchten, besonders dort, wo das Nordwest-Fallen desselben nicht ganz in flache Lagerung übergegangen ist. So zeigt eine Reihe von Endmoränenhügeln der sogen. äußeren Jungendmoräne, die sich an den Nordwest-Abfall des Zuges der O.M.M. auf eine weite Strecke anschmiegt, einen steilen Südost-Rand

und einen flachen Nordwest-Abfall; sie haben sicher einen Tertiärkern, der nur von einem Mantel von Moränenmaterial umhüllt ist.

Wo der Molasseuntergrund ganz flach liegt, kann seine Oberflächenform im allgemeinen erst durch geologische Aufnahmen und Profilkonstruktion erkannt werden. So hat BRÄUHÄUSER bei der Kartierung von Blatt Neukirch (54) eine wannenförmige Eintiefung der Molasse in der Richtung des Laiblachgletschers konstatiert und auch andere Unebenheiten beobachtet. Die erstere erklärt er mit Gletschererosion, im übrigen hält er tektonische Störungen für möglich, für die sich aber vorläufig keine Beweise beibringen lassen.

Nach meiner Ansicht ist aber noch eine andere Ursache zur Erklärung des Molassereliefs heranzuziehen: die pliozäne Erosionswirkung. Durch BLUMER (4) wurde nachgewiesen, daß das Rheintal zwischen Chur und Bodensee schon vor der pliozänen Endphase der Alpenbewegung vorhanden gewesen ist. Dieses wahrscheinlich tektonisch angelegte pliozäne Rheintal hat sicher gewaltige Erosionskräfte bis in das Gebiet der flach liegenden Molasse hinein ausgelöst. Daß innerhalb der tektonisch aufgerichteten und gefalteten Molassegebiete von vornherein eine lebhaftere Erosion tätig war, ist selbstverständlich.

Für die Aufnahme im Gelände wurden die Anschnitte folgender Wasserläufe benutzt:

1. Wangener Argen (Eistobel, Schüttentobel) mit den östlichen der beiden Quellflüsse, der Jugendach.
2. Altensberger Tobel (mündet oberhalb Gestraz in die Wangener Argen).
3. Ellhofener Tobel.
4. Malleichener Grenzbach (württembergisch-bayerische Grenze).
5. Hausbachtobel bei Weiler.
6. Kesselbach bei Scheffau.

Die vereinzelt sonstigen Aufschlüsse sind unwichtig und werden mit Ausnahme des Steinbruchs von Harbatzhofen nicht angeführt.

Sonstige Begehungen fanden gegen den Alpenrand zu statt; sie werden beim Kapitel: Anschluß an die alpennäheren Ablagerungen besprochen.

Die erhaltenen Profile sollen vorerst beschrieben werden in der Reihenfolge: U.S.M., O.M.M., O.S.M.

3. Profil der Unteren Süßwassermolasse. Wangener Argen und Jugendach.

Wie in der Einleitung schon erwähnt worden ist, war es eigentlich nicht beabsichtigt, die U.S.M. innerhalb dieser Arbeit zu berücksichtigen. Die guten Aufschlüsse im Bachbett der Jugendach (einer der beiden Quellflüsse der Wangener Argen oberhalb Schüttentobel) ließen es jedoch angezeigt erscheinen, auch diese Schichtenserie in die Untersuchung mit einzubeziehen, um ein anschaulicheres Bild von der gesamten Molassebildung des Allgäus zu erhalten.

Die Grenze U.S.M.—O.M.M. ist dort unterhalb von Dorf Schüttentobel bei der Fabrik; es wurde von dieser Stelle ins Liegende bachaufwärts bis zur nördlichsten Antiklinale gegangen, wo die Schichten saiger stehen, was von der eben genannten oberen Grenze aus einer Mächtigkeit von mindestens 2000 m entspricht. Die Gesamtmächtigkeit der U.S.M. muß indessen größer sein, da an anderen Stellen noch tiefere Schichten vorhanden sind. Diese 2000 m mächtige Folge ist in einer erstaunlichen Eintönigkeit ausgebildet. Die unteren 1500 m stellen einen Komplex von plattigen und dünnbankigen Sandsteinen dar; die Korngröße wechselt von fein bis grob,

einige Geröllagen von wenigen Zentimetern Mächtigkeit sind vorhanden mit Geröllen bis höchstens Hühnereigröße. Auf den Schichtflächen finden sich stellenweise Tongallen. Kohlige Pflanzenreste sind ziemlich häufig, weshalb GÜMBEL (19) diese Schichten als Blättermolasse bezeichnete und sie mit HEERS grauer Molasse der Schweiz parallelisierte. Einige Kohlenester wurden an verschiedenen Stellen zeitweise abgebaut. Die petrographische Zusammensetzung ändert sich nur insofern, als die feinkörnigen Varietäten reicher an Muskowit sind als die gröberen. Der hohe Glimmergehalt erzeugt gern dünne Platten. Ganz überwiegender Gemengteil ist natürlich Quarz in feinkörnigen, scharfkantigen, glashellen bis groben, gerundeten, undurchsichtigen Körnern. Unzersetzter Feldspat fehlt. Dunkle Gemengteile sind immerhin so häufig, daß ein grauer bis blaugrauer Farbton erzeugt wird. Glaukonit fand sich nicht. Karbonatisches Bindemittel ist immer vorhanden. Außer den Pflanzenresten keine Fossilien. Es ist möglich, daß die eben geschilderten Sandsteine im unteren Teil mit Mergeln wechseln; die Aufschlüsse sind dort lückenhaft.

Über dieser Serie erscheinen feinsandige, glimmerige, tonige Kalkmergel, die bröcklig verwittern wie die Tonmergel der O.S.M. Sie besitzen 50 m Dicke, enthalten zähe, harte Bänke von sehr feinkörnigem Kalksandstein. Außer wulstigen Figuren keine fossilen Reste.

Vom Wirtshaus Schüttentobel ab kommt bachabwärts, als Hangendes über dieser Mergelzone eine Folge von feinkörnigen bis sehr feinkörnigen, glimmerreichen, plattigen Sandsteinen mit wechselndem Mergelgehalt in einer Mächtigkeit von 450 m. Dann beginnt die O.M.M. Die Grenze selbst ist nicht aufgeschlossen. Im Hausbach und im Kesselbach sind die obersten Schichten der U.S.M. in Form von feinkörnigen Sandmergeln mit gelblichen und rötlichen Verwitterungsfarben ausgebildet.

Die in diesem Profil beschriebenen Schichten streichen N. 55° O. bis N. 60° O., das nordwestliche Fallen beträgt an der Antiklinalen fast 90°, bei der Einmündung des Gschwender Tobel 45°, an der oberen Grenze nur noch 30°.

4. Profile der Oberen Meeresmolasse.

a) Wangener Argen (Eistobel).

Über den Sandsteinen der unteren Süßwassermolasse erscheinen nach kurzer Unterbrechung der Aufschlüsse bei der Fabrik von Schüttentobel glaukonitische Sandsteine, die eine Muschelsandsteinfole einleiten. Wie das Profil zeigt, haben wir eine Wechsellagerung von eigentlichem Muschelsandstein mit fossilarmen und fossilleren, plattigen Sandsteinen und Konglomeraten; letztere führen gewöhnlich dickschalige Austern. Der Muschelsandstein ist ein meist grobkörniger, glaukonitischer Sandstein mit kleinen Geröllen und eingeschwemmten Pflanzenresten. Seinen Namen verdankt er den oft in großer Menge vorhandenen Cardien, Pecten und Austern; daneben enthält er Haifiszähne, Flossenstacheln, Balanidenbruchstücke, Steinkerne von Venus, Tapes, Trochus u. a. Bryozoen sind nicht allgemein verbreitet. Wulstartige Bildungen, die wahrscheinlich Bohrgänge von Würmern darstellen, sind sehr häufig und zwar sowohl Schraubensteine als auch U-förmige Wülste (Arenicolites) neben der Hauptmenge der unregelmäßig durch die Schichten hindurchsetzenden Wülste.

Der Glaukonit wechselt an Menge und erscheint als die bekannten kugligen, walzen- und bohnenförmigen Körnchen in den meisten Sandsteinen der O.M.M.

Glaukonitischer Natur ist vielleicht auch die grünliche Färbung der Quarzkörner, die man häufig beobachtet. Ein anderes authogenes Mineral, Schwefeleisen, macht sich beim Anschlagen der Muschelsandsteine durch den Geruch bemerkbar; als Pyrit ist es selten ausgeschieden.

Über dieser Muschelsandsteinfolge fällt ein 150 m mächtiges Konglomerat auf; nach der üblichen Bezeichnung ist es ein kalkiges Konglomerat (man pflegt in der Molasse von kalkigen und von bunten Konglomeraten oder Nagelfluhen zu reden, je nachdem der Anteil der Gerölle kristalliner Gesteinsarten weniger oder mehr als 10% beträgt). Man sieht es hoch oben am Weg auf der rechten Bachseite; es bildet die Prallstelle mit der Steilwand unterhalb von der Fabrik und bei der Eisbrücke befindet man sich immer noch in ihm. Die Korngröße wechselt sehr; es sind Gerölle bis zur Größe eines Kinderkopfes vorhanden, während andererseits das Korn wieder so klein werden kann, daß sich ganze Sandlagen ausbilden. Neben Kalk- und Sandsteingeröllen, welche die Hauptkomponenten bilden, fallen besonders milchweiße Quarzgerölle auf, die meist von Nußgröße sind. Eindrücke, Quetschungen und Rutschstreifen auf den Kalk- und Sandsteingeröllen sind wie in allen Konglomeraten der Molasse sehr häufig. Die Verkittung durch karbonatisches Bindemittel ist vollkommen; dies ist von großer technischer Wichtigkeit für die hier geplante Stauanlage.

An Fossilien habe ich nur *Ostrea crassissima* LAM. in wenigen Exemplaren gefunden. Im obersten Teil dieses Konglomerats, an der Nische rechts unterhalb der Eisbrücke, kann man beobachten, wie der hangendste Teil dieser Schichten auf einer eingeschalteten Sandsteinlage im Sinn des Schichtenfallens über das Liegende hinweg etwas verrutscht ist; dabei wurden die Sandsteine, auf denen die Gleitung vor sich ging, zu flachen, festen Knollen gequetscht, zum Teil aber zu dünnblättrigen Lagen zusammengepreßt, die senkrecht zur Richtung der Bewegung stehen.

Über der eben genannten Nische, die gerade dieser Sandsteinlage ihre Entstehung verdankt, erscheinen oben bläuliche, dünnplattige Sandsteine; man kann sie bei geringer Wassermenge auch bachabwärts im Bachbett verfolgen. Sie erreichen eine Mächtigkeit von 30—35 m und enthalten im oberen Teil einige Muschelsandsteinplatten mit *Ostrea crassissima* LAM., *Ostrea giengensis* SCHLOTH., *Pecten* cf. *praescrabiusculus* FONT., schlecht erhaltenen Limen und Bryozoen.

Über diesen Platten kommt wieder ein Konglomerat von etwa 25 m Mächtigkeit; die zum Teil sehr groben Geröllagen (bis Straußeneigröße) wechseln fast regelmäßig mit Sandsteinlagen; Fossilien fanden sich nicht.

Nach oben macht das Konglomerat einem 50 m mächtigen Komplex glaukonitischer Sandsteine Platz, die im oberen Teil als typische Wetzsteine ausgebildet sind. Beim Profil des Ellhofener Tobels werden diese Schichten näher beschrieben. Sie sind die höchsten marinen Bildungen.

Die folgenden 4 m sind buntgefärbte, grobkörnige, mergelige, sehr glimmerreiche Sande mit zwei Konglomeratlagen; weiter haben wir ein 45 m mächtiges buntes Konglomerat. Da die Sande keinen Glaukonit mehr führen und außerdem schon ganz den Habitus derjenigen der O.S.M. haben, rechne ich sie zur letzteren und bezeichne sie aus später zu ersiehenden Gründen mit dem 45 m mächtigen Konglomerat zusammen als Grenzschiechten.

Das Einfallen der Schichten beträgt unten an der Grenze gegen die U.S.M. 30° NW., an der oberen Grenze noch 20° NW., bei einem Streichen von N. 60° O.

b) Tobelbach bei Ellhofen.

Von der O.M.M. dieses Tobels hat GÜMBEL ein Profil gegeben ohne Mächtigkeitsangaben. Was er dabei unter Nr. 11 und 12 angibt (also die liegendsten Schichten), ist nicht aufgeschlossen; ferner ist sein Pechkohlenflöz über dem ersten Austernkonglomerat mit Bestimmtheit nicht vorhanden und außerdem irrt er sich in der stratigraphischen Einordnung dieses Konglomerats, denn es ist eben eines der Konglomerate der ersten grobkörnigen Stufe, die innerhalb kurzer Entfernung an Anzahl und Mächtigkeit ganz erheblich schwanken. Man kann es also unmöglich mit einem bestimmten anderen parallelisieren.

Die Aufschlüsse beginnen etwa 800 m unterhalb der Lerchenmühle an dem verfallenen Wehr mit einem mergeligen, sehr feinkörnigen Sandsteine, der viel Kohlenreste enthält; er ist nur wenig aufgeschlossen. Darüber kommt grobkörniger Muschelsandstein von nur 1 m, der besonders im unteren Teil voller Fossilien steckt. Es sind zahlreiche Cardien, zerbrochene Austernschalen, gut erhaltene Exemplare von *Pinna tetragona* BROCHI, *P. Brochii* D'ORB., *Avicula hirundo* (L) polivar. *phalaenacea* LAM., Bryozoen auf der Innenseite ihrer Schalen, schlecht erhaltene Steinkerne von Venus, Tapes, Cytherea, Mactra, Joldia, Calyptrea, Donax, Lutraria, ferner ein Zahn von *Chrysophrys (Sparoides) umbonatus* MÜNST. sp. und ein *Otolithus* (Sciaenidarum) cf. *subsimplis* SCHUB. Außerdem zahlreiche Schraubensteine.

Als Eigentümlichkeit zeigen viele dieser Fossilien und auch die Schraubensteine an den starkgewölbten Stellen Rutschstreifen mit Kalzithäutchen, die von oben nach unten gerichtet sind, und die wahrscheinlich von einem Zusammensacken des Gesteins herrühren. Der obere Teil dieses Muschelsandsteins ist schon fossilarm und die folgenden, 10 m mächtigen, plattigen, glaukonitischen Sandsteine scheinen fossilreicher zu sein.

Über ihnen führt ein Konglomerat *Ostrea crassissima* LAM. in ungeheurer Anzahl. Diese Auster findet sich auch in den weiter folgenden grobkörnigen Sandsteinen, die noch kleine Gerölle enthalten und mit den Konglomeraten zusammen eine Mächtigkeit von 6 m haben. Im Konglomerat und in den Platten sind eine Menge eingeschwemmter Kohlereste vorhanden, die den Irrtum GÜMBELS erklären, der hier ein Kohleflözchen zu erkennen glaubte, das er in Übereinstimmung mit dem Pfänderflöz bringen wollte.

Die Prallstelle links setzt das Profil fort: es ist ein Muschelsandsteinkomplex von 13 m, der auch fossilreichere Bänke und einige Konglomeratlagen umschließt.

Zuunterst fällt ein feinkörniger, mergeliger Sandstein auf, der im Wechsel mit wahren Schalenbrekzien ausgezeichnete Kreuzschichtung zeigt. Die Schalenbrekzie enthält Rothenreste und Balanidenbruchstücke in großer Menge. Den höheren Teil dieser Muschelsandsteinzone sieht man bachabwärts durch den „Kessel“ mit den schönen Strudellöchern gut aufgeschlossen, hier meist fossilreicher bis zu der Stelle, wo die obersten fossilreichen Bänke in mächtigen abgebrochenen Blöcken im Bachbett liegen. Auf der linken Bachseite folgen, 15 m mächtig, fossilreichere, glaukonitische Sandsteine, darüber haben wir eine Lücke in diesem Profil.

Der Bach bewegt sich zunächst lange im Streichen, so daß die gleichen obersten Muschelsandsteinbänke wiederholt angeschnitten werden (besonders schön bei der Hammerschmiede); dann geht er etwas in die Fallrichtung bis unterhalb der Tobelmühle, erschließt aber nur Diluvium. Die Lücke ist auf 50 m errechnet.

Dann erscheint über einigen fossilreicheren Sandsteinen eine Muschelsandsteinlage mit *Pecten palmatus* LAM. Die folgenden 35 m sind ausgefüllt durch fossilreichere,

meist dünnplattige glaukonitische Sandsteine, mit oft sehr wulstigen Schichtflächen (Fließformen). Sandscharbildung ist stellenweise schön zu beobachten.

Über diesen Sandsteinen folgen 10 m feinkörnige, bläuliche Sandschiefer, bis an der Prallstelle 500 m unterhalb der Tobelmühle ein 8 m mächtiges kalkiges Konglomerat mit Austern erscheint. Als Besonderheit fand sich in diesem Konglomerat ein faustgroßes Asphaltgeröll, das wie die meisten anderen Gerölle Eindrücke und Rutschstreifen zeigt.

Der Bach fließt nun eine längere Strecke am Dach dieses Konglomerats im Streichen entlang, so daß auf dem linken Steilhang die hangenden Schichten aufgeschlossen sind. Etwas weiter abwärts werden auch sie durchschnitten und stehen nun im Bachbett und auch auf der rechten Seite an. Es sind grobkörnige, glaukonitische Sandsteine, die unten mit kleinen Geröllagen das Ausklingen der konglomeratischen Phase veranschaulichen. Nach 10 m Dicke werden diese Sandsteine feinkörniger und bilden nun die hier 45 m mächtigen Wetzsteine, so genannt, weil sie zu Wetzsteinen, außerdem zu Ofenplatten, Mühlsteinen, Bodenbelag, Treppenstufen verwendet werden. Es sind dünn- bis dickplattige glaukonitische Sandsteine von mittlerem bis feinem Korn, mit Glimmerlagen und zum Teil Tongallen auf den Schichtflächen; diese Lagen erzeugen die ebenen Platten, haben dabei allerdings den Nachteil, daß sie die Verwitterung begünstigen und ein „Abblättern“ veranlassen, was man an den Treppenstufen in den Häusern der Gegend immer beobachtet. In verschiedenen Steinbrüchen sind diese Wetzsteine gut erschlossen. Herr K. WACHTER fand in der unteren Partie der sonst fossilieeren Schichten einen Fossilhorizont; es ist eine 30—50 cm mächtige feinkörnige Sandsteinschicht mit Turritellen, Cerithien, Austern, Bryozoen, Resten von Süßwasserschildkröten, Palmen- und Nadelholzresten. Im oberen Teil (im letzten Steinbruch rechts) fand Herr WACHTER noch dürftige Austernbruchstücke und Blattreste.

Mit den Wetzsteinen finden die marinen Bildungen ihren Abschluß wie im Eistobel.

Die folgenden Schichten sind 10 m mächtige glimmerige Sandmergel, dann kommt ein Konglomerat, das mit sandigen und mergeligen Lagen wechselt. Wie im Eistobel nennen wir diese Schichten über den Wetzsteinen die „Grenzschichten“.

Im Liegenden dieses Profils beträgt das Einfallen 30° NW., im Hangenden 15—20° NW., das Streichen ist N. 50° O.

c) Hausbachtobel bei Weiler.

In diesem Profil ist gut aufgeschlossen die Grenze U.S.M. gegen O.M.M., dann die erste grobkörnige Stufe der O.M.M. Nach einer großen Lücke erscheinen die Wetzsteine, die nach oben wieder ohne Anschluß enden.

Das Profil beginnt in einem Nebenbach des Hausbachs, der 500 m unterhalb der Badwirtschaft einmündet. In diesem Nebenbach ist die Grenze U.S.M. gegen O.M.M. vorzüglich erschlossen an dem kleinen Wasserfall. Oberhalb von diesem Fall sieht man das Liegende, wie im Profil angegeben, am Fall selbst als oberste Schichten der U.S.M. feinsandige Mergel, die mit einer dickwulstig O.—W. gefurchten Oberfläche abschließen, um einem kalkigen Konglomerat Platz zu machen. Dieses enthält dickschalige Austern; die Grenze ist somit haarscharf, denn die liegenden Mergel sind noch typische Süßwasserbildung. Das Konglomerat geht nach oben in plattige Sandsteine über, die noch Gerölle führen, sie sind zum Teil als Muschelsandsteine ausgebildet, enthalten aber seltener ganze Schalen als Bruchstücke solcher.

Der Bach bewegt sich in einer langen, schnurgeraden Strecke in diesen Sandsteinen mit nahezu demselben Gefälle, wie das Schichtfallen beträgt. Dadurch wird bei nicht genauer Beobachtung eine größere Mächtigkeit dieser Schichten vorgetauscht; sie beträgt nur einige Meter. Wo das Gefälle flacher wird, erscheinen höhere Schichten, grünliche, mürbe, glaukonitische Sandsteine, und bleiben sichtbar bis über die Einmündung des Baches in den Hausbach hinaus, d. h. bis knapp oberhalb der — von der Badwirtschaft aus nach unten gerechnet — zweiten Brücke, wo abermals ein Austernkonglomerat auftritt.

Die über diesem Konglomerat folgenden plattigen Sandsteine zeigen eine ganze Schar von N. 50 W. streichenden und 80° SW. fallenden Klüften, eine vertikale Verschiebung findet an diesen nicht statt. Wenn man aber diese Klüfte nach Südosten verlängert, kommt man genau auf das eben erwähnte, schnurgerade Stück des Seitenbaches. In ihrer Verlängerung nach Nordwesten aber liegt eine jener im tektonischen Abschnitt angeführten Knickstellen. Die aus dem abknickenden Streichverlauf der O.M.M. gefolgerten Querbrüche sind damit positiv nachgewiesen.

Die Fortsetzung des Profils ins Hangende zeigt einen Wechsel von plattigen und bankigen, meist grobkörnigen, nie feinkörnigen Sandsteinen, denen mehrere kleine Konglomerat- und Muschelsandsteinlagen eingeschaltet sind. Im einzelnen wird auf das Profil verwiesen. Über dieser 150 m mächtigen unteren grobkörnigen Stufe der O.M.M. haben wir eine Unterbrechung der Aufschlüsse, die einer Mächtigkeit von 80 m entspricht. Dann sind die Wetzsteine aufgeschlossen in derselben Ausbildung wie im Eistobel und im Ellhofener Tobel; da ihre obere Grenze ebenfalls verdeckt ist, kann ihre Mächtigkeit nicht angegeben werden.

Beim liegenden Konglomerat beträgt das Einfallen 30° NW., in den obersten Wetzsteinlagen 15° NW., das Streichen ist N. 45° O.

d) Kesselbach.

Dieses Profil wurde in großen Zügen aufgenommen, um den Widerspruch zu lösen, der durch das GÜMBEL'sche Pfänderprofil gegeben war, das wesentlich von dem unseren abweicht. Es hat sich dabei eine im ganzen vollkommene Übereinstimmung der Schichtenausbildung am Pfänder mit den bisher beschriebenen Profilen ergeben.

Das liegende Konglomerat ist weniger mächtig ausgebildet; ebenso treten die Konglomerate in der ersten grobkörnigen Stufe zurück, deren Mächtigkeit 140 m beträgt.

Über ihr kommen fein- und mittelkörnige Sandsteine in ähnlicher Ausbildung wie im Ellhofener Tobel.

Auch der Charakter der zweiten grobkörnigen Stufe ist vollkommen gewahrt durch die vielen Muschelsandstein- und Geröllagen.

Die Wetzsteine sind ebenso typisch ausgebildet wie sonst überall, nur in größerer Mächtigkeit.

Die Grenzschichten enthalten hier ein Pechkohlenflöz von 20 cm Mächtigkeit; ein Konglomerat ist nicht aufgeschlossen, scheint aber doch vorhanden zu sein; dafür sprechen die herumliegenden Blöcke. Das Kohlenflöz der Grenzschichten scheint dasselbe zu sein, von dem GÜMBEL (16) erst sagt, es sei in die Meeresmolasse eingelagert; später berichtigt er den Irrtum.

GÜMBEL hat nun allerdings nicht diesem Tobel, sondern dem weiter westlich liegenden Wirtatobel und den verschiedenen Aufschlüssen bei Bregenz sein Profil

entnommen. Dort nehmen wohl die Konglomerate wieder stärkeren Anteil am Aufbau der Schichten; jedoch sind die Mächtigkeitszahlen viel zu groß; diese Überschätzung ist leicht erklärlich, da für dieses Gebiet keine geeignete Kartenunterlage besteht.

Die Süßwassereinlagerungen im Wirtatobel sind lokaler Natur, denn schon im Kesselbach scheinen sie zu fehlen und weiter nach Osten fehlen sie sicher. Es liegt zwar nahe, das im Kesselbach linsenförmig in den Muschelsandstein im Liegenden der Wetzsteine eingelagerte Kohleflözchen mit dem Wirtatobeler Flöz in Verbindung zu bringen, doch ist es hier nicht mit Süßwasserbildungen verknüpft. Das Flöz des Wirtatobels ist während des Krieges wieder abgebaut worden, zur Zeit ist der kleine Bergbau abermals im Begriff, wegen Unrentabilität einzugehen.

Das Streichen der O.M.M. des Kesselbachs beträgt N. 45° O., das Fallen ist im Liegenden 25—30° NW., im Hangenden 15° NW.

e) Steinbruch Harbatzhofen.

Für die Profile ergibt dieser Aufschluß nichts Wesentliches. Da er aber als Fossilfundpunkt in der Literatur bekannt ist (in den 60er Jahren wurde hier der Muschelsandstein während des Bahnbaus gebrochen), soll er kurz beschrieben werden. Im Sommer 1920 war der Steinbruch wieder in Betrieb (der Muschelsandstein wurde als Packlage für Straßenbau verwendet), so daß folgende Schichten freigelegt wurden:

4. Dickplattige, mürbe, braune Sandsteine mit härteren, bläulichen Bänken 14 m;
3. Muschelsandstein mit fossilleeren Zwischenlagen 8 m;
2. mürbe Sandsteine mit härteren Bänken 6 m;
1. kalkiges Konglomerat mehr als 1,2 m.

Im Muschelsandstein fand ich Cardien, Austern, *Trochus patulus*, *Pecten Burdigalensis*, Balaniden, Lamnazähne, besonders *L. cuspidata*, einen Phocawirbel, einen Delphinwirbel.

In den härteren Schichten sind schöne Harnische enthalten, die eine Bewegung in der Richtung des Schichtenfallens anzeigen; sie liegen teils steiler, teils flacher als die Schichtflächen oder in den Schichtflächen.

Das Streichen beträgt N. 60° O., das Fallen 30° NW.

HAUSHALTER (22) bestimmte aus dieser Lokalität folgende Fossilien:

Rhinoceros eurydactylus, *Ardeacites molassicus*, Zähne von *Lamna cuspidata*, *L. dubia*, *L. crassidens*, *L. denticulata*, *L. complanata*, *Hemipristis serra*, *H. paucidens*, *Myliobates goniopleurus*, *M. punctatus*, *M. Toliapicus*, *Zygobates Studeri*, *Z. Woodwardi*, *Aetobates arcuatus*, Flossenstacheln von *Myl. Oweni*, *Myl. canaliculatus*, *M. Toliapicus*, *M. lateratis*.

5. Die Profile der Oberen Süßwassermolasse.

Wie aus dem Normalprofil ersichtlich ist, haben sich vier Stufen ausscheiden lassen und zwar

Stufe D 180 m Sande und Mergel, oben Konglomerat,

„ C 60 „ Mergel,

„ B 230 „ Sande mit Konglomeraten,

„ A 290 „ Kalkmergel mit Konglomeraten (Grenzschichten eingeschlossen).

Stufe A ist im Schüttentobel aufgeschlossen. Sie setzt sich zusammen aus kalkreichen Mergeln mit eingeschalteten Konglomeraten von erheblicher Mächtigkeit.

Sande sind nur untergeordnet vorhanden, doch werden die Mergel im ganzen nach oben hin etwas sandig. Von der Gesamtmächtigkeit von 290 m (einschließlich Grenzsichten) entfallen auf die Mergel 200 m, auf die Konglomerate etwa 80 m, auf einen feinkörnigen Sandstein 10 m. Die Mergel sind mit Ausnahme vom obersten Teil sehr kalkreich; sie enthalten harte Kalkbänke und Kalkknuern, ihre Farbe ist grauweiß, selten etwas bunt. Wo sie nach oben etwas sandig werden, nehmen sie viel Glimmer auf. Die Konglomerate sind durchweg sogen. bunte, doch ist der Anteil der kalkigen und sandigen Gerölle immer noch ganz überwiegend. Ihre Korngröße wechselt sehr stark; sie sind durch kalzitisches Bindemittel fest verkittet und infolge dieser Festigkeit im Bachbett und an den Hängen gut erschlossen.

Fossilien fanden sich in der ganzen Stufe A nicht.

Das Einfallen beträgt bei den liegenden Grenzsichten 20° NW., im Hangenden 15° NW., das Streichen ist N. 60° O.

Als Grenze gegen die Stufe B wähle ich die 4 m mächtige Konglomeratbank, die am linken Hang noch oberhalb der Argenbrücke der Straße Isny—Kempten ansteht.

Stufe B ist am besten aufgeschlossen im Grünenbacher Tobel. Sie beginnt dort nach Berechnung 500 m über der Harbatzhofener Meeresmolasse und fügt sich damit ins Profil ein, wie es auch nach der Lage im Streichen zu erwarten ist und wie die petrographische Ausbildung entsprechend der Stufe B im Argentobel (wo sie allerdings weniger gut aufgeschlossen ist) es vermuten läßt.

Wie das Profil zeigt, sind Mergel wie in A nicht mehr vorhanden. Gelegentlich stellen sich nur unbedeutende Lagen von tonig-sandigen Mergeln ein. Von der Gesamtmächtigkeit von 230 m entfallen 210 m auf die Sande und Sandsteine, 12—15 m auf die Konglomerate, so daß für die Mergel nur noch 5 m übrig bleiben. Es ist allerdings zu berücksichtigen, daß zwischen den Aufschlüssen der Sande einige Lücken vorhanden sind, die vielleicht gerade durch Mergel ausgefüllt werden; am Gesamtcharakter der hauptsächlich sandigen Ausbildung vermag dies nichts zu ändern.

Die Sande sind mittel- bis grob-, selten feinkörnig, immer etwas mergelig und stellenweise zu Sandsteinen verkittet. Glimmer ist reichlich vorhanden und ruft in den festeren Lagen zum Teil Dünnpflichtigkeit hervor.

Die Konglomerate sind bunte; ihr Anteil gegenüber Stufe A ist auffallend gering; auch ihr Korn, das meist zwischen Haselnuß- und Faustgröße schwankt, hat abgenommen; ferner gehen sie oft allmählich in Sande über.

An einer Stelle (siehe Profil) fanden sich in den Sanden zusammenschwemmte Schnecken (Helices, Clausilien, Limnäen, auch ein Bruchstück eines Säugerknochens).

Dieses Profil von B beginnt etwa bei der Sägmühle unterhalb von Grünenbach, wo die beiden Quellbäche zusammenfließen, und endigt bei der Mündung des Baches in die Wangener Argen. Einfallen im Liegenden 12° — 15° NW., im Hangenden 10° NW., Streichen N. 60° O.

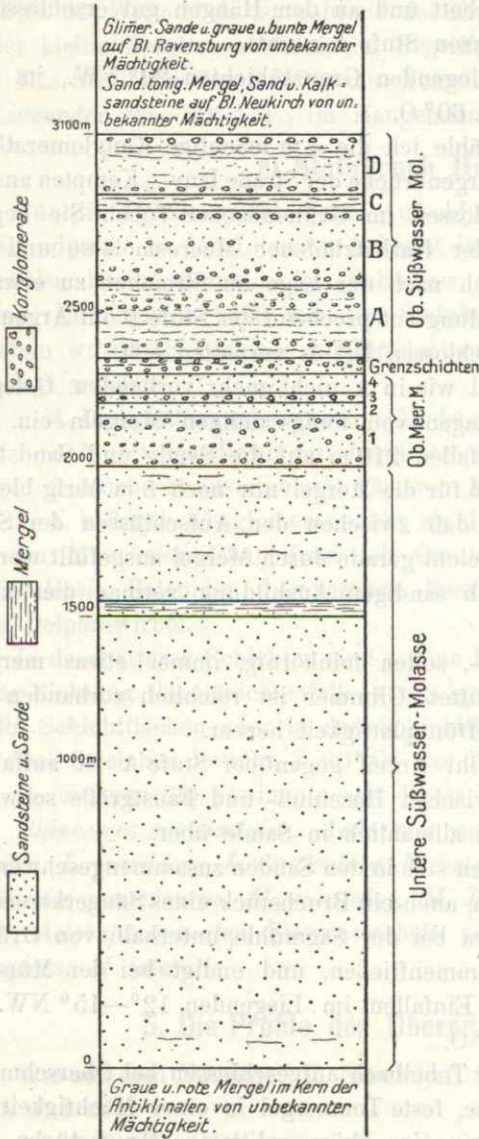
Die **Stufe C** ist nur im Ellhofener Tobelbach aufgeschlossen bei Oberschmitten und Unterschmitten. Es sind blaugraue, feste Tonmergel in einer Mächtigkeit von 60 m; sie zerfallen bei der Verwitterung in eckige, splinterige Bruchstücke. Der Rückstand nach Behandlung mit Salzsäure zeigt, daß auch sie allerfeinste Quarzkörner in großer Menge enthalten. An Fossilien fanden sich einige Helixsteinkerne. Schichtenfallen etwa 10° NW.

Die **Stufe D** ist in ihrem untersten Teil noch im Tobelbach anschließend an C sichtbar; darüber folgt eine Lücke in den Aufschlüssen, die teilweise durch das

Kessentöbele bei Gestratz ausgefüllt wird. Der obere Teil ist sehr gut im Malleichener Grenzbach und im Kessentöbele zu beobachten.

Im untersten Teil haben wir grobkörnige Sande mit kleinen Geröllen und feinkörnige, mergelige Sande. Nach einer Lücke von 70 m kommen mürbe, mittelkörnige Sandsteine im Kessentöbele; darüber folgt eine Wechsellagerung von mergeligen Feinsanden mit festen, sandig-tonigen Mergeln (Grenzbach). Diese Mergel sind frisch blaugrau bis grünlichblau, verwittert gelegentlich gelb und rot, selten ganz weiß gefärbt. Auch die sandigen Partien nehmen stellenweise diese bunten Verwitterungsfarben an. Die Mergel enthalten spärliche Helixsteinkerne.

Normalprofil der Algäuer Molasse nördlich der Hauchenberg - Antiklinalen.



Im obersten Teil erscheint ein Konglomerat in zwei Lagen von 4 m und 5 m. Der Anteil der Gerölle kristalliner Gesteinsarten macht 30 bis 40 Prozent aus. Im Malleichener Grenzbach enthält das untere Konglomerat große Mengen eingeschwemmter Hölzer.

Die Mächtigkeit der Stufe D beträgt 180 m. Sie hat keine so ausgesprochen einheitliche petrographische Zusammensetzung wie A, B und C, jedoch überwiegt der Anteil der Sande den der Mergel. Die vorhandene Lücke konnte an keinem anderen Aufschluß ausgefüllt werden. Das Einfallen verflacht sich in D von 10° bis auf 3°. Der Aufschluß der hangenden Konglomerate im Grenzbach und im Kessentöbele hat es ermöglicht, diesen letzteren Winkel zu berechnen; es wurde dabei ein Streichen von N.60° O. angenommen.

6. Zusammenfassung zu einem Normalprofil.

In dem beigegebenen Normalprofil sind die Ergebnisse der eben beschriebenen Einzelprofile dargestellt. Man erkennt die eintönige

Entwicklung der U.S.M. durch die große Mächtigkeit hindurch, die erst unterbrochen wird mit dem Beginn der marinen Zeit. Die O.M.M. zeigt deutlich eine zweimalige Wiederholung desselben Vorgangs, der jedesmal zuerst grobkörnige, dann feinkörnige Sedimente entstehen läßt. Dieser Wechsel ist besonders stark ausgeprägt am Ostflügel des Gebiets, während in der Mitte die Geröllbildung zurücktritt, um erst wieder weiter

im Westen im Wirtatobel und bei Bregenz anzuschwellen. Es ergibt sich aus dem Vergleich der O.M.M. vom Schüttentobel und vom Kesselbach, daß die Flußmündung, welche die Konglomerate des Schüttentobels geliefert hat, ihre Lage während der ganzen marinen Zeit nicht änderte.

Die obersten Schichten der O.M.M., die Wetzsteine, sind überall in genau derselben Ausbildung vertreten, nur im Westen (Kesselbach) erheblich mächtiger als im Osten. Die Unterschiede in der Mächtigkeit sind ja bei derart küstennahen Ablagerungen nicht befremdend.

Mit der O.S.M. erscheint etwas Neues. Über den Grenzschichten haben wir sehr mächtige Kalkmergel, die durch mächtige Konglomeratlagen ohne sandige Übergänge unterbrochen werden. Der reiche Kalkgehalt deutet darauf, daß nicht nur ein Wechsel in den Ablagerungsbedingungen, sondern auch in der Materialzufuhr eingetreten ist.

Stufe B bringt fast nur Sande, C nur Mergel und D ist weniger einheitlich ausgebildet, noch einmal mit zwei Konglomeraten im Hangenden.

Nach oben ergänzt sich das Profil durch die Angaben BRÄUHÄUSERS in den Erläuterungen zu Blatt Neukirch. In der Südostecke dieses Blattes erscheinen noch die Ausläufer des Pfänderzuges, die sich aus Konglomeraten, Sandsteinen und Mergeln zusammensetzen. Sie müssen etwa unseren obersten Konglomeraten entsprechen. Über diesen Schichten folgt dann, zugleich als Fortsetzung unseres Profils, eine vorwiegend sandig-tonige Schichtenserie mit feinkörnigen Sandschichten und festen Kalksandsteinbänken. Darüber sollen folgen die weichen, glimmerigen Sande des Schussenbeckens, die mit Mergelschichten wechseln.

Nach mündlicher Mitteilung von Herrn Prof. MARTIN SCHMIDT hat sich bei seiner Aufnahme von Blatt Ravensburg der Geologischen Spezialkarte von Württemberg ergeben, daß es sich bei der dortigen Molasse um jüngstes Obermiozän handelt; da die Schichten noch schwach nördliches Einfallen zeigen, sind sie stratigraphisch über die direkt südlich angrenzende Molasse einzuordnen und nicht etwa nur als andere Fazies derselben zu betrachten, wenigstens solange als eine dem Alpenrande parallele Verbiegung oder Bruchzone nicht nachgewiesen ist.

Die eben angeführte Vermutung BRÄUHÄUSERS wird damit bestätigt. Die von ihm beschriebene Schicht mit Schnecken dürfte kaum als Leithorizont verwendet werden können, da derartige Vorkommen in der Molasse keine weite Verbreitung haben; die genannten Örtlichkeiten scheinen übrigens in verschiedenen Horizonten zu liegen.

7. Das Alter der Allgäuer Molasse.

In der Einleitung wurden bereits die etwas voneinander abweichenden Ansichten über die Alterseinteilung der Molasse besprochen und die Ergebnisse der neuesten Untersuchungen angeführt. Wir stellen danach auch unsere U.S.M. ins Ober-Oligozän (Aquitaniens), die O.M.M. und die O.S.M. ins Miozän. Ob die U.S.M. mit ihrem unteren Teil bis ins Stampien hinabreicht, kann nicht entschieden werden, da sie ja durchaus fossilifer ist. Die Fauna der O.M.M. spricht mit *Pecten palmatus*, *P. Burdigalensis*, *P. praescrabiusculus* für Burdigalien. Da ihr oberer Teil jedoch keine leitenden Fossilien führt, könnte dieser schon zum Vindobonien gehören. Die O.S.M. würde dann den übrigen Teil des Vindobonien und das ganze Sarmatien ausfüllen, wobei die Grenze Vindobonien—Sarmatien wegen mangelhafter Fossilführung nicht festzulegen ist.

8. Genetische Folgerungen.

Ein Blick auf das Normalprofil zeigt, daß einer Mächtigkeit von mehr als 2000 m der U.S.M. und einer Mächtigkeit von mehr als 800 m der O.S.M. eine solche von nur 300—350 m der dazwischenliegenden Meeresmolasse gegenübersteht. Selbst wenn man nicht außer acht läßt, daß diese Mächtigkeiten nur für eine bestimmte Zone — d. h. Entfernung vom einstigen Ufer — gelten, ergibt sich doch, daß der miozäne Meereseinbruch innerhalb der ganzen Molassezeit nur eine Episode war. Unterstützt wird diese Feststellung einer relativ kurzen Dauer der Marinzeit durch die Tatsache, daß ein großer Teil der marinen Schichtenfolge die Spuren einer raschen Sedimentation, grobes Korn oder Deltaschichtung zeigt.

Wie erklären wir uns nun die einförmige Ausbildung der U.S.M.? Wenn wir uns ein Gebirge vorstellen, dessen Schutt durch die Flüsse in eine angrenzende, mit Wasser erfüllte Senke hineingetragen wird, müssen wir notwendig ein allmähliches Verlanden unter Vorrücken der Deltas annehmen. Das Ergebnis wäre für einen bestimmten Punkt der ehemaligen Senke eine Schichtenfolge, die zuunterst durch feinkörnige, nach oben durch immer gröbere und zuoberst durch Deltabildungen vertreten wäre. Von einem derartigen normalen Verlauf kann also bei der Entstehung der U.S.M. nicht die Rede sein und wir müssen deshalb nach Ursachen suchen, welche der Verlandung entgegenwirkten und im wesentlichen die Sedimentationsverhältnisse durch so lange Zeiträume hindurch gleichartig erhielten. Es können nur lang anhaltende Senkungsvorgänge gewesen sein, von solcher Stetigkeit, daß sie der Sedimentation das Gleichgewicht zu halten vermochten.

Die kleinen Kohlenester sind aus Treibholz oder sonst zusammengeschwemmten Massen entstanden. Die Fossilisationsbedingungen für die Hartgebilde der tierischen Lebewelt müssen aus irgendeiner Ursache sehr ungünstig gewesen sein, es fanden sich außer einigen Wulstbildungen in der mergeligen Stufe gar keine Anzeichen tierischen Lebens. Von Kottern bei Kempten gibt GÜMBEL den Fund von Süßwasserschilddröten aus den Sandsteinen an.

Mit der miozänen Meerestransgression ändern sich die Verhältnisse mit einem Schlag. Die Flüsse bauen ihre Deltas mit groben Kiesen bis in Gebiete hinaus, wo bisher nur feines Material sedimentiert wurde. In der Nähe der Küste werden diese zuletzt vor dem Einbruch abgesetzten Schichten durch die Meeresflut aufgewühlt und zerfurcht, da sie den neuen Verhältnissen gegenüber nicht stabil genug sind. Eine individuenreiche, aber artenarme Fauna bevölkert vor allem die Flußmündungen, die reichliche Nahrung für sie bringen. Austern und Cardien sind in so großer Zahl vorhanden, daß sie, nach dem Absterben zusammengeschwemmt, aber auch in autochthonen Bänken, geradezu gesteinsbildend an der Sedimentbildung mitwirken.

Der Fazieswechsel, wie er bei derart küstennahen Bildungen vorhanden sein muß, zeigt sich in unserem Gebiet darin, daß die Mächtigkeit der Konglomerate auf kurze Entfernung erheblich schwankt zugunsten bzw. auf Kosten von groben Sandsteinen.

Ein erneutes Einsetzen der Senkungen liefert über diesen Deltabildungen wieder feineres Material, Sandsteine und zum Teil Sandschiefer, die nie Gerölle oder gröbere Lagen enthalten. Dann rückt die Küste abermals näher mit grobkörnigen Sanden und Konglomeraten, bis mit den Wetzsteinen als Ausdruck weiterer Senkungen auf lange Zeit nur Material von feinerem Korn erscheint.

In den Wetzsteinen haben wir noch marine Fossilien, wenn auch selten. Es muß aber gegen Ende ihrer Bildung Aussüßung eingetreten sein, denn die Grenzschichten haben schon den Charakter der O.S.M.

Daß wir in der O.M.M. nirgends reine Mergel­einlagerungen haben wie in der U.S.M. und der O.S.M. dürfte wohl damit zusammenhängen, daß im Meerwasser die suspendierte Tonsubstanz ausgeflockt und zugleich mit den Sanden sedimentiert wird, während im Süßwasser ein Aussalzen dieser feinsten Suspensionen nicht stattfindet und deshalb eine gesonderte Sedimentation eintreten kann.

Während der Bildung der O.S.M. machte die Auffüllung des Molassebeckens zwar erhebliche Fortschritte; zur Erklärung der großen Mächtigkeit müssen wir aber ein Weitergehen der Senkungen annehmen. Man kann sich von der Entstehung der O.S.M. am ehesten eine Vorstellung machen, wenn man einen flachen Süßwassersee als Überbleibsel des einstigen Meeres denkt, der durch weit vorgeschobene Deltas der Alpenflüsse stellenweise verlandet. Während in den Deltaregionen Konglomerate gebildet werden, werden gleichzeitig zwischen ihnen und vor ihnen Sande oder Mergel, je nach Materialzufuhr, sedimentiert. Wenn wir in unserem Profile die Konglomerate unberücksichtigt lassen, haben wir erst eine Kalkmergelstufe, dann eine Sandstufe, dann dieselbe Wiederholung noch einmal. Darin kann man eine zweimalige Senkung erkennen, und zwar mit um so größerem Recht, als diese Sedimentationsfolge auch im Gebiet des nordwestlichen Bodensees vorhanden ist, wie wir im nächsten Kapitel sehen werden.

Mit den jüngsten Molasseschichten ist wahrscheinlich eine weitgehende Ausfüllung des Beckens erreicht worden, denn wie ich selbst beobachtet habe, zeigen sie bei Ravensburg, also in einem Gebiet, das ziemlich weit vom einstigen Südufer entfernt lag, deutliche Anzeichen fluviatiler Entstehung in Form von Diagonalschichtung, kleinen Erosionsdiskordanzen, raschem Fazieswechsel u. dergl. Die Senkungen haben also gegen Ende des Sarmatien aufgehört. Damit werden sofort die Niveauunterschiede geringer und die Flüsse mußten ihre Transportfähigkeit für größere Geschiebe früher verlieren, so daß wir in den oberen Schichten der O.S.M. keine Gerölle mehr haben; sie stecken in der alpen­näheren Fortsetzung dieser Schichten, die aber in unserem Gebiet schon durch Erosion zerstört ist. Vielleicht entspricht der obere Teil der Konglomerate in der stark gefalteten Molasse am Alpenrand diesen jungobermiozänen Bildungen; wir kommen darauf beim Kapitel „Anschluß an die alpen­näheren Ablagerungen“ zu sprechen.

Die genetischen Betrachtungen haben ergeben, daß wir während der ganzen Zeit der Molassebildung fortlaufende Senkungsvorgänge des Gebiets zwischen Alpen und Tafeljura annehmen müssen. Wir konnten dabei mehrere Phasen besonders lebhafter Senkung ausscheiden, die geschieden werden durch Zeiten relativ verlangsamer Bewegung. Der ganze Vorgang dauert vom Mittel-Oligozän bis Ende Sarmatien. Wir bekommen damit das typische Bild einer Geosynklinalen und wenn wir bedenken, daß der Flysch einer ähnlichen Geosynklinalen mit weiter südlich gelegener Nordbegrenzung seine große Mächtigkeit verdankt, und daß das ganze alpine Mesozoikum in einer großen Geosynklinalen entstanden ist, die sich an das Flyschgebiet nach Süden anschließt, können wir sagen: Es ist eine Geosynklinalenbewegung großen Stils, welche das alpine Mesozoikum entstehen läßt; mit dem Beginn der durch die große Mächtigkeit des letzteren ausgelösten orogenetischen Alpenbewegung schreiten die Senkungen nach Norden fort und schaffen das Becken für den Flysch. Nachdem auch dieser von den orogenetischen Vorgängen erfaßt

wird, entsteht in ganz ähnlicher Weise das Molassebecken; sobald die Senkungen dieses Beckens nachlassen, wird es weitgehend ausgefüllt und seine Sedimente werden nun ebenfalls von der Alpengebirgsbildung ergriffen, gehoben und gefaltet.

9. Anschluß an die Molasse des nordwestlichen Bodensees.

Das Gebiet des nordwestlichen Bodensees enthält die Ablagerungen einer, im Verhältnis zu der unseren, küstenferneren Region, wenigstens in Bezug auf die südliche Küste. Die nahe Lage der nördlichen Küste macht sich durch ein Auskeilen nach Nordwesten hin bemerkbar, in der petrographischen Ausbildung jedoch nur wenig. Das Material, das die Bodenseemolasse zusammensetzt, ist ganz überwiegend alpiner Herkunft; wenn also unsere genetischen Schlüsse aus dem in großen Zügen erkennbaren Wechsel in der Korngröße der Allgäuer Molasse eine allgemeine Bedeutung für das Molassebecken haben sollten, müßten wir in der Bodenseemolasse parallele Verhältnisse nachweisen. Ihre Stratigraphie, deren Erkennung durch eine reichliche Tektonik in Form von Grabenbrüchen sehr behindert war, ist jetzt im großen ganzen geklärt (10, 33 bis 36).

Die U.S.M. ist in einer Mächtigkeit von 200 m vertreten; wahrscheinlich reicht sie noch weit nach unten, wenigstens gegen das Innere des Beckens zu; in der Schweizer Jura-region z. B. — also in einer ebenso weit vom Alpenrand entfernten Zone — beträgt ihre Mächtigkeit nach HELM 1000 m. Petrographisch ist die U.S.M. am Bodensee ziemlich einheitlich in Form von Tonmergeln und Mergelsanden ausgebildet, wobei im unteren Teil die Tone, im oberen die Sande vorherrschen. Man könnte nun denken, daß der untere Teil den Mergeln, die im Allgäu im Kern der Antiklinalen sichtbar werden, der obere Teil der Sandsteinserie entspricht. Jedoch wäre dieser Vergleich zu weitgehend, da im Allgäu gegen das Liegende hin das Profil zu unsicher ist und vor allem die untere Grenze fehlt. Jedoch bleibt die Übereinstimmung bestehen, daß in beiden Gebieten während der ganzen Zeit der U.S.M. keine großen Veränderungen eingetreten sind und unsere Folgerung lang anhaltender Senkungen bleibt bestehen; sie gilt ebenso für den Südrand der Jura-platte Südwestdeutschlands, war höchstens dort etwas geringer.

Für die O.M.M. ergibt sich auffallende Übereinstimmung. Sie besteht am Bodensee aus folgenden Stufen:

4. Feinsande mit eingeschalteten Konglomeraten (Marinen).
3. Bodmannsande, ganz oben mit einzelnen Konglomeratbändern.
2. Sandschiefer.
1. Heidenlöcherschichten mit liegender mariner Geröllage.

Wir haben hier im Liegenden ein schwaches Konglomerat und darüber die zum Teil grobkörnigen Sande der Heidenlöcherschichten, entsprechend dem liegenden Konglomerat samt erster grobkörniger Stufe im Allgäu, wo natürlich die Konglomerate eine wesentliche Rolle spielen.

Wir haben darüber die feinkörnigen Sandschiefer, die unserer Stufe 2 entsprechen.

Die Bodmannsande gehören zu unserer zweiten grobkörnigen Stufe (Stufe 3), die Feinsande zu unseren Wetzsteinen.

Das Konglomerat der Feinsande ist noch marin, während es im Allgäu in den Grenzschichten keine Spuren mariner Bildung mehr zeigt. Daß es aber auch in der Nähe des Alpenrandes stellenweise noch marin ist, geht aus dem Profil GUTZWILLERS (21) von St. Gallen hervor, der von dort noch die Funde von Austern in diesem Konglomerat angibt. Der Name „Grenzschichten“ ist wegen dieser weiten

Verbreitung berechtigt. Ihre nur noch lokal marine Ausbildung zeigt deutlich, wie die Aussüßung am Alpenrand zuerst, aber auch da nicht überall gleichzeitig, eingetreten ist.

Die O.S.M. ist am Bodensee folgendermaßen ausgebildet:

5. Göhrenbergmergel . . .	200 m
4. Heiligenbergsande . . .	60—70 „
3. Oeninger Mergel . . .	30—50 „
2. Steinbalmensande . . .	25—30 „
1. Haldenhofmergel . . .	30—60 „

BRÄUHÄUSER (55) vermutet, daß die Göhrenbergmergel der Molasse aus der Umgebung von Ravensburg, die ähnlich ausgebildet ist, entsprechen. Da letztere nach MARTIN SCHMIDT jüngstes Obermiozän ist, hätten wir damit im Bodenseeprofil die gesamte Schichtenfolge der O.S.M. vertreten.

Bei einem Vergleich mit der Allgäuer O.S.M. fällt die erheblich größere Mächtigkeit der letzteren auf. In den Schichten der O.M.M. ist dieser Unterschied nicht so groß, woraus folgt, daß die Senkungsvorgänge während der O.S.M. sich abschwächten. Die Stufen (1) bis (4) sind entsprechend ausgebildet wie im Allgäu, allerdings ohne Konglomeratlagen. Stufe (5) würde vielleicht in ihrem unteren Teil den Schichten auf Blatt Neukirch entsprechen, wäre aber im übrigen im Allgäu durch Erosion entfernt.

Aus dieser Parallelisierung, zu der man notwendig gezwungen wird, ergibt sich, daß die Faziesunterschiede in den Molasseschichten doch nicht eine so große Rolle spielen, wie man oft angenommen hat. Vielmehr erhellt aus ihr eine Einheitlichkeit sowohl der tektonischen Bewegungen als auch im ganzen der Sedimentbildung für ein größeres Gebiet quer durch das Molassebecken hindurch.

10. Anschluß nach Osten.

Während in Oberbayern die ältere Molasse als untere Meeresmolasse und als Brackwassermolasse mit marinen Einlagerungen ausgebildet ist, wird sie nach Westen hin durch die sogen. bunte Molasse vertreten, die sich keilförmig in die Brackwassermolasse einschleibt, wobei die untere Meeresmolasse verschwindet. Dies ist von GÜMBEL erkannt und von WEITHOFER (45—49), GILLITZER (14) u. a. bestätigt worden. Zu dieser bunten Molasse gehört auch unsere U.S.M. im Allgäu, jedoch ist der Name für sie nicht ganz berechtigt, da nur im unteren Teil bunte Schichten vorhanden sind. In der Peißenberger Gegend schiebt sich der obere Teil der Cyrenenschichten seinerseits wieder keilförmig in die bunte Molasse ein und trennt sie in zwei Abteilungen, GILLITZERS ältere und jüngere bunte Molasse. Die ältere bunte Molasse ist in Form von bunten Mergeln und Sandsteinen ausgebildet und enthält vereinzelte Konglomerateinlagen von kleinen Geröllen, während die jüngere bunte Molasse toniger ist und nur einzelne Konglomeratnester enthält.

Die Konglomeratbildung im Osten zeigt also etwas andere Verhältnisse als in unserem Gebiet an.

Die jüngere Molasse hat in Bayern noch keine stratigraphische Bearbeitung erfahren, weshalb auf einen Vergleich verzichtet werden muß. Nur ein übereinstimmender Punkt ergibt sich: WEITHOFER (47) führt aus der oberbayerischen O.M.M. nämlich an, daß sie mit Sandsteinen und Konglomeraten beginnt, die dickschalige Austern führen, während die durch eine Störung getrennten liegenden Schichten feinkörnig ausgebildet sind. Wir haben damit weit im Osten unseres Beckens den-

selben Wechsel der Verhältnisse mit dem Beginn der O.M.M., den wir im Allgäu und im Bodenseegebiet festgestellt haben, und der auch in der Schweiz vorhanden ist (siehe nächstes Kapitel).

11. Anschluß nach Westen.

Die subalpine ältere Molasse der Schweiz ist nach HEIM östlich vom Zugersee in Form von Sandsteinen, Kalksandsteinen und roten Mergeln ausgebildet, westlich vom Zugersee in Form von roten Mergeln und Mergelsandsteinen. Ganz nahe am Alpenrand gehen die höheren Horizonte zum Teil in Konglomerate über. In der Umgebung von Lausanne haben wir die Fazies der sogen. grauen Molasse (Sandsteine), die im oberen Teil vielleicht schon dem Miozän entspricht. Diesen drei Faziesgebieten ist gemeinsam die durch große Mächtigkeiten hindurchgehende einförmige Ausbildung, also dasselbe, was wir für unsere Allgäuer ältere Molasse festgestellt haben. Die daraus gezogenen Schlüsse gelten somit auch für diese Teile des Molassebeckens.

Für die O.M.M. haben wir eine Gliederung GUTZWILLERS (21) und zwar für die Rorschacher Gegend:

Hangendes Konglomerat	10—20 m
massige und plattige Sandsteine, blaugraue Schiefermergel	110 „
grobkörnige Seelaffe ¹⁾	3—5 „
fossilleere Platten	180 „
grobkörnige Seelaffe	1 „
liegendes Konglomerat	7 „

Die beiden Konglomerate an der Basis und im Dach entsprechen sicher denselben Bildungen bei uns. Daß das hangende Konglomerat bei Rorschach noch marin ist, bei uns schon eine Süßwasserbildung, stört durchaus nicht. Hier sei bemerkt, daß auch das Konglomerat der Grenzsande im Bodenseegebiet durch die Melanopsiden und die Haifischzähne brackisches Wasser andeutet; die Hegauer-Kirchberger Schichten enthalten Cardien und Dreissensien. Die sonstigen Angaben dieses Profils lassen erkennen, daß unsere beiden Konglomeratstufen in den Seelafflagen auf ein Minimum zusammengeschrumpft sind. Eine genauere Untersuchung würde wohl eine schärfere Annäherung an unsere Profile bringen, denn HEIM (23) spricht bei Beschreibung der plattenförmigen Molasse (im Profil GUTZWILLERS die 180 m fossilleeren Platten) der Zone von St. Gallen-Luzern auch von dünnen Geröllagen.

Die O.S.M. ist in der Schweiz vertreten durch Konglomerate, Sandsteine und Mergel in einer Mächtigkeit von mehr als 1000 m; im Töss-Stock und im Napf-Gebiet schwellen die Konglomerate auf Kosten der andern Glieder an. Während die Konglomerate im allgemeinen bunte sind, liegt 400—500 m über der unteren Grenze die sogen. Degersheimer oder Abtwyler Kalknagelfluh eingeschaltet. Eine Spezialgliederung ist bisher nicht gegeben, so daß die Einzelstufen nicht vergleichbar sind. Das Fehlen dieser ausgesprochenen Kalknagelfluh in unserem Gebiet fällt nicht ins Gewicht, da naturgemäß die Einzugsgebiete der miozänen Flüsse verschiedenes Material lieferten.

12. Anschluß an die alpennäheren Ablagerungen.

Was südlich von dem beschriebenen Zug der O.M.M. liegt, hat man bisher fast allgemein als ältere Molasse erklärt. Es handelt sich um eine Folge von Sand-

¹⁾ Seelaffe bedeutet soviel wie Muschelsandstein.

steinen, Konglomeraten und Mergeln, die durch den Alpenschub gefaltet und vom Flysch wahrscheinlich überschoben ist. Nun liegt aber die Vermutung sehr nahe, daß auch die Fortsetzung der jüngeren Molasse nach den Alpen zu dort in küstennäherer Fazies noch vorhanden ist, und nach dem Profil, das ROLLIER (30) von der Vorarlberger Molasse gibt, wird diese Annahme für unser Gebiet sogar notwendig.

ROLLIER faßt die Vorarlberger Molasse tektonisch als ein einziges Gewölbe auf, in dessen Südschenkel über dem Aquitanien wieder obere Meeresmolasse mit Konglomeraten erscheint, während das Aquitanien selbst keine Konglomerate enthält. Für ROLLIERs genetische Vorstellungen über die Schweizer und Vorarlberger Molasse, d. h. für die Annahme, daß die Konglomeratbildung überhaupt erst im Miozän einsetze, ist ihm dieses Profil eine Hauptstütze. Nach HEIM geht jedoch diese Ansicht zu weit, weil wenigstens in der Schweiz, allerdings nur untergeordnet und nur am Alpenrand, auch die ältere Molasse Konglomerate führt, und nach WEPFER (50) gilt dasselbe für die Vorarlberger Molasse.

Die Tatsache besteht aber, daß in der Schweizer Molasse die Hauptgeröllbildung erst im Miozän einsetzte und daß in Vorarlberg direkt am Alpenrand solche miozäne Schichten vorhanden sind. Wir müssen deshalb annehmen, daß die Konglomerate der Rindalphornkette u. s. w. südlich von unserm Gebiet mindestens zum Teil Vertreter der küstennäheren Fazies der in dieser Arbeit untersuchten Schichten der jüngeren Molasse sind. Wir hätten dann hier ein Analogon zu der mächtigen Rignagelfluh, die man früher ebenso für oligozän gehalten hat, bis sich herausstellte, daß sie ins Miozän gehört (1, 7, 8). Eine Arbeit von RÖSCH über den Kontakt von Flysch und Molasse im Allgäu gibt über diese Frage leider keine Auskunft; die Folgerung RÖSCHs, daß die ganze Molasse seines Gebiets (zwischen Immenstadt, Alpeee, Konstanzer Ach, Weissach, Bolgenach) oberoligozän sei, gründet sich auf einige Pflanzenfunde und ist natürlich unzulässig. Seine Angabe, daß in gewissen Varietäten von Sandsteinen Glaukonit vorkomme, deutet sogar ziemlich sicher darauf, daß marine Molasse vorhanden ist, spricht also für das Vorhandensein von miozänen Schichten dort am Alpenrand, deren Verbindung mit unserem Gebiet nur durch Erosion zerschnitten ist.

Um ein klareres Bild von diesen Verhältnissen zu gewinnen, habe ich nach Beendigung der eigentlichen Aufnahmearbeit eine Begehung der südlich angrenzenden Molasse bis zum Alpenrand unternommen. Ich ging aus vom Tobel der Jugendach, benutzte anschließend die Anbrüche an der Straße Geratsried—Missen—Immenstadt—Sonthofen, daneben die Aufschlüsse an der Bahnstrecke Harbatzhofen—Staufen und erhielt folgendes Resultat:

Im Tobel der Jugendach überschreitet man die nördlichste Antiklinale, die im stratigraphischen Teil schon erwähnt, und zwar stehen die Schichten hier nahezu senkrecht. Am Fußweg vom Tobel heraus nach Geratsried fallen dieselben Sandsteine mit 70° nach Südosten. Geht man nach Süden weiter, so kommt man also in deren Hangendes und beobachtet als solches oberhalb von Geratsried an der Straße nach Missen Konglomerate im Wechsel mit Sandsteinen, in einer Gesamtmächtigkeit von 200—250 m; in der oberen Hälfte enthalten diese mit 20° nach Südosten fallenden Schichten *Ostrea crass.* LAM. in großer Menge. Sie sind somit miozänen Alters und gehören nicht in die U.S.M., die man hier allein erwarten sollte. Ihr Vorhandensein an dieser Stelle kann nur durch eine Längsstörung erklärt werden. Wenn eine solche nicht vorhanden wäre, müßte von der nördlichsten Antiklinalen ab bis zu dieser Stelle die gesamte U.S.M., die wir nördlich der nörd-

lichsten Antiklinalen haben, als Wiederholung im Südschenkel untergebracht werden können, was aber nicht möglich ist. Die Annahme der Längsstörung ist aber auch deswegen notwendig, weil wir wenig weiter südöstlich im Fallen, bei Missen, schon wieder die typischen, plattigen Sandsteine der U.S.M. haben, die hier 35° SO. fallen. Sie sind in einem Steinbruch gut aufgeschlossen und enthalten hier eine Menge von Pflanzenresten; im Liegenden des Steinbruchs erscheinen feste, graue Mergel, die durch eine kleine Verwerfung an der rechten Seite des Steinbruchs nach oben geschoben sind und deswegen gut beobachtet werden können. Im Liegenden des Steinbruchs sind die Mergel grau, jenseits des Sprungs rot gefärbt. Eben solche rote Mergel habe ich an der Bahnstrecke Harbatzhofen—Staufen bei Zell gesehen, wo sie im Wechsel mit festen Kalksandsteinbänken auftreten. Sie scheinen nach ihrer Lage die tiefsten sichtbaren Schichten zu sein, wie es auch in der Schweiz der Fall ist. Daß sie im Tobel der Jugendach in der Antiklinalen scheinbar nicht vorhanden sind, liegt vielleicht nur an den mangelhaften Aufschlüssen; wahrscheinlicher ist aber, daß sie dort die intensive Zusammenklappung der beiden Antiklinalen nicht mitgemacht haben, sondern nur die Gleitflächen für diese härteren hangenden Schichten abgaben.

Von Missen nach Süden zu bleibt man in den Sandsteinen, die dauernd SO. fallen, südlich von Luitharz und bei Zaumberg flach liegen und knapp südöstlich Zaumberg fast saiger stehen.

Bevor man nach Immenstadt kommt, erscheinen Konglomerate von erheblicher Mächtigkeit, ebenfalls SO. fallend, offenbar in konkordanter Lagerung über den Sandsteinen. Über die Mächtigkeit der bis hierher durchwanderten Sandsteine kann ich keine Zahlen angeben, sie ist aber sicher sehr groß, was zu beachten ist.

Die Konglomerate bilden nun weiter nach Süden die Ketten des Rindalhorn u. s. w., die ich nicht begangen habe. Da sie in diesen Ketten Höhen von über 1800 m erreichten und da hier die durch das Illertal angeschnittenen tieferen Schichten wieder die plattigen Sandsteine der U.S.M. mit S.O.-Einfallen bilden, bin ich der Ansicht, daß in der Linie Alpee-Konstanzer Ach eine Längsstörung liegt, die die südlichen Partien gegen die nördlichen emporgehoben, vielleicht überschoben hat.

Aus dieser kurzen Beschreibung ergibt sich, daß die Lagerung der Molasse am Alpenrand ziemlich einfach ist. Die mächtig entwickelten Sandsteine der U.S.M. (ihre Mächtigkeit ist nördlich der nördlichen Antiklinale 2000 m) bilden eine große, etwas unregelmäßige Antiklinale; ihr Liegendes, die Mergel, bilden den Kern der Antiklinalen, machen aber nicht alle Unregelmäßigkeiten mit; ihr Hangendes am Südschenkel, die Konglomerate, haben infolge Erosion keine Verbindung nach Norden mehr. Nach ihrer Lage über einer mächtigen Sandsteinserie ist anzunehmen, daß sie zum größten Teil den Schichten der jüngeren Molasse entsprechen, die in dieser Arbeit untersucht worden sind. Zum sicheren Nachweis der Richtigkeit dieser Anschauung wäre allerdings eine genaue Bearbeitung des Gebiets von Immenstadt u. s. w. erforderlich.

13. Tektonik.

Die Schichtenlage der Molasse südlich von der nördlichsten Antiklinalen, oder nach der gewonnenen Auffassung südlich von der Antiklinalen, ist im vorhergehenden Abschnitt besprochen worden, soweit es innerhalb dieser Arbeit, die ja diese südlicheren Schichten nicht zum eigentlichen Untersuchungsobjekt hat, möglich

war. Zur Besprechung der nördlicheren Schichten wollen wir von dem im morphologischen Abschnitt erwähnten Zug der O.M.M. zwischen Pfänder und Sonneneck ausgehen. Dieser Zug hat ein Gesamtstreichen von N. 55° O., doch dreht es sich auf den beiden Flügeln des Zugs mehr nach der Ostwest-Richtung hin, so daß sich für den ganzen Zug eine leicht geschwungene Linie ergibt. Die Beobachtung im Gelände zeigte, daß sich die Schichten in einzelnen Schollen stückweise zu dieser gekrümmten Linie zusammenfügen. Jede Scholle hat nämlich in sich ein konstantes Streichen, ist aber gegen die benachbarten etwas abgelenkt. Die Knickstellen sind mehr oder weniger erodiert, stets von Diluvium bedeckt und der Beobachtung daher entzogen. Nur im Hausbachtobel sind eine Reihe von Sprüngen in dieser Querichtung zu sehen, deren Verlängerung zwischen Krähnberg und Oberberg durchzieht; sie sind beim Profil des Hausbachtobel beschrieben. Ob diese kleinen Querbrüche in das Liegende und das Hangende fortsetzen, oder ob dort ein wirkliches Anschmiegen der Schichten an den Umbiegungsstellen stattfindet, ist nicht bekannt.

Auffallend starke Bruchstellen sind westlich vom Gebiet des Rheintal und östlich vom Gebiet des Illertal. Daß diese aber nicht wie die obigen als neotektonische Erscheinungen innerhalb der Molasse gedeutet werden dürfen, geht ohne weiteres aus ihrem bis tief in die Alpen hinein gewaltsam Nord-Süd gerichteten Verlauf hervor.

Das nordwestliche Fallen der Schichten verflacht sich von der nördlichsten Antiklinale bis zum Zug der O.M.M. aus nahezu saigerer Stellung bis auf 30° ; beim Beginn der O.S.M. sind es noch 20° und 4 km weiter nach Nordwesten ist die Lagerung so flach, daß ein Fallen nicht mehr unmittelbar beobachtet werden kann; es wurde dort auf 3° berechnet. Dieser Übergang vollzieht sich ganz allmählich; es liegen durchaus keine größeren Diskordanzen vor. Deltaschichtung ist natürlich in den Konglomeraten vorhanden und erzeugt in diesen lokal ein stärkeres Einfallen, das aber dann regelmäßig in den immer wieder folgenden feinkörnigen Schichten ausgeglichen wird.

GÜMBEL hat seinerzeit den raschen Übergang der Molasseschichten von steiler zu flacher Lagerung dadurch zu erklären versucht, daß er in der Tiefe unter der Molasse das vindelicische Gebirge annahm. An dasselbe sollten die älteren Molasseschichten herangeschoben und vor dem Widerstand aufgerichtet und gefaltet worden sein, während die jüngeren durch dieses Gebirge vor dem Alpendruck geschützt wurden. Dabei ist hauptsächlich an das ostbayerische Gebiet gedacht, wo ältere und jüngere Molasse durch eine Überschiebung getrennt sind. Mit dem vindelicischen Gebirge wollte man früher zugleich die Herkunft der exotischen Gerölle in den Konglomeraten erklären (alte STUDER'sche Hypothese); ferner sollte es vielleicht die Barre gewesen sein, welche während des Mesozoikums die alpine von der germanischen Fazies getrennt hatte (WEITHOFER).

CORNELIUS (9) weist neuerdings darauf hin, daß Gerölle aus diesen nahen Gebirgen nicht die Spuren eines langen Transportes zeigen könnten, wie es bei den Geröllen aus der älteren Molasse Ostbayerns der Fall ist, und daß wir die Annahme einer solchen Barre zur Erklärung der Faziesunterschiede im Mesozoikum überhaupt nicht nötig haben.

Für unser Gebiet rechtfertigen aber auch in tektonischer Hinsicht gar keine Gründe eine derartige Vorstellung, da die Schichten normalerweise mit der Entfernung von den Alpen zu flacherer Lagerung übergehen, wie es rein theoretisch sein muß. Daß gerade die älteren steil stehen und die jüngeren flacher liegen,

beruht lediglich darauf, daß die älteren Schichten hier in einer alpennäheren Zone vorhanden sind, wo die Schichtenaufrichtung stärker war.

Als Nebenerscheinungen der tektonischen Bewegung mögen angeführt werden die zahlreichen Harnische in der Richtung des Einfallens, die in den härteren Schichten der U.S.M. und der O.M.M. auftreten. BLUMRICH (5) führt solche von Rieden bei Bregenz an und zieht einige falsche Schlüsse daraus; FALCKNER und LUDWIG (12) beschreiben sie aus der Umgebung von St. Gallen. Eine sichtbare Verschiebung des Hangenden über das Liegende hinweg findet dabei nicht statt, so daß eine minimale Bewegung genügt haben muß, derartige Harnische zu erzeugen. Ebenso unbedeutend sind einige Klüfte, die ich in der älteren Molasse feststellte; sie liegen im Streichen und sind senkrecht zum Fallen, ohne daß irgend ein Abknicken, also ein plötzlicher Wechsel im Einfallen dabei beobachtet wird. Immerhin bleibt denkbar und sogar wahrscheinlich, daß die Abnahme des Einfallens in der Form von kleinen Knicken vor sich geht, an den Stellen, wo sich derartige Klüfte scharen.

Zum Schlusse sei die angebliche „Pfänderverwerfung“ angeführt, weil sie ein unmittelbar benachbartes Gebiet betrifft. Nach SCHMIDLE (33) und BRÄUHÄUSER (54) hat KITTLER in einem Vortrag von einer Verwerfung gesprochen, die den NW.-Fuß des Pfänders entlang ziehen soll. Der in den Mitteilungen der Münchener Geograph. Ges. (25) abgedruckte Vortrag enthält indessen keine Andeutung hiervon. SCHMIDLE sagt, daß diese Verwerfung von KITTLER nachgewiesen sei, was ein offener Irrtum ist. BRÄUHÄUSER nimmt die Verwerfung an, weil die Konglomerate, die den NW.-Abhang des Pfänders aufbauen, dort, wo sich das Gelände im Laiblachbecken rasch verflacht, nicht mehr vorkommen, sondern nur höhere Molasseschichten. Da er das Einfallen der obersten Pfänderkonglomerate nicht angibt, ist dieser Schluß zum mindesten nicht zwingend. Diese Konglomerate müßten sehr flach liegen, wenn sie wieder unten im Laiblachbecken erscheinen sollten; das ergibt sich, sobald man BRÄUHÄUSERS Profil 2 in nicht überhöhtem Maßstab zeichnet.

Die morphologisch allerdings auffallende NW.-Begrenzung des Pfänders findet eine ungezwungene Erklärung darin, daß sich der Laiblachgletscher genau im Streichen der den Pfänderhang bildenden Schichten bewegte. Die weicheren Schichten, die wir im Laiblachbecken haben, konnten natürlich nicht so vollkommen der Erosion entgehen wie die den heutigen Abhang bildenden Konglomerate. Der geradlinige Verlauf der NW.-Begrenzung ist also vollkommen durch die Schichtenlage, das rasche Flacherwerden des Geländes im Laiblachbecken durch die abweichende Beschaffenheit der Gesteine bedingt.

14. Das Alter der Molassetektonik.

Durch E. BLUMER (2) und ARN. HEIM (24) wurde nachgewiesen, daß die Molassefaltung älter ist als die letzte pliozäne Bewegung der alpinen Decken; es ergibt sich somit ein schlußmiozänes oder pliozänes Alter. Da die Molasse vor dem Anbränden der alpinen Deckenfalten schon zum Teil erodiert war, verringert sich die Begrenzung auf Schlußmiozän bis Altplioziän.

Die sogen. alpine Randabsenkung HEIMS, von der die Deckenschotter, nicht aber die Produkte der jüngsten Vergletscherung mit betroffen sind, ist mitteldiluvialen Alters. Innerhalb unseres Gebietes sind für ihr Vorhandensein keine Beweise vorhanden. Nur fällt auf, daß das dem Allgäu vorgelagerte oberschwäbische Gebiet eine höhere Lage hat, als man bei dem Einfallen des Tertiäruntergrundes erwarten

sollte; bei ganz normalen Verhältnissen würde sich nämlich eine viel zu große Mächtigkeit der O.S.M. ergeben, die sicher nicht vorhanden ist.

Die Dislokationen im Bodenseegebiet sind jungdiluvialen und nachdiluvialen Alters; daß diese Schollenbewegungen noch nicht beendet sind, dafür sprechen die häufigen Erdbeben.

Neuerdings wurde von REIS (29) eine jungdiluviale Grabeneinsenkung in herzynischer Richtung aus dem Niederbayerischen Tertiär beschrieben.

Literatur-Verzeichnis.

1. BAUMBERGER und MENZEL: Beitr. z. Kenntn. d. Tertiärflora aus dem Gebiet des Vierwaldstättersees. Abh. Schw. pal. Ges. 1914/15.
2. BLUMER: Zur Kenntn. d. helv. Alpennordrandes. Vierteljahresschr. nat.forsch. Ges. Zürich 1906.
3. BLUMRICH: Der Pfänder. Programm des Obergymnasiums Bregenz. 1904. 4. — — Die Eiszeit in Vorarlberg. Vortrag, gehalten in der Generalversammlung des Museumsvereins 1905. 5. — — Das ehemalige Gletscherfeld in Rieden bei Bregenz und seine Umgebung. Schriften d. V. f. Gesch. d. Bodensees. 36. Jahrg. 1907. 6. — — Das Kohlevorkommen im Wirtatobel bei Bregenz. 13. Jahresber. d. Staatsgymnasiums Bregenz. 1908.
7. BUKTORF: Erl. z. geol. Karte des Bürgenstocks. Basel 1916. 8. — — Erl. z. geol. Karte der Rigi-hochfluhkette. Basel 1916.
9. CORNELIUS: Einige Bemerkungen über die Geröllführung der bayerischen Molasse. Verh. d. Geol. Staatsanst. Wien. 1920.
10. DEECKE: Geologie von Baden. Berlin 1917.
11. DIETRICH und KAUTSKY: Die Altersbeziehungen der schwäbischen und schweizerischen oberen Meeresmolasse und des Tertiärs am Südrand der schwäbischen Alb. Zentralblatt 1920.
12. FALKNER und LUDWIG: Beiträge zur Geologie der Umgebung von St. Gallen. Jahrb. d. St. Galler nat.-wiss. Ges. 1901/02 u. 1903.
13. FRÜH: Beiträge zur Kenntn. der Nagelfluh der Schweiz. Denkschr. d. schweiz. nat. f. Ges. Bd. 30 1888.
14. GILLITZER: Geologie des Südgebietes des Peißenberger Kohlenreviers. Jahrb. Reichsanst. 1915.
15. GÖTTING: Neue Kohlenfunde in Vorarlberg bei Bregenz und im bayer. Allgäu. Bergw. Mitt. 1910.
16. GÜMBEL: Geogn. Besch. d. bayr. Alpengebirges. Gotha 1861. 17. — — Die miocänen Ablagerungen im oberen Donaugebiet. Sitz.-Ber. math.-phys. Kl. d. bayr. Ak. d. W. 1887. 18. — — Nachträge z. geogn. Besch. d. bayr. Alpengeb. Geogn. Jahresh. 1888. 19. — — Geologie von Bayern. II. Band. Kassel 1894. 20. — — Das Vorkommen und der Bergbau tertiärer Pechkohlen im Wirtatobel bei Bregenz. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. 1896.
21. GUTZWILLER: Kanton St. Gallen. Beitr. Geol. K. d. Schweiz. Lief. 19. 1883.
22. HAUSHALTER: Merkw. foss. Tierreste d. Allgäuer Molasse. Inaug.-Abh. München 1855.
23. ALB. HEIM: Geologie der Schweiz. Lief. I u. II. Leipzig 1916.
24. ARN. HEIM: Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. Vierteljahresschr. nat. f. Ges. Zürich 1906.
25. KITTLER: Entstehungsgeschichte des Bodensees. Mitt. Geogr. Ges. München. Bd. I. 3. 1905.
26. MILLER: Das Molassemeer in der Bodenseegegend. Schriften d. V. f. Gesch. d. Bodensees. 1877.
27. OPPENHEIM: Bemerkungen Grenze Oligoc. u. Mioc. N. Jahrb. Beil. Bd. 35. 1913.
28. PIETZSCH: Die Molassekohle des Pfändergebiets. Zeitschr. Braunkohle 1910.
29. REIS: Einzelheiten über Gesteinsarten, Schichtung und Aufbau des niederbayr. Tertiärs rechts der Isar. Geogn. Jahresh. 1918.
30. ROLLIER: Die Entstehung der Molasse auf der Nordseite der Alpen. Vierteljahrschr. d. nat. f. Ges. Zürich 1904. 31. — — Revis. de la Stratigr. Neue Denkschr. d. schweiz. nat. f. Ges. 1911.
32. RÖSCH: Der Kontakt zwischen dem Flysch u. d. Molasse im Allgäu. Mitt. Geogr. Ges. München 1905.
33. SCHMIDLE: Z. Kenntn. d. Molasse u. Tekt. am nordwestl. Bodensee. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 63. 1911. 34. — — Über Gerölle in der marinen Molasse am nordwestl. Bodensee von Überlingen. Mitt. Bad. Geol. L.-A. 1912. 35. — — Unters. d. Molasse am nordwestlichen Bodensee. Ecl. Helv. 1913. 36. — — Die Stratigraphie der Molasse und der Bau des Überlinger- und Unterseebeckens. Schr. d. Ver. f. Gesch. d. Bodensees. 1918.
37. C. SCHMIDT und MÜLLER: Die Kohlenflöze in der Molasse bei Bregenz. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911.

38. M. SCHMIDT: Über einen glaz. Riesentopf b. Scheffau am Pfänder. Mitt. deutsch-österr. Alpenv. 1912.
 39. — — Ausflug durch das Flußgebiet der Argen und Laiblach. Oberrh. Geol. V. 1914.
 40. A. R. SCHMIDT: Bergbaue, Erz- u. Kohlenfunde u. bes. nutzbare Gesteinsarten in Vorarlberg. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. 1879.
 41. N. J. SHOLTO DOUGLASS: Petrefakten vom Wirtatobel im Bregenzerwald. Verh. Reichs-Anst. 1868.
 42. STEHLIN: Über die Grenze zwischen Oligocän u. Miocän in der Schweizer Molasse. Ecl. Helv. 1901/02.
 43. Übersicht über die Säugetiere der schweiz. Molasse Verh. nat. f. Ges. Basel 1914.
 44. STEUDEL u. v. SEYFFERTITZ: Das Gletscherfeld bei Bregenz. Schrift d. V. f. Gesch. d. Bodensees. 1872.
 45. WEITHOFER: Zur Kenntn. d. ob. Horizonte d. oligoc. Brackwassermolasse Oberbayerns u. . . . Verh. Reichs-Anst. 1899. 46. — — Einige Querprofile durch die Molassebildungen Oberbayerns. Verh. Reichs-Anst. 1902. 47. — — Über neuere Aufschlüsse in den Molassebildungen Oberbayerns. Verh. Reichs-Anst. 1912. 48. — — Die Entwicklung der Ansch. . . . Geol. Rundschau 1914.
 49. — — Die Oligocän-Ablagerungen Oberbayerns. Mitt. Geol. Ges. Wien 1917.
 50. WEPFER: Die nördliche Flyschzone im Bregenzer Wald. N. Jahrb. B. B. 27.
 51. WOLFF: Fauna der südbayr. Oligocänmolasse. Paläontogr. 43. 1897.

Geologische Karten:

52. GÜMBEL: Geol. Karte des bayr. Alpenegebirges, Blatt Lindau.
 53. " " " " " " " " Immenstadt-Sonthofen.

Geologische Karten der Nachbargebiete bzw. deren Erläuterungen:

54. Geolog. Spez.-Karte von Württemberg, Blatt Neukirch.
 55. " " " " " " " " Langenargen.
 56. " " " " " " " " Friedrichshafen-Oberteuringen.
 57. " " " " " " " " Tettang.
 58. Geognost. Karte von Württemberg, Blatt Isny-Leutkirch mit Erläuterungen.

Topographische Kartenunterlagen:

- Für das untersuchte Gebiet: Bayr. topogr. Karte 1:25 000, Blätter 825, 826, 827, 853, 854.
 Für die angrenzenden, zum Teil besprochenen Gebiete die entsprechenden Blätter.
 Für das österreichische Pfändergebiet die Karte West-Allgäu Nr. 2, 1:50 000. Topograph. Bureau, München.

Profil Schüttentobel (Eistobel) (Wangener Argen).

- B** 5 m Konglomerat — 3 m Sandmergel — 100 m überwiegend Sande — 4 m Konglomerat,
A 30 m Mergel mit Kalkknollen — 10 m sandige Mergel — 20 m Konglomerat — 30 m graue, zum Teil bunte Mergel — 2 m Konglomerat — 15 m glimmerige Sandmergel — 10 m gelber, feinkörniger, glimmerreicher Sandstein — 100 m kalkreiche Mergel mit festen Kalkbänken und Kalkknollen — 5 m mittelkörnigen Sandstein — 6 m Konglomerat — 15 m kalkreiche Mergel mit Kalkbänken und Knollen.
Grenzschichten 45 m Konglomerat — 4 m wechsellagernd Konglomerat, grobkörnige Mergelsande und feinkörniger roter Sandstein.

4 50 m Sandsteine, im oberen Teil typische Wetzsteine, mittel- bis feinkörnig.
3 25 m Konglomerat mit sandigen Lagen.
2 30 m bläuliche platt. Sandsteine, oben Muschelsandstein mit *Pecten* cfr. *praescrabiulus*.
1 150 m Konglomerat mit Sandsteinlagen- und -Linsen; Austern — 10 m plattige Sandsteine — 1 m Konglomerat; Austern — 28 m Wechsellagerung von grobkörnigem Muschelsandstein und fossilarmem, plattigem Sandstein. Cardien; Austern u. s. w. — 5 m Konglomerat; Austern — 8 m plattiger Sandstein, zuunterst als Muschelsandstein; Cardien; Austern.
U.S.M. 450 m plattige Sandsteine, zum Teil sehr feinkörnig und mergelig — 50 m feinsandiger, glimmeriger Kalkmergel mit harten Kalksandstein-Bänken — 1500 m mittel- bis grobkörnige Sandsteine, plattig und bankig, einige sehr dünne Geröllbänder, darin einige Lagen voller Blattreste; Kohlebänder und Kohlelinsen häufig im ganzen Komplex.

Profil Harbatzhofen-Grünenbachertobel-Malleichener Grenzbach.

- D** 2 m grobkörnige Sande mit Geröllagen — 4 m Konglomerat — 6 m glimmerig-mergelige Sande und blaugraue Tonmergel — 70 m Wechsellagerung von glimmerig-mergeligen Sanden mit blaugrauen Tonmergeln, die zum Teil rot gefärbt; Helix.
- C** 150 m Lücke, deren mittlerer Teil im Kessentöbele mit mürben grobkörnigen Sandsteinen aufgeschlossen — 3 m blaugraue, sandige Tonmergel und glimmerige Mergelsande.
- B** 3 m Konglomerat — 5 m Lücke — 2 m Konglomerat — 35 m Sande mit kleinen Mergellagen — 30 m glimmerige, grob- bis mittelkörnige Sandsteine — 10 m mergelige Sande mit zahlreichen Helices, Clausilien, Limnäen — 30 m Sande — 7 m grobkörnige Sande mit Geröllagen — 70 m Sande, schlecht aufgeschlossen und vielleicht Mergellagen enthaltend — 7 m Konglomerat — 20 m Lücke — 10 m grobkörnige Sande mit Geröllagen — 10 m grobkörnige Sande — 1,5 m Konglomerat — 5 m mergelige Sande und dünnplattige Sandsteine — 500 m Lücke bis zum Aufschluß der 1. grobkörnigen Stufe der O.M.M. bei Harbatzhofen.

Profil Ellhofener Tobel.

- D** 12 m sehr grobkörnige Sande mit kleinen Geröllen wechseln mit feinkörnigen mergeligen Sanden.
- C** 60 m blaugraue, bröckelig verwitternde Mergel; Helix.
- B** 60 m Lücke — 5 m blaugraue Tonmergel, sandig — 380 m Lücke.
- A** 12 m Wechsellagerung von Sandsteinen und Sandmergeln — 10 m Tonmergel und Sandmergel — 5 m Konglomerat — 50 m Lücke.
- Grenzschiechten** 25 m Konglomerat mit Sandsteinen und Tonmergeln wechselnd; — 10 m glimmerige, kalkreiche Sandmergel.

-
- 4** 45 m Wetzsteine, mittel- bis feinkörnige Fossilbank mit Turritella, Cerith., Ostr., Bryozoen, Süßwasserschildkröten.
- 3** 10 m grobkörnige Sandsteine, unten mit kleinen Geröllen — 8 m Konglomerat mit Austern.
- 2** 45 m plattige Sandsteine, obere 10 m Sandschiefer.
- 1** 1 m Muschelsandstein mit *Pecten palmatus* — 3 m grobkörnige Sandsteine mit bläulichem Sandschiefer — 50 m Lücke — 15 m plattige Sandsteine mit bläulichem Sandschiefer — 13 m Muschelsandsteine mit fossileren Platten und Konglomeratlagen; Cardien, Austern u.s.f. — 2 m plattige Sandsteine mit kleinen Geröllen, Austern — 4 m Konglomerat voller Austern — 10 m plattige Sandsteine. — 1 m Muschelsandstein mit Cardien, Ostr., Pinna, Bryozoen, Schraubensteinen u.s.f.

Profil Hausbachtobel.

- 4** 50 m Wetzsteine.
- 3 und 2** 80 m Lücke.
- 1** 1,5 m Konglomerat mit Austern, Cardien u.s.f. — 8 m mürbe, grüne Sandsteine — 1 m Muschelsandstein mit kleinen Geröllen — 4 m mürbe, grüne Sandsteine — 1 m Muschelsandstein mit kleinen Geröllen — 23 m plattige bis dickbankige Sandsteine — 0,5 m Konglomerate mit eigroßen Geröllen — 6 m bläuliche, plattige Sandsteine — 3 m Muschelsandstein, grobbankig, mit Geröllen — 12 m plattige, harte Sandsteine — 1 m Muschelsandstein mit Geröllen — 10 m plattige, oben dickbankige Sandsteine — 1 m Konglomerat und Muschelsandstein — 4 m dünnplattige Sandsteine — 1 m Konglomerat, Gerölle haselnuß- bis eigroß — 20 m dünnplattige, bläuliche Sandsteine — 1 m Muschelsandstein mit Geröllen — 14 m plattige und bankige bläuliche Sandsteine (darin die beschriebenen Querklüfte) — 2 m Konglomerat und Muschelsandstein — 35 m grüne, mürbe zum Teil plattige Sandsteine — 6 m Muschelsandstein und plattige Sandsteine — 3 m Austernkonglomerat

.....

U.S.M. 10 m feinsandige Mergel — 5 m grobkörnige Sandsteine, schwach diskordant auf dem Liegenden, mit aufgewühlten Bruchstücken der U.S.M.

..... Sandsteine und Mergel.

.....

Profil Kesselbach.

- Grenzschichten (mit Kohlenflöz von 20 cm Mächtigkeit).

 4 100 m Wetzsteine.
 3 1 m Muschelsandstein mit kleinen Geröllen, darin ein rasch auskeilendes Kohlenflöz — 15 m plattige Sandsteine — 2 m Konglomerat, Gerölle erbsen- bis haselnußgroß; Haifischreste — 5 m glimmerige plattige Sandsteine — 0,5 m Muschelsandstein — 3 m plattige Sandsteine — 0,1 m Geröllage — 8 m plattige Sandsteine — 0,5 m Konglomerat und Muschelsandstein.
 2 70 m dünnplattige, feinkörnige Sandsteine.
 1 130 m klotzige Sandsteine mit Muschelsandstein- und Geröllagen — mehr als 0,5 m Konglomerat.

 Sandmergel und mergelige Sandsteine der U.S.M. mit gelblichen und zum Teil rötlichen Verwitterungsfarben.

Inhalts-Übersicht.

	Seite
1. Einleitung	167—169
2. Geographische Lage und Morphologie	169—170
3. Profil der Unteren Süßwassermolasse. Wangener Argen und Jugendach	170—171
4. Profile der Oberen Meeresmolasse	171—176
a) Wangener Argen (Eistobel)	171—172
b) Tobelbach bei Ellhofen	173—174
c) Hausbachtobel bei Weiler	174—175
d) Kesselbach	175—176
e) Steinbruch bei Harbatzhofen	176
5. Die Profile der Oberen Süßwassermolasse	176—178
6. Zusammenfassung zu einem Naturprofil	178—179
7. Das Alter der Allgäuer Molasse	179
8. Genetische Folgerungen	180—182
9. Anschluß an die Molasse des nordwestlichen Bodensees	182—183
10. Anschluß nach Osten	183—184
11. Anschluß nach Westen	184
12. Anschluß an die alpennäheren Ablagerungen	184—186
13. Tektonik	186—188
14. Das Alter der Molassetektonik	188—189
Literatur-Verzeichnis	189—190
Profile	190—192

Eingereicht 18. Juli 1921.

Die Phosphatmineralien und Edelerden des Amberg-Auerbacher Erzkörpers.

Ein Beitrag zur Kenntnis bayerischer Minerallagerstätten.

Von

H. Laubmann.

Mit 3 Abbildungen.

Die Amberger Eisenerzkörper, die längs der Amberger Spalte auftreten und ihre Entstehung jedenfalls einer direkten Ablagerung als Spat- und Brauneisenstein aus eisenreichen Tiefenwässern verdanken, führen in ihren oberen Teufen eine Reihe von wasserhaltigen Phosphatmineralien, wie Vivianit, Wavellit, Kakoxen, die schon seit den ersten Zeiten des immer sehr regen Bergbaues am Erzberg bei Amberg bekannt und schon früher¹⁾ auch Gegenstand der Untersuchung waren. In den letzten zehn Jahren wurde nun im benachbarten Auerbacher Bergrevier neben diesen noch eine Reihe weiterer, ebenfalls wasserhaltiger Phosphate beobachtet, denen ich zum Teil schon in den Phosphat führenden Pegmatiten des Oberpfälzer und Bayerischen Waldes begegnete.²⁾ Da sie sich aber in Vorkommen und Bildung weitgehend von diesen unterscheiden, hielt ich es für angezeigt, auch die Amberg-Auerbacher Vorkommnisse einer erneuten Bearbeitung zu unterziehen. Die Beschaffung des Materiales war, da die Funde durchgehends schon längere Zeit zurückliegen und meine Aufsammlungen unvollständig waren, mit erheblichen Schwierigkeiten verbunden und die Untersuchung wäre lückenhaft geblieben, hätte ich mich nicht der tatkräftigen Unterstützung durch die Herren Bergrat DYCK-Schwandorf, Bergmeister v. HORSTIG-Amberg, Hauptlehrer SCHMID in Rosenberg, Betriebsleiter HILLER, Obersteiger ECKERT und Bergingenieur KRAUS in Auerbach und des freundlichen Entgegenkommens des Vorstandes der Maxhütte in Rosenberg zu erfreuen gehabt. Ihnen sei daher auch an dieser Stelle nochmals herzlichst gedankt.

Neben dem **Phosphorit**, der, gemengt mit Hornsteinrückständen in knollig-schichtigen Einlagerungen in der untersten auf Weißjura liegenden Kreide vorkommt, die mit dem Amberger Erzkörper keinen unmittelbaren Zusammenhang haben und daher hier nicht weiter berücksichtigt werden sollen, ist es der **Wavellit**, der von den Amberger Phosphatmineralien wohl am längsten bekannt ist. Er wurde zuerst auf der Grube St. Jakob gefunden und schon von FLURL beschrieben, allerdings noch als „sehr artiger hellweißer Zeolith“,³⁾ wie er in haarförmigen Kristallen

¹⁾ v. VOITH, Die Phosphate des Erzberges bei Amberg. N. Jahrb. f. Min. 1836 p. 518. — GÜMBEL, Ostbayer. Grenzgebirge. p. 465.

²⁾ LAUBMANN u. STEINMETZ, Phosphat führende Pegmatite. Groth's Ztschft. Bd. 55 (1920) p. 523 u. ff.

³⁾ FLURL, Beschreibung d. Gebirge v. Baiern u. d. oberen Pfalz. S. 550.

zwischen den Klüften und Ablösungen des sogen. Nagelerzes als Überzug vorkommt. Die FLURL'sche Sammlung des hiesigen Oberbergamtes birgt noch charakteristische Belegstücke dieses alten Vorkommens. JOH. NEP. v. FUCHS, der erste bayerische Chemiker, der auch über die Grenzen seines engeren Vaterlandes hinaus bekannt war und der unstreitig große Verdienste um die Mineralchemie hatte, bezeichnete später das neue Mineral wegen seiner haarförmigen Ausbildung als „Lasionit“ und ihm verdanken wir auch die Feststellung seiner chemischen Zusammensetzung. Diese FUCHS'sche Analyse¹⁾ (I) hat insofern eine historische Bedeutung, als sie für FUCHS Veranlassung war, das früher von KLAPROTH, DAVY und GREGOR als Wavellit beschriebene, in seiner chemischen Zusammensetzung aber noch unvollständig ermittelte Mineral von neuem und vollständig zu analysieren und mit seinem Lasionit als wasserhaltiges Tonerdephosphat zu identifizieren. Der Name Wavellit wurde als der ältere dann auch für das Amberger Mineral beibehalten. Dieses letztere ließ neuerdings Herr Prof. Dr. HENRICH im Erlanger Universitätslaboratorium durch Herrn cand. chem. KIEFFER quantitativ analysieren (II) und dabei analog wie in den meisten Wavelliten einen Fluorgehalt feststellen.²⁾

	I	II
Al ₂ O ₃	36,56%	35,89%
P ₂ O ₅	34,72 „	34,16 „
H ₂ O	28,00 „	28,46 „
Rückstand	—	1,39 „
	99,28%	99,90%

Der Rückstand der KIEFFER'schen Analyse enthält Al u. HFl. Nimmt man denselben als Fluoraluminium an, so enthält er 0,95% Fl, was ungefähr der Hälfte der seither in den Wavelliten festgestellten Fluormenge entsprechen würde. (cfr. DÖLTER, Handbuch d. Mineralchemie [1914], Bd. III, p. 466).

Das Mineral fand sich früher ziemlich häufig, heutzutage allerdings seltener auf Klüften des ziemlich bröckligen Brauneisenerzes der oberen Teufen des Erzberges in Gestalt der bekannten radialstrahligen, rosettenförmig angeordneten Aggregate und hin und wieder auch in besonders schöner traubig-kugelig-er Ausbildung mit radialstrahliger Struktur. Entgegen den Literaturangaben ist es in Salz- oder Salpetersäure fast unlöslich, so daß der Nachweis der Phosphorsäure in der üblichen Weise mit Molybdänlösung kaum gelingt. Dagegen wird es von verdünnter Alkalilauge nach kurzem Erwärmen glatt aufgeschlossen; in dieser mit Salpetersäure angesäuerten Lösung kann dann die Phosphorsäure leicht nachgewiesen werden. Sonst ist der Wavellit noch rasch und leicht durch seine charakteristischen optischen Eigenschaften — schwache Lichtbrechung, gerade Auslöschung, kräftige Doppelbrechung, positiver Charakter derselben, großer Achsenwinkel von ca. 130° und gute Spaltbarkeit nach zwei Richtungen — mikroskopisch zu identifizieren.

Auch im benachbarten Auerbacher Revier, auf der Grube Nitzelbuch, findet sich das Mineral unter analogen Verhältnissen, wenn auch sehr selten.

Der **Vivianit** fand sich bis jetzt nur am Erzberg bei Amberg in Form blauer Nadelchen, die ebenfalls meist im mürben, aus dem Dache des Eisensteinflötzes

¹⁾ FUCHS, Schweiggers Journal f. Chemie u. Physik Bd. 24. S. 123 u. f. und KAISER, Gesammelte Schriften v. JOH. NEP. v. FUCHS. München 1856.

²⁾ HENRICH, Berichte d. deutsch. chem. Gesellschaft 55 (1922) pag. 3013.

stammenden Brauneisenstein sitzen. Nach einer Analyse von SCHOBER¹⁾ enthält er bereits ansehnliche Mengen Eisenoxyd:

FeO	28,25%		
Fe ₂ O ₃	17,43%		
P ₂ O ₅	27,10%	oder	Fe ₃ (PO ₄) ₂ 46,83%
H ₂ O	27,22%		FePO ₄ 25,93%
	<hr/>		H ₂ O 27,22%
	100,00%		<hr/>
			99,98%

Auch das Vorkommen von **Kakoxen** in den Amberger Eisenerzen wird in der Literatur des öfteren erwähnt, so von v. VOITH und GÜMBEL,²⁾ aber das Material aus früherer Zeit, das mir aus der Sammlung des hiesigen Oberbergamtes, der Amberger Realschule und dem Naturalienkabinett zu Bamberg zur Verfügung stand, erinnert in der Form seiner Ausbildung und im äußeren Ansehen so wenig an Kakoxen, daß ich es einer eingehenden Untersuchung unterzog. Es findet sich wie die übrigen Phosphate im Dache des Erzmittels auf Brauneisenstein und bildet trübe, rostfarbene kugelige Aggregate oder radialstrahlige Rosetten, die unwillkürlich an die Formen des Wavellites erinnern. Unter dem Mikroskop ließ ein derartiges Material keine einzige von den scharfen und charakteristischen optischen Eigenschaften des Kakoxens mehr erkennen. Es bestand vielmehr aus radialstrahligen Aggregaten, deren Spaltbarkeit || zur Hauptzone liegt, mit kräftigem Pleochroismus (⊥ zur Hauptzone Gelbbraun und || hiezu hellgelb); auch die sonstigen Eigenschaften waren dieselben, welche WILLMANN vom kristallisierten Brauneisen, dem Limonit, angibt.³⁾ In warmer Salzsäure ist es nahezu vollständig, in Salpetersäure unvollständig löslich. Durch Kochen mit Natronlauge können nur Spuren von Tonerde ausgezogen werden. Es enthält reichliche Mengen Phosphorsäure. Bei der quantitativen Analyse, die wir SCHOBER⁴⁾ verdanken, fällt sofort der niedere Phosphorsäuregehalt von 4,03% auf (während Kakoxen theoretisch 21,17% verlangt), den auch SCHOBER besonders

Fe ₂ O ₃	81,84%
Al ₂ O ₃	0,44%
P ₂ O ₅	4,03%
H ₂ O	12,50%
Unlöslich	0,30%
	<hr/>
	99,11%

erwähnt und noch durch weitere Analysen des Amberger Vorkommens, bei denen ebenfalls nur 3—4% Phosphorsäure gefunden wurden, bestätigt. Auch das spec. Gewicht mit 3,4% weist gegenüber demjenigen des Kakoxens eine zu weitgehende Differenz auf.

Die Vermutung von SCHOBER, daß hier überhaupt kein Kakoxen mehr vorliegt, wird durch meine Beobachtung nur bestätigt. Es handelt sich vielmehr um einen zum Teil oder event. auch vollständig in Limonit umgewandelten Kakoxen, oder wenn man die Ausbildungsform mitsprechen läßt, wahrscheinlicher wohl Wavellit oder Kraurit, also um eine Pseudomorphose nach diesen, was übrigens auch schon

¹⁾ SCHOBER, Untersuchung der Amberger Erze und der mit denselben vorkommenden Phosphate. Bayer. Industrie- u. Gewerbeblatt 1881. S. 271 u. f.

²⁾ v. VOITH, Die Phosphate des Erzberges bei Amberg. N. Jahrb. f. Min. 1836. S. 518. — GÜMBEL, Ostbayerisches Grenzgebirge. S. 465.

³⁾ WILLMANN, die natürlichen Eisenoxyhydrate. Centralblatt f. Min. etc. 1921. S. 673—678.

⁴⁾ SCHOBER, Untersuchung der Amberger Erze etc. S. 290.

v. VOITH und SCHÖBER erwähnten. Das Vorkommen von Kakoxen in den Amberger Eisenerzen ist also zum Mindesten sehr fragwürdig geworden. Daß derartige Bildungen unter gewissen Bedingungen leicht entstehen können, habe ich bei dem Krauritvorkommen in den Phosphatpegmatiten von Pleystein und vom Hühnerkobel ausführlich dargetan. Dort wird dieses Mineral unter Erhaltung seiner strahlig-kristallinischen Form vollständig in Eisenpecherz umgewandelt. Ich werde auf die hier vorliegende Umwandlung später ausführlich noch zurückkommen.

Dagegen wurde in neuerer Zeit, wenn auch nicht gerade häufig, auf der Grube Nitzelbuch bei Auerbach Kakoxen angetroffen. Er fand sich dort als Neubildung in den oberen Teufen des Maffei-Schachtes auf Klüften des Brauneisens und vergesellschaftet mit Kraurit in feinen gold- bis hellgelben Nadelchen aufgewachsen, die ungemein an das Vorkommen von Oberroßbach bei Friedberg im Taunus erinnern. Zu einer Analyse reichte leider das Material nicht aus und so mußte ich mich mit dem qualitativen Nachweis von Eisen und Phosphorsäure und der mikroskopischen Identifizierung, die ja durch die prägnanten optischen Eigenschaften des Mineralen einwandfrei und sicher ist, begnügen.

Erwähnt sei ferner noch das Vorkommen von **Apatit**, der nach GÜMBEL¹⁾ in strahlig-faseriger Ausbildung in den Gruben am Haidweiher bei Amberg gefunden wurde. Belegstücke, die eine Nachprüfung ermöglichten, standen mir leider nicht zur Verfügung. Dagegen fand ich das Phosphat an einigen alten Amberger Erzstufen, wo es sich neben Wavellit auf den Spalten zu kleinen Drusen vereinigt in kurzprismatischer Ausbildung, wie sie bei sekundärem Apatit so häufig ist, angesiedelt hatte. Es war leicht durch die optischen Eigenschaften, die Phosphorsäurereaktion und den mikroskopischen Nachweis des Kalkes als Gips zu identifizieren.

Neben diesen zum Teil schon seit langer Zeit bekannten Vorkommnissen hat man nun in neuerer Zeit besonders im Auerbacher Revier noch einige weitere wasserhaltige Phosphate aufgefunden, die als analoge Bildungen die bisherigen Funde ergänzen und immerhin ein gewisses Interesse beanspruchen dürfen.

So fand sich analog den anderen Phosphaten auf der Grube Nitzelbuch bei Auerbach zwischen hartem und weichem Brauneisenerz in bandartiger Ablagerung der **Beraunit**. Teils frisch, teils auch schon verrostet, bildet er im ersteren Falle glänzende radialblättrige oder strahlige Aggregate von rotbrauner bis dunkelhyazintroter Farbe. Auch hier mußte ich mich, da einwandfreies Analysenmaterial in ausreichender Menge nicht zu beschaffen war, mit dem einfachen qualitativen Nachweis von Eisen und Phosphorsäure und der Identifizierung auf mikroskopischem Wege begnügen. Wie an einem Präparat von Hrbek bei St. Benigna in Böhmen, ließen sich an dem Auerbacher Vorkommen die kräftige Doppelbrechung, starke Achsendispersion, Lichtbrechung von ungefähr 1.65, großer Achsenwinkel, der gleiche kräftige Pleochroismus hellgelb zu braun und die vollkommene Spaltbarkeit nach {100} konstatieren, so daß ein Zweifel an der Natur des Mineralen nicht bestehen kann. Auf die verrosteten Partien komme ich später ausführlich zu sprechen.

Auch am Erzberg bei Amberg fand sich als Seltenheit der Beraunit und an der einzigen mir bekannten Stufe, die sich im Besitze des Herrn Bergrat Dyck in Schwandorf befindet, sitzt er in kleinen tafelförmigen zu radialstrahligen Drusen vereinigten Kristallen in den Klüften des Brauneisens. Die Kriställchen sind rotbraun und nur äußerlich etwas verrostet, zeigen aber im übrigen die scharfen

¹⁾ GÜMBEL, Ostbayerisches Grenzgebirge. p. 465.

optischen Eigenschaften, die für das Phosphat so bezeichnend sind. v. VOITH¹⁾ erwähnt in seiner Beschreibung der Phosphate des Erzberges unter den verschiedenen Kristallformen des Amberger Kakoxens auch „tafelförmige vierseitige Prismen mit zwei bedeutend breiteren und zwei schmäleren Seitenflächen und meistens mehr oder weniger abgestumpften Seitenkanten bis zugeschärften Seitenflächen“, die unwillkürlich an die auch beim Beraunit beobachtete Ausbildungsform erinnern und es ist sehr wahrscheinlich, daß damals schon und wie es scheint häufiger, dieses Mineral vorlag.

In besonders schöner und charakteristischer Ausbildung fand sich der **Kraurit** im Maffeischacht der Grube Nitzelbuch, wo die Wandungen einer ziemlich großen Kluft des Erzkörpers mit den stalaktischen und nierenförmigen Bildungen des Mineralen ausgekleidet waren, oder sich das Phosphat in oft centimeterbreiten strahlig-kristallinen Bändern im Brauneisenstein abgelagert hatte. Derartige Stufen waren oberflächlich von rauher, drusiger Beschaffenheit, radialstrahlig-kristallinischer Struktur, dunkelgrüner Farbe und recht frisch aussehend, also makroskopisch bereits so gut charakterisiert, daß eine besondere Identifizierung eigentlich unnötig war. Auch unter dem Mikroskop war das Mineral von einheitlicher Beschaffenheit und zeigte alle charakteristischen Eigenschaften des Kraurites, besonders den ausgesprochenen Pleochroismus || zur Hauptzone lichtgelbbraun, ⊥ zur Hauptzone olivgrün-dunkelgrün. Nur hin und wieder wurden als Fortwachsung der radiaalfaserigen Strahlenbündel rötlich durchscheinende Partien beobachtet, die den charakteristischen Pleochroismus des Kraurites nicht mehr aufwiesen, wohl aber die Eigenschaften des Limonites zeigten.

Zwei Analysen, die ich dem Herrn Dr. SPENGLER (I) der geologischen Landesuntersuchung und Herrn cand. chem. HILLER (II) vom Universitätslaboratorium Erlangen verdanke, weisen verhältnismäßig weitgehende Differenzen auf, trotzdem das Analysenmaterial unter dem Mikroskop recht einheitlich war und nur hin und wieder kleine Partien des oben schon erwähnten Limonites, also Eisen nur in oxydischer Form, aufwies.

	I	II
Fe ₂ O ₃	44,95	55,89
FeO	19,74	6,69
P ₂ O ₅	26,21	21,70
H ₂ O bei 105	0,67	} 14,46
H ₂ O bei Rotglut	8,40	
Rückstand	—	0,37
	99,97	99,11

Der hohe Gehalt an Eisenoxydul fällt bei der einen Analyse besonders auf und er kann eine Erklärung nur in der Annahme finden, daß der Kraurit von Haus aus ein Ferro-Ferriphosphat ist, was die Aufstellung einer zuverlässigen Formel besonders erschwert.²⁾ Bei dem schönen und reichlichen Material, das zur Verfügung steht, soll die Frage nach der chemischen Zusammensetzung des Kraurites weiter verfolgt werden.

¹⁾ v. VOITH, ebenda S. 534.

²⁾ Vergl. hierüber auch DÖLTER, Handbuch der Mineralchemie. Bd. III p. 528.

Der Vollständigkeit halber möge hier noch angeführt werden, daß in der älteren Literatur¹⁾ ein Vorkommen von Kraurit zu Haidweiher bei Amberg bereits erwähnt ist. Belege desselben sind mir bis jetzt nicht zu Gesicht gekommen.

Wie in den Phosphatpegmatiten des Kreuzberges bei Pleystein und Hühnerkobels bei Zwiesel sind auch die Eisenoxydphosphate des Amberg-Auerbacher Erzkörpers meistens einer tiefgehenden Zersetzung anheimgefallen. Bereits beim Beraunit wurde kurz darauf hingewiesen; auch das Amberger Kakoxenvorkommen ist ein derartiges Umwandlungsprodukt. Die recht häufigen, vollständig verrosteten bandartigen Einlagerungen im Brauneisenstein der Grube Nitzelbuch mit ihrem ausgezeichnet erhaltenen radialstrahlig-blätterigen Gefüge deuten unzweifelhaft auf ehemals vorhandenen Kraurit und Beraunit hin und bei dem reichen und schönen Sammelmaterial, das mir zur Verfügung stand, waren denn auch an einigen Stücken durch die schon oben erwähnten prägnanten optischen Eigenschaften dieser beiden Mineralien tatsächlich verhältnismäßig noch recht frischer Kraurit und Beraunit nachzuweisen und ihre Umwandlung in das rostfarbene Eisenoxydhydrat in allen Übergangsstadien zu verfolgen. So gehen im Anfangsstadium der Zersetzung die dunkelgrünen strahligen Massen in lichtgrüne bis weißliche Aggregate über, die unter dem Mikroskope trübe erscheinen, nur mehr ganz schwach grünlich gefärbt sind und den Pleochroismus des Kraurites verloren haben. In ihrer chemischen Zusammensetzung (Analyse I) sind sie verhältnismäßig wenig vom Kraurit verschieden. Das rostfarbene Endprodukt der Zersetzung zeigt unter dem Mikroskop dagegen deutlich den Pleochroismus des Limonites (kristallisierten Brauneisensteines), orange-gelb-gelbbraun mit stärkster Absorption I zur Hauptzone, hellgelb II zur Hauptzone, Spaltbarkeit in der Faserrichtung und die sonstigen Eigenschaften, wie sie von WILLMANN²⁾ hierfür angegeben werden. In warmer verdünnter Schwefel- oder Salzsäure ist das Umwandlungsprodukt ziemlich leicht und vollständig, in warmer, verdünnter Salpetersäure nur sehr wenig löslich. Es enthält noch reichlich Phosphorsäure.

	I	II	III	IV	V	VI	
Fe ₂ O ₃	65,85	76,17	78,51	78,38	81,84	77,08	I. Grünlich-weißer zersetzter Kraurit; HILLER-Erlangen.
FeO	0,58	2,24	1,35	1,33	—	—	II. Brauneisenstein-Unterlage; HILLER-Erlangen.
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	0,44	—	III. Pseudomorphose, untere Lage; HILLER-Erlangen.
MnO ₂	—	—	—	—	—	4,22	IV. Pseudomorphose, obere Lage; HILLER-Erlangen.
P ₂ O ₅	20,11	3,47	4,61	5,66	4,03	4,60	V. Kakoxen; SCHÖBER, p. 290.
H ₂ O	13,61	12,11	13,72	14,20	12,50	12,70	VI. Eisenpecherz; SCHÖBER p. 280. Analyse Nr. 22.
Rückstand	0,20	3,86	0,26	0,37	0,30	0,92	
	100,35	97,85	98,45	99,94	99,11	99,52	

Von besonders charakteristischen Stücken, bei denen auf gelartigem, pechglänzendem Brauneisenstein das rostfarbene radialstrahlige Umwandlungsprodukt in Schichten aufsitzt, wurden von Herrn stud. chem. HILLER im Chem. Laboratorium der Universität Erlangen sowohl von der Erzunterlage wie von den Schichten in hilfsbereiter und dankenswertester Weise quantitative Analysen ausgeführt. Vergleicht man in obenstehender Zusammenstellung die Ergebnisse derselben mit der von SCHÖBER³⁾ ermittelten Zusammensetzung des Amberger Kakoxens und Eisenpech-

¹⁾ BESNARD, Die Mineralien Bayerns nach ihren Fundstätten. Augsburg 1854. S. 21.

²⁾ WILLMANN, Centralblatt f. Min. etc. 1921 S. 673—678.

³⁾ SCHÖBER, Untersuchung der Amberger Erze etc.

erzes, von denen letzteres an der Grenzschichte des Brauneisensteins und stark phosphorsäurehaltigen Siderites vorkommt, so zeigt sich eine auffallende Übereinstimmung.

Zweifellos handelt es sich in all diesen Fällen bei ähnlichen Umwandlungsprozessen um das gleiche Umwandlungsprodukt, um einen Limonit (kristallisierten Brauneisenstein), der noch reichliche Mengen Phosphorsäure des ursprünglichen Mineralen enthält. Bei den radialstrahligen Bildungen konnte letzteres einwandfrei als Kraurit oder Beraunit festgestellt werden. Es liegen also **Pseudomorphosen von Limonit nach diesen beiden Phosphaten** vor, wegen seines häufigeren Vorkommens wohl meistens diejenigen nach Kraurit. Ohne Zweifel ist daher auch das alte Vorkommen des Amberger Kakoxens als eine solche anzusprechen. Das

Eisenpecherz, das direkt am Weißerz liegt, wie die Erzunterlage der zersetzten Phosphatminerale enthalten naturgemäß mehr Phosphorsäure als der Brauneisenstein in den oberen Teufen des Lagers.

Von der Grube Nitzelbuch bei Auerbach ist mir ferner seit dem Jahre 1912 ein als Wavellit bezeichnetes Phosphat bekannt, das dort auf den Kluftwänden und in den Kavernen des bröcklichen, unedlen Brauneisenerzes vorkommt, entweder in büschelförmigen, scharf ausgebildeten, farblosen Nadeln oder in Form feinfilziger, kugeliger, weißer Aggregate, einzeln verstreut oder als zusammenhängender Überzug auf dem Erze. Sowohl die chemische wie die mikroskopische Untersuchung ergaben, daß hier keinesfalls Wavellit vorliegt. Die äußerst feinen, seidenglänzenden Nadeln waren ca. 2 mm lang und 0,02 mm dick.

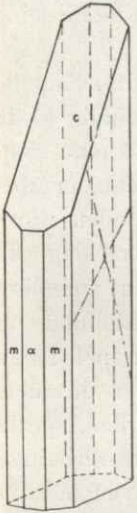


Fig 1

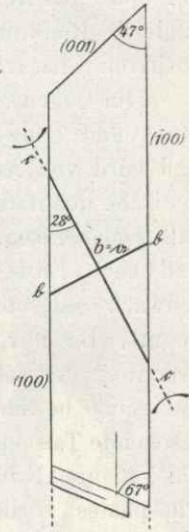


Fig 2

Trotz dieser geringen Dimensionen gelang es Herrn Dr. STEINMETZ, die Prismenzone direkt auf dem Goniometer auszumessen und die Neigung der schiefen Endfläche unter dem Mikroskop zu bestimmen, wofür ich ihm auch an dieser Stelle herzlichst Dank sage. Im Verein mit den sonstigen optischen Eigenschaften ist das Kristallsystem zu bestimmen als:

$$\text{monoklin prismatisch. } a : b = 0,969 : 1; \beta = 133^\circ.$$

Die Kombination der Kriställchen ist bei allen übereinstimmend die in obestehender Figur bezeichnete: In der Prismenzone ist $b \{010\}$ vorherrschend, $a \{100\}$ schmaler als $m \{110\}$, a oft auch fehlend; an dem einen ausgebildeten Ende sind die Kristalle von $c \{001\}$ schief begrenzt.

$$b : m = (010) : (110) = 54^\circ 40', \text{ Mittel aus 25 Einzelmessungen, teils sogen. Schimmermessungen, teils direkt eingestellte Reflexe.}$$

$$a : c = (100) : (001) = 47^\circ, \text{ gemessen, als ebener Winkel unter dem Mikroskop.}$$

Andere Flächen wurden nicht beobachtet, weshalb auch kein c -Wert angegeben werden kann.

Unter dem Mikroskop sind farblose, lange Nadeln mit scharf abgeschnittenen, schiefen Endflächen zu erkennen. Hauptsächlich an den abgebrochenen Kristallenden beobachtet man eine nicht sehr vollkommene Spaltbarkeit, deren Durchschnitt durch die Symmetrieebene 67° nach vorne gegen die c -Achse geneigt ist (Abb. 2);

in der Längsrichtung scheint noch eine zweite Spaltbarkeit vorzuliegen. Die optischen Eigenschaften des Mineralen waren bei seiner feinnadelig-filzigen Beschaffenheit zum Teil nicht ausreichend und in voller Schärfe zu bestimmen, doch genügen die Feststellungen vollauf zur sicheren Unterscheidung vom Wavellit.

Die Lichtbrechung liegt zwischen 1,58 und 1,63 (Zimmtalkohol und Schwefelkohlenstoff), ist also merklich höher als die des Wavellites mit 1,52. Die Doppelbrechung ist normal und erreicht einen Betrag von ca. 0,03. Der Charakter der Hauptzone ist positiv. Das Mineral ist zweiachsig mit mittlerem Achsenwinkel. Die Auslöschungsschiefe auf der Längsfläche (= Symmetrieebene) besitzt gegen die kristallographische c-Achse eine Neigung von ca. 28° nach vorne, entsprechend der Lage der optischen Achsenebene. Die kristallographische b-Achse (b) ist II. Bisektrix und zugleich Richtung der größten Elastizität (a); demnach weist das Mineral einen positiven Charakter auf (s. hierzu Abb. 2).

Im Gegensatz zu Wavellit ist das Phosphat in verdünnter Salzsäure, Salpetersäure und Schwefelsäure besonders in der Wärme leicht und vollständig löslich und wird von Alkalilauge nicht aufgeschlossen. Spezialreaktionen und eine systematische qualitative Analyse, die mit reinstem Material ausgeführt wurden, ergaben, daß weder Eisen, Tonerde, Mangan, Magnesium noch Kalzium vorhanden waren, und nach Entfernung der Phosphorsäure wurde im Ammoniakniederschlag eine schwach gefärbte Base erhalten, die nicht den gewöhnlichen Erden zugehören konnte. Da mir Erfahrung und Hilfsmittel zur zuverlässigen Feststellung und Trennung der seltenen Erden fehlten, bat ich Herrn Prof. Dr. HENRICH in Erlangen um seine bewährte Mitarbeit und schon nach kurzer Zeit konnte er die überraschende Tatsache konstatieren, daß es sich hier tatsächlich um Edelerden, speziell um Yttrium, Erbium und Gefolge handelt, die in Form eines neuen, wasserhaltigen Phosphates vorliegen. Nach der von ihm durchgeführten quantitativen Analyse hat dasselbe folgende Zusammensetzung:

Edelerden	52,47 %
P_2O_5	30,20 "
Fe_2O_3	0,24 "
Säureunlösliches	0,88 "
Glühverlust	16,42 "
	<hr/>
	99,71 %

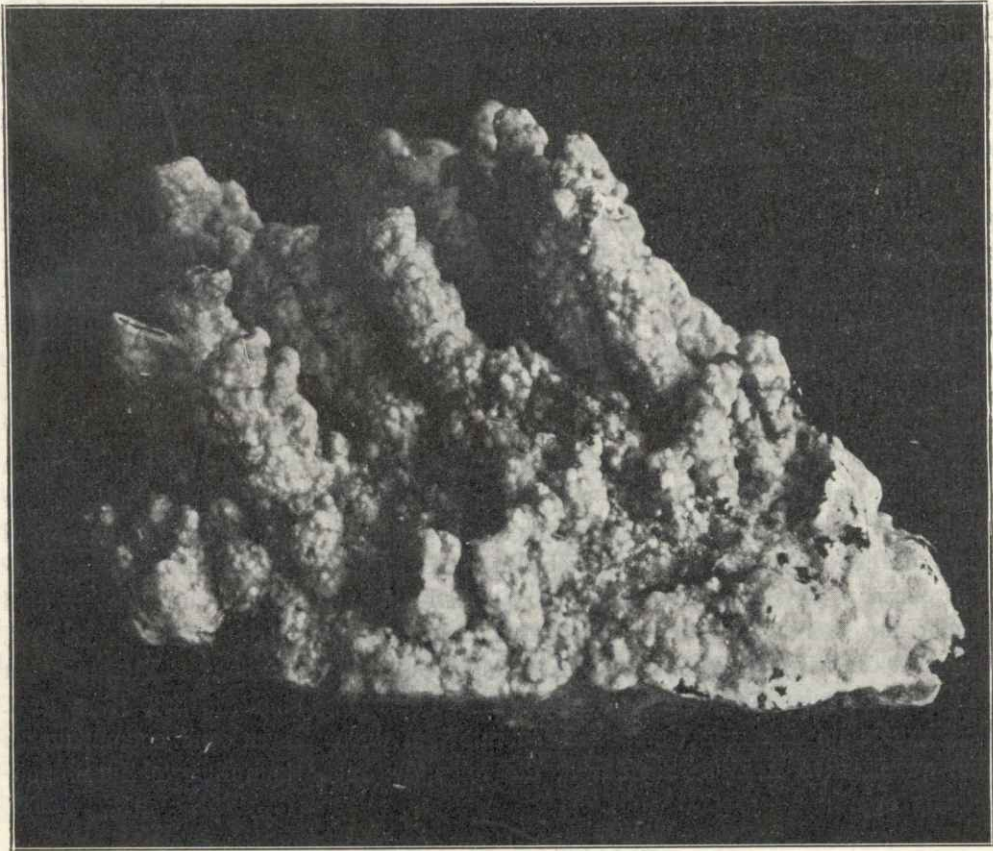
Das mittlere Atomgewicht des Gemisches der Edelerden wurde bisher zu 101,9 gefunden. Daraus sind für die Formel $XPO_4 \cdot 2H_2O$

	Berechnet:	Gefunden:
X_2O_3 (Edelerden)	54,04	52,47 %
P_2O_5	30,40	30,20 "
H_2O (Glühverlust)	15,47	16,42 "

Außer den Hauptbestandteilen Y_2O_3 und Er_2O_3 , die nach den bisherigen, allerdings noch unzulänglichen Feststellungen, im Mineral im ungefähren Verhältnis von 78,83% Y_2O_3 zu 21,27% Er_2O_3 enthalten sind, ergaben sich noch Anzeichen für die Anwesenheit von Terbium. Weitere Analysen und Atomgewichtsbestimmungen ermöglichen hoffentlich noch die an der Zusammensetzung beteiligten Edelerden restlos festzustellen und die Formel endgültig zu erhärten. Jedenfalls ist aus den bisherigen Daten schon ersichtlich, daß das neue Phosphat die verhältnismäßig einfache Zusammensetzung (Y, Er, etc.) $PO_4 \cdot 2H_2O$ besitzt.

Die Bearbeitung der durch die Auffindung dieses interessanten Minerals angeregten chemischen Fragen hat Herr Prof. Dr. HENRICH nach allen Richtungen hin weiter verfolgt und darüber in den einschlägigen Fachzeitschriften berichtet.¹⁾

Zum dauernden und dankbaren Gedenken an den so früh heimgegangenen Petrographen und Mineralogen der Münchner Universität, Herrn Prof. Dr. ERNST WEINSCHENK, dem die Kenntnis unserer bayerischen Minerallagerstätten so ungemein viel verdankt und der auch mir stets der selbstloseste Förderer meiner Bestrebungen war, benenne ich dieses neue Phosphat „Weinschenkit“.



Phot. Dr. KNAUER.

Der Weinschenkit ist keine alltägliche Erscheinung, sondern war bis jetzt nur ein Gelegenheitsfund, der, als er einmal in etwas größerem Umfange auftrat, leider unerkant in alle Welt verstreut oder, da seine blendend weißen Inkrustierungen des stalaktitischen Brauneisensteines einer gewissen reizvollen Wirkung nicht entbehrten, auch zu Weihnachtskrippen verwendet wurde. An eine industrielle Verwertung des Minerals ist vorerst nicht zu denken, da es zur Zeit eine Seltenheit ist. Die Möglichkeit aber, daß es gelegentlich wieder in größeren Mengen auftritt, liegt vor. Dann würde der Weinschenkit wegen seiner verhältnismäßig leichten Verarbeitbarkeit das gegebene Ausgangsmaterial zur präparativen Herstellung der Yttrium- und Erbiumverbindungen bilden. Immerhin aber darf er als erstmaliges

¹⁾ HENRICH, Zeitschrift für Edel-Erden und Erze II (1921), 181; Berichte der deutsch. chem. Gesellschaft 55 (1922), 3013—3021.

Vorkommen von seltenen Erden innerhalb Bayern ein gewisses Interesse beanspruchen. Mir gab er außerdem Veranlassung, diesem merkwürdigen Vorkommen von Edelerden in den Amberg-Auerbacher Erzkörpern weiterhin nachzugehen, besonders als mir Herr Bergrat DYCK-Schwandorf eine am Amberger Erzberge im Jahre 1913/14 aufgefundene und für Apatit gehaltene Stufe zur Untersuchung überließ. Auch dieses Mineral sitzt auf zerfressenem, aber noch kompaktem Erz entweder in kristallinisch-stalaktitischen oder kleinwarzig-radialstrahligen Massen von milchweißer Farbe. Die mikroskopische und chemische Prüfung ergab, daß weder Apatit, Wavellit noch Weinschenkit vorliegt. Unter dem Mikroskop zeigt sich ein Haufwerk von radiaalfaserigen Partien, die an einen ursprünglich gelartigen Zustand erinnern. Bei einem zweiten, neuesten Fund vom Herbst 1922 aber sitzt das Mineral in kristallinen Aggregaten als jüngste Bildung auf dem Wavellit, wodurch es möglich war, die charakteristischen Eigenschaften verhältnismäßig vollständig und einwandfrei zu bestimmen.

Das Mineral ist farblos, in dicken Schichten undurchsichtig weiß. Es zeigt prismatische Entwicklung und zwar nach einem trigonalen Prisma, eine ausgezeichnete Spaltbarkeit nach der Basisfläche, weshalb es gelingt, Spaltblättchen von trigonalem Umriß zu erhalten, auf denen mit Ölimmersion ein einachsiges Achsenbild mit + Charakter beobachtet werden kann. Charakter der Hauptzone +; Auslöschung entsprechend dem trigonalen Habitus der Kristalle: gerade. Das Verhältnis der Breite zur Länge eines derartigen Prismas wurde zu 2:5—6 μ gemessen. Die Doppelbrechung ist ca. 0,015; die Lichtbrechung liegt zwischen 1,627 und 1,655 (Schwefelkohlenstoff und Bromnaphthalin), so daß es sich unter dem Mikroskop scharf vom Wavellit mit einer Lichtbrechung von 1,526 abhebt. In verdünnter und konzentrierter Salz- oder Salpetersäure, auch heißer, ist es so gut wie unlöslich; ebenso verhält es sich gegen Alkali. Nur in heißer konzentrierter Schwefelsäure löst es sich auf. Durch Spezialreaktionen wurde zum Unterschied vom Weinschenkit Tonerde nachgewiesen und auch hier konstatierte Herr Prof. Dr. HENRICH wieder die Anwesenheit von Edelerden, speziell von Yttrium. Mit den bescheidenen Substanzmengen, die zur Verfügung standen, ließ Herr Prof. Dr. HENRICH im Erlanger Universitätslaboratorium durch Herrn cand. chem. KIEFFER eine quantitative Analyse ausführen, die folgende, recht komplizierte Zusammensetzung ergab:

Al_2O_3	28,18 %
Edelerden	1,02 „
Fe_2O_3	5,79 „
CaO	16,86 „
BaO	0,67 „
P_2O_5	30,10 „
H_2O	18,76 „
	<hr/>
	101,38 %

In den Edelerden sind wieder Yttrium und Erbium nachgewiesen. Die schwere Beschaffung des Materiales, das immer nur in kleinen Partien vereinzelt auftritt, gestattet vorerst nicht, die gewiß noch unsichere Zusammensetzung des Mineralis durch weitere Analysen zu klären. Selbstverständlich sind wir bemüht bei nächster bester Gelegenheit diese Lücke auszufüllen.

An Hand der gegebenen Charakteristik war es ein Leichtes, an den alten Beständen des Amberger Wavellitvorkommens, die mir in ziemlichem Umfange als Untersuchungsmaterial zur Verfügung standen, zu konstatieren, daß neben dem

eigentlichen Wavellit sich auch noch dieses neue Mineral vorfindet und auch hier als jüngste Bildung auf diesem sitzt. Es sind kleine kristallinisch-strahlige Warzen von trüber, milchweißer Farbe, manchmal etwas zerfressen aussehend, aber mit den sonstigen optischen und chemischen Eigenschaften des neuen Phosphates; das einmal geübte Auge kann diese Warzen leicht von dem Wavellit unterscheiden. Immerhin aber liegt eine gewisse Ähnlichkeit mit diesem vor und so möge aus diesem Grunde das neue Phosphat als „Pseudowavellit“ bezeichnet werden. Zweifellos war dieses, heute so seltene Mineral in den oberen Teufen des Amberger Erzkörpers ehemals ziemlich verbreitet. Zur Zeit kommt es nicht vor.

Die Reichhaltigkeit der Amberg-Auerbacher Erzkörper an Phosphatmineralien wie sie in den hier beschriebenen Vorkommnissen hervortritt, erinnert in mancher Hinsicht an die Mineralführung der Phosphatpegmatite des Oberpfälzer und Bayerischen Waldes. Während aber dort neben den kristallographisch schlecht entwickelten, aber massig vorkommenden, wasserfreien, primären Pegmatitphosphaten, wie Triplit, Triphylin, Triploidit und Fluormanganapatit noch in auffallend schöner Ausbildung und großer Mannigfaltigkeit die wasserhaltigen, sekundären Bildungen wie Strengit, Phosphosiderit, Phosphophyllit, Kraurit, Vivianit, Beraunit, Kakoxen etc. scharf hervortreten, die zweifellos durch thermale Prozesse aus den ersteren entstanden sind, findet sich hier ausschließlich ein Teil derselben wasserhaltigen Eisenphosphate (Vivianit, Kraurit, Beraunit, Kakoxen) und zwar ebenfalls als sekundäre Bildungen wieder, daneben noch diejenigen der Tonerde, des Kalkes und der seltenen Erden. Weist daher die Mineralführung mit den thermalen Bildungen der Phosphatpegmatite eine gewisse Ähnlichkeit auf, so ist die Entstehung der Phosphatmineralien der genannten Erzkörper zweifelsohne auf einen ganz anderen Bildungsprozeß zurückzuführen. Es liegt ja nahe, die Entstehung dieser Neubildungen mit den überlagernden Phosphoriten in Zusammenhang zu bringen und diese als Spender der Phosphorsäure anzusehen. Doch davon kann keine Rede sein. Denn wie wäre es sonst möglich gewesen, daß gerade im Auerbacher Bergrevier, wo die überlagernden Phosphorite gänzlich fehlen, sich diese Mineralien in so reicher Fülle und Vielseitigkeit bilden konnten. Ich betrachte daher das Amberger Phosphoritvorkommen mehr als eine Zufallserscheinung, die mit den Phosphatneubildungen der Erzkörper in keinem ursächlichen Zusammenhang steht.

Die oberen und obersten Teufen der Erzkörper sind Brauneisenstein und als solche weiter nichts als der eiserne Hut der Lagerstätte, die ursprünglich aus dichtem Spateisen (Weißerz) bestand, der heute noch im Liegenden angetroffen und auch abgebaut wird. Übereinstimmend wurde von allen Autoren hervorgehoben — und ich kann diese Beobachtung bei den neuesten Vorkommnissen nur bestätigen —, daß sich die Phosphate auf Klüften und Spalten des bröckeligen Brauneisenerzes und zwar ausschließlich in den obersten Lagen der Erzkörper finden. In den großen Teufen und im Liegenden, wo der Spateisenstein ansteht, hat man dieselben nie beobachtet. Zweifellos liegen hier also Hutbildungen vor, deren Entstehung auf die Tätigkeit vadoser Wässer zurückzuführen ist.

Dies trifft auch bei dem Vivianit zu, der unter genau den gleichen Verhältnissen wie die übrigen Phosphate vorkommt, und damit ist auch die Vermutung von GÜMBEL,¹⁾ wonach sich dieses Mineral ausschließlich im alten Mann auf Grubenholz und unter dessen reduzierenden Einfluß gebildet hätte, hinfällig geworden.

¹⁾ GÜMBEL, Ostbayerisches Grenzgebirge, 465.

Über die Herkunft der Phosphorsäure all dieser Neubildungen kann wohl kein Zweifel bestehen, denn sie ist als solche in den Erzlagern weit verbreitet. Bereits SCHÖBER¹⁾ hat nachgewiesen, daß die Amberger Brauneisenerze 0,5—2,0%, die Siderite auffallend viel mehr, sogar bis zu 4,0% Phosphorsäure (P_2O_5) enthalten und diese Feststellung wird durch die neueren Analysen der Amberger Erze, die mir Herr Bergmeister PINSL in liebenswürdigster Weise zur Verfügung stellte, nur bestätigt. Nach denselben beträgt der Mittelgehalt der Brauneisenerze ziemlich regelmäßig 1,56%, derjenige des Weißerzes ungefähr 4,4% Phosphorsäure (P_2O_5). Ähnlich, wenn auch nicht so auffällig, liegen die Verhältnisse bei den Auerbacher Erzen, wie die mir in dankenswertester Weise von der Eisenwerksgesellschaft Maximilianshütte in Rosenberg überlassenen Analysen dartun. Darnach enthalten die Auerbacher Brauneisenerze 2,20%, der Spateisenstein 2,72% P_2O_5 im Durchschnitt.

Das primäre Material der Amberg-Auerbacher Erzkörper ist, wie oben bereits erwähnt, ein stark phosphorsäurehaltiger Spateisenstein. Zweifellos ist er das Produkt thermaler Tätigkeit, die sich auf der Amberg-Auerbacher Verwerfungsspalte auswirkte, eine Anschauung, die schon von GÜMBEL,²⁾ KOHLER³⁾ und ROTHPLETZ⁴⁾ ausgesprochen wurde und die ich nur bestätigen kann. Die Phosphorsäure war also bereits ursprünglich vorhanden, sie begann zu zirkulieren in dem Maß, als unter der Einwirkung vadoser Wässer sich die Bildung des Brauneisenerzes, die Hutbildung, vollzog und hatte so reichlich Gelegenheit zur Bildung der verschiedenen wasserhaltigen Phosphate, die sich dann auch auf Spalten und Klüften in den oberen Teufen der Erzkörper allenthalben als Neubildungen absetzten. Auffallend und nach ihrer Herkunft bis jetzt unerklärlich ist die unerwartete Anreicherung von seltenen Erden, speziell von Yttrium mit Gefolge, das sich bei seiner ausgesprochenen Verwandtschaft zur Phosphorsäure auch hier als Phosphat konzentrierte. Das schon bekannte wasserfreie Yttriumphosphat, den Ytterspat, wie auch die übrigen Mineralien des Yttriums hat man bisher allerdings auf ganz anders gearteter Lagerstätte als primäre Pegmatitminerale in den Granitpegmatiten von Schweden, Norwegen und Nordamerika angetroffen, während im vorliegenden Falle ein wasserhaltiges Yttriumphosphat als vadose Bildung im eisernen Hut einer Erzlagerstätte auftritt. Es ist anzunehmen, daß die Edelerden sich in irgend einer Form bereits im ursprünglichen Erz, dem Spateisenstein, vorfinden und trotz ihrer sicherlich nur spurenhafte Menge bei der Hutbildung durch die Phosphorsäure fixiert werden. Hoffentlich gelingt es für Zusammenhang und Herkunft dieses merkwürdigen Vorkommens von Edelerden noch beweiskräftige Beobachtungen zu machen.

¹⁾ SCHÖBER, Bayer. Industrie- u. Gewerbeblatt XIII (1881) S. 278 u. 285.

²⁾ GÜMBEL, Ostbayer. Grenzgebirge S. 707 und Fränkische Alb S. 406.

³⁾ KOHLER, Die Amberger Erzlagerstätten, Geognost. Jahreshfte XV (1902) S. 44 u. f.

⁴⁾ ROTHPLETZ, Über die Amberger Erzformation. Zeitschr. f. prakt. Geologie XXI (1913) S. 260.

Der Flysch im Gebiete des Schliersees.

Von

K. Boden.

(Mit 1 geologischen Karte und 1 Tafelbeilage.)

Im Anschluß an die Untersuchungen am Nordalpenrande bei Marienstein sollte im Schlierseer Flysch zunächst lediglich nach dem Vorkommen der in den oberbayerischen Alpen bisher unbekanntem fremdartigen Gesteinen geforscht werden, die westlich vom Tegernsee als Schubfazeten an der Grenze von Flysch und helvetischer Kreide angetroffen waren. (Geologische Beobachtungen am Nordrande des Tegernseer Flysches. Geogn. Jahresh. 1920, XXXIII. Jahrg. München 1921.)

Außerdem bezweckt die Spezialaufnahme eine genauere Festlegung der tektonischen und stratigraphischen Verhältnisse des Flysches, sowie eine für die Deutung des Auftretens und der Herkunft der Brekzien erforderliche Klärung der Beziehungen des Flysches zur helvetischen Kreide. — Die Stellung der Flyschzone zum alpinen Vorlande und zu dem kalkalpinen Gebiete soll an anderer Stelle erörtert werden, sobald auch die Kartierung der Flyschzone zwischen dem Tegernsee und dem Murnauer Moos, die schon im wesentlichen fertig vorliegt, zum Abschluß gelangt ist.

Mit der Untersuchung des Flysch-Kreidegebietes um den Schliersee waren bereits mehrere Forscher beschäftigt, deren Arbeiten die Aufnahmen ganz wesentlich erleichtert haben.

Zunächst greift in das Gebiet die Kartierung des Tegernseer Flysches durch W. FINK¹⁾ hinein, dessen Arbeit überhaupt die Grundlage für alle weiteren Flyschforschungen in Oberbayern bildet.

Ferner war durch DACQUÉ²⁾ eine erhebliche Vorarbeit durch die genaue Kartierung der südlichen Flyschgrenze mit den Vorkommen der Konglomerate bereits geleistet. Auch die Ausscheidung der roten Flyschletten lieferte manchen Hinweis bei der Aufsuchung der Grenzen zwischen Kieselkalk- und Sandsteinflysch. (Die südliche Flyschgrenze und auch zum Teil die Grenzen gegen die Überdeckung wurden von der Karte DACQUÉs übernommen.) Die von IMKELLER durchgeführte Stratigraphie der helvetischen Kreide bildet ein bereits abgeschlossenes Kapitel.³⁾

¹⁾ Der Flysch im Tegernseer Gebiet mit spez. Berücksichtigung d. Erdölvorkommens. Geogn. Jahresh. XVI. Jahrg. 1903.

²⁾ Geol. Aufnahme des Gebietes um den Schliersee und Spitzingsee in den oberbayerischen Alpen. Landeskundl. Forschungen, herausgegeben von der Geographischen Gesellschaft in München. Heft 15. München 1912.

³⁾ Die Kreideablagerungen im Leitzach-Tal. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Jahrg. 1900. Briefl. Mitt. S. 380. — Helvetische Kreide im Schlierseegebiet s. DACQUÉ: Geol. Aufn. d. Gebietes um den Schliersee etc. S. 34—42.

Zuletzt hat sich HAHN¹⁾ mit dem Gebiete beschäftigt, dessen Betrachtungen die Flyschtektonik und besonders die Ansichten über das Verhältnis des Flysches zur helvetischen Kreide in neue Bahnen gelenkt hat.

Bei der Untersuchung der fremdartigen Gesteinsblöcke fand ich wiederum die weitgehendste Unterstützung im petrographischen Institut durch Herrn Professor WEINSCHENK und Herrn Dr. HELM, wofür ich an dieser Stelle nochmals meinen besten Dank zum Ausdruck bringe. Herrn Dr. IMKELLER danke ich für mehrfache Anregungen über die von ihm eingehend durchforschten Schlierseer Berge, sowie für die Überlassung von Gesteinsmaterial aus diesem Gebiet. Ebenso möchte ich Herrn Professor BROILI bestens danken für das den Arbeiten entgegengebrachte Interesse und für die Gewährung von Urlaub, ohne den die Fertigstellung der Aufnahmen, die im Frühjahr und Sommer 1920 ausgeführt wurden, unmöglich gewesen wäre.

Herrn Oberbergdirektor Dr. REIS fühle ich mich zu Dank verpflichtet für die Aufnahme der Arbeit in die Geognostischen Jahreshefte und insbesondere für die Ausführung der geologischen Karte in farbigem Drucke. Da die Arbeit schon vor länger als einem Jahre der Redaktion der Geognostischen Jahreshefte druckfertig übergeben war, konnten folgende inzwischen erschienene Publikationen, die auf das Gebiet Bezug nehmen, nicht mehr berücksichtigt werden: MAX RICHTER, Die nordalpine Flyschzone zwischen Vorarlberg und Salzburg. Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal. 1922, S. 242—255. — O. M. REIS, Nachträge zur geologischen Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf I. Teil. Geogn. Jahresh. 1920, XXXIII. Jahrg., S. 203—232. II. Teil ebenda 1921, XXXIV. Jahrg., S. 223—244. — Auch die Drucklegung der später niedergeschriebenen Arbeit des Verfassers: Tektonische Fragen im oberbayerischen Voralpengebiet, Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal. 1922, S. 372—408, ist zuvor erfolgt.

I. Die Tektonik der Flyschzone.

a) Der Flysch zwischen dem Tegernsee und dem Schliersee.

Der westliche Abschnitt dieses Gebietes ist bereits von FINK bearbeitet, dessen richtige Kartierung und zutreffende Beschreibung der beiden Flyschgruppen leicht festgestellt werden kann.

Vorwiegend ist hier die Flyschzone von der Kieselkalkgruppe aufgebaut. Lediglich bei St. Quirin findet sich Sandsteinflysch, der durch eine am Westabhang der Neureut verlaufenden Querstörung nach Norden verschoben ist und mit südlichem Fallen die helvetische Kreide begrenzt. Westlich vom Ostiner Berg findet der Sandsteinzug an einer weiteren Querstörung sein Ende und die Kieselkalke stoßen bis zur Kreide vor. Im unteren Aalbach liegt eine zweite Sandsteinmulde, die an einer erheblichen Querstörung (Aalbach-Sprung) bis zur Gindelalpe nach Norden verschoben ist. (Der Flysch im Tegernseer Gebiet l. c. S. 93—98 u. S. 101.)

Noch mehr überwiegen im östlichen Abschnitt die Kieselkalke. Südlich der Kreide wird der Rainer-Berg und dessen ganzer Südostabfall von dieser Stufe aufgebaut, die weiter südlich im Stadeltal, Tufttal und Hofgraben überall an die Kalkalpen herantritt.

¹⁾ Einige Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 64. Jahrg. 1912. Mon.-Ber. Nr. 11. — Weitere Beob. i. d. Flyschzone Südbayerns. 2. Zusammensetzung und Bau im Umkreis und Untergrund des Murnauer Mooses. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 66. Jahrg. 1914. Mon.-Ber. Nr. 1.

Lediglich im oberen Gschwandgraben erscheinen nochmals Sandsteine mehrfach in Verknüpfung mit roten Letten. An zwei Parallelwegen sind dieselben zu erkennen. Besser aufgeschlossen finden sie sich jedoch in den Quellbächen des Gschwandgrabens. Der Sandsteinzug bildet einen schmalen Streifen, der mit westnordwestlichem Streichen am Ostabhang des Auerberges zu verfolgen ist, gegen den vollständig aus Kieselkalken aufgebautem Grat des Auerberges in seiner ganzen Breite jedoch verschwindet. Diese Auerberg-Mulde ist als die an einer dem Aalbach-Sprung parallel verlaufenden Nordnordost-Störung nach Norden verschobene Fortsetzung der Gindelalm-Mulde aufzufassen. Das Vordringen der Kalkalpen an der Aalbach- und Soldaten-Alpe ist durch eine Querstörung bedingt, welche die südsüdwestliche Fortsetzung der Störung im Flysch des Auerberges bildet. Die Aalbach-Mulde dringt also an zwei Nordnordost-Störungen staffelförmig gegen Norden vor.

Da diesüdlich an die Auerberg-Mulde angrenzenden Kieselkalke bei Westnordwest-Streichen nördlich einfallen, so ergibt sich zu den im unteren Gschwandbach, im Schilchental und Breitenbach östlich Au überall südlich geneigten Kieselkalken eine Sattelbeziehung. Dieser Sattel ist auch südlich Krainsberg im Breitenbach am Wege erschlossen. Steiles südliches Fallen, das zuweilen in saigere Schichtstellung übergeht, besitzen auch die Schichten der Kieselkalkstufe im Stadeltal und im Hofgraben. An die Kalkalpen schließt sich somit ein gleichförmiges Kieselkalkgewölbe mit schmalen Nordflügel und breitem Südschenkel, in dem keinerlei weitere Spezialfaltung beobachtet wurde. —

Von großer Wichtigkeit sind nun die Beziehungen des unter den Flysch eintauchenden Kreidezuges zum Faltenbau des Flysches.

Zwischen dem Breitenbach und dem Ostiner Berg, am Rainer-Berg, am Nordabhang vom Auer-Berg nördlich der Kothalpe wird die Südgrenze der helvetischen Kreide überall von Flysch-Kieselkalk begleitet. Der vom Rainer-Berg gegen Krainsberg herunterziehende Graben verläuft gerade auf der Grenze. Kontakte sind jedoch in dem durch breite Schuttmassen ausgefüllten Graben nirgend festzustellen, da alle Aufschlüsse im Bachbett fehlen. Nur auf der Kurve 870 stehen weiche Kreidemergel am Bachrande an. Erst im obersten Teil des Grabens, in dem die beiden Talhänge näher zusammentreten, grenzen saigere plattige Seewenkalke mit steilstehender Fläche an die Kieselkalke.

Die Nordgrenze der Kreide liegt ebenfalls in einem tief eingeschnittenen Graben, der von der Nordostkuppe des Rainer-Berges nach Breitenbach hinunterführt. Am rechten Talhang dieses Grabens bilden die massigen Kalke der unteren Kreide steile Abstürze und heben sich durch ihre schroffen Formen und ihre hellere Färbung scharf aus den umgebenden Flyschgesteinen heraus. Am linken Hang erscheint dagegen ein schmaler Streifen Sandsteinflysch, der oberhalb der Breitenbach-Mühle etwa an der Waldgrenze auskeilt, so daß Kieselkalk deutlich sichtbar an die Kreide herantritt. Roter Flyschletten findet sich an dem Wege nach Streng in schmalen Ausbissen, offenbar eingelagert im Kieselkalk, jedoch nahe der Sandsteingrenze. An der Nordostkuppe des Rainer-Berges stoßen Sandsteinflysch und Kreide an einer Querstörung zusammen, die sich zwischen beiden Formationen auch morphologisch schwach hervorhebt und in ihrem südöstlichen Fortstreichen den Steilhang der Nordostkuppe des Rainer-Berges bedingt. An der Querstörung nach Norden verschoben erscheint der Sandsteinzug in größerer Breite wieder. Günstige Aufschlüsse zeigt der zum Punkt 935 am Abwinkel-Berg herunterführende Weg. Die Sandsteine grenzen hier im Süden an glaukonitische Kreidekalke, während nördlich in

breitem Ausbiß die roten Letten anstehen und in normaler Lagerung Kieselkalke folgen, die den ganzen Abwinkel-Berg aufbauen und an dessen Nordrande im Bachbett mit 45° südlich einfallen. Auch an dem nach Nordwesten führenden Wege sind die Flyschsandsteine etwas verschmälert vorhanden und ebenso die anschließenden Kieselkalke, die mit südlichem Fallen an der Wegebiegung in Erscheinung treten. Wiederum folgt eine Querstörung, welche die nördliche Kreidengrenze nach Norden verlagert. Aber auch hier läßt sich die Fortsetzung der Flyschsandsteine nachweisen, die am linken Bachrande in längerem Aufschluß anstehen und im Süden an Seewenmergel grenzen, während im Norden grüne quarzitishe Gesteine der Kieselkalkgruppe folgen.

Am Nordabhang vom Rainer-Berg besteht der Kreidezug aus Felsmassen und Mauern bildenden harten Gault- und Aptiengesteinen sowie aus den weicheren Seewenschichten, die wirt durcheinandergelagert als fremdartige Gebilde den Flysch durchziehen.

Das Bachbett, welches am Punkt 839 vorbeiführt, ist von breiten Schuttmassen begleitet. Zu beiden Seiten derselben stehen am steileren Gehänge oberhalb der 900 Kurve Kieselkalke an, die nördliche Kreidengrenze gegen den Flysch ist jedoch von Schutt überdeckt. Im obersten Teil des linken Bacharmes findet sich ein etwa 50 m hoher Kreideaufschluß, dessen untere Hälfte aus Gault und dessen oberer Teil aus Seewenschichten besteht, die zu unterst grau und höher hinauf lebhaft rot gefärbt sind. Die Kreide bildet einen Steilhang über dem flach geneigte sumpfige Wiesen mit Kieselkalkbrocken folgen, an die sich ein stärker geböschter Kieselkalkhang anschließt.

Am östlichen Gschwendtner-Berg ist die nördliche Flyschkreidengrenze ebenfalls vollständig von Schutt verhüllt, während im Süden gut erkennbar die Seewenschichten an den Kieselkalk herantreten. Auch am westlichen Gschwendtner-Berg stößt die obere Kreide im Süden an die zum Teil Steilhänge bildenden Kieselkalke. An dem Wege, welcher den Gschwendtner-Berg in nordöstlicher Richtung durchzieht, schließt die Kreide im Norden mit dem Gault ab, der an einen schmalen Streifen Sandsteinflysch grenzt. Dieser letztere, der die Fortsetzung des die Kreide im Norden begleitenden Sandsteinzuges am Abwinkel-Berg bildet, verbreitert sich gegen Westen und ist an dem von der Gindelalpe nach Rettenbeck führenden Wege sowie an den Talgehängen mehrfach aufgeschlossen. Südlich folgt nur ein schmaler Streifen Seewenschichten und dann Kieselkalk, der den ganzen Nordabfall vom Auer-Berg einnimmt und bis zur Gindelalpe hinaufreicht. Im Norden endigt der Sandsteinzug an dem erwähnten Wege mit einer Brekzienbank (vgl. stratigraphischer Teil S. 227) und dann folgen Kieselkalke, in denen Schollen von Seewenmergeln und einzelne Gaultblöcke eingeschaltet sind. Weiter gegen Rettenbeck zu stellen sich nochmals Sandsteine ein, die auch von FINK bereits kartiert wurden, und dann folgt Molasse, welche die Höhe 931 aufbaut.

Der Abwinkel- und Gschwendtner-Berg bilden im Norden einen etwa auf der Kurve 900 endigenden Steilabfall. Mit scharfem Geländeknick breitet sich davor ein welliges sanft nördlich abfallendes Gebiet aus, in dem fast nur Kieselkalkschutt und nördlich vom Abwinkel-Berg diluviale Ablagerungen beobachtet wurden. Am Abwinkel-Berg treten jedoch nördlich der Zahl 935 am Gehänge überall glimmerreiche Sandsteinbrocken aus, die auf anstehenden Flyschsandstein schließen lassen. Ein weiteres Sandsteinvorkommen liegt nördlich vom Gschwendtner-Berg im Südosten von Rettenbeck bei einem Heustadel. Diese beiden Vorkommnisse vereinigen

sich mit demjenigen südlich von Rettenbeck zu einer weiteren Sandsteinmulde. Westlich vom Schliersee bis zum Ostiner Berg wird also der helvetische Kreidezug überall im Süden von Kieselkalk begrenzt, während sich im Norden kontinuierlich zunächst ein Sandsteinzug anschließt, auf den wiederum Kieselkalk im Norden folgt, und dann nochmals eine zumeist von Schutt verhüllte Sandsteinzone.

Die Kreide baut sich aus Aptien, Gault und Seewenschichten auf, die außerordentlich eng miteinander verfaultet und durch Brüche zerstückelt sind, so daß ein wirres Durcheinander der einzelnen Stufen entsteht und die beiden Flyschgruppen sowohl mit den Seewenschichten wie auch mit den Stufen der unteren Kreide in Berührung treten.

Westlich des Weges Gindelalpe—Rettenbeck finden sich nun ganz auffallende Veränderungen in den Lagerungsverhältnissen der Schichten. Die am Gschwendner-Berg auf einen schmalen Zug zusammengeschrumpfte Kreide erscheint im rechten Arm des Eckenbaches als 600 m breite Zone, die im Bächbett als stark tektonisch beeinflusste außerordentlich verquetschte und verfaultete rote und graue Seewenkalke und Mergel bis über den Weg zur Kothalpe hinauf zu verfolgen sind und oberhalb des Weges an die Kieselkalkgruppe grenzen, bei deren Zusammensetzung grüne, graue und schwarze Quarzite stark vorwalten. Im linken Arm des Eckenbaches findet sich die Kreide auch mit den tieferen Stufen in derselben Ausdehnung und setzt sich gegen Westen, an Breite zunehmend, in die Gebiete des Oeder-Kogels und Gaßler-Berges fort, von denen eine genaue Kartierung bereits auf der Fink'schen Karte von IMKELLER durchgeführt ist.

Im Norden schließt sich Flysch-Kieselkalk an die Kreide des Eckenbaches. Die Fortsetzung des Sandsteinzuges vom Gschwendtner-Berg sucht man hier vergeblich. — Diese Unregelmäßigkeit im Schichtenbau östlich des Eckenbaches ist durch eine Querstörung bedingt, welche die nach Norden verbogene Fortsetzung des Aalbach-Sprunges bildet.

Der am Nordrand der Kreide zwischen Breitenbach und dem Gschwendtner-Berg nachgewiesene, westlich der Störung verschwundene Sandsteinzug ist in Beziehung zu bringen mit der Sandsteinmulde, die bei St. Quirin und am Nordabhang der Neureut die Kreide im Süden begleitet und am Ostiner Berg endigt. Der eng zusammengepreßte Kreidezug wird also von den Flyschfalten überkreuzt.

b) Der Flysch zwischen Schliersee und dem Leitzach-Tal.

Auch im Osten des Schliersees schließt sich an die Kalkalpen ein breiter Streifen Kieselkalkflysch, welcher den Rohnberg im wesentlichen aufbaut. Im oberen Leitnergraben wurden steile südliche und stellenweise saigere Schichtstellungen beobachtet. In derselben Richtung mit flacherem Fallwinkel von 20—45° sind auch die Schichten südöstlich von Ober-Leiten und im unteren und mittleren Teil des von dort zum Punkt 1086 führenden Grabens geneigt. Dieselben südlichen Fallwinkel zeigen auch die isolierten Kieselkalkvorkommen am Ostufer des Schliersees sowie dasjenige südlich von diesem Gehöft. An dieses letztere schließt sich nördlich — also innerhalb des Flyschbereiches — eine kleine Scholle von Aptychenkalk, die als kurze Überstülpung kalkalpiner Gesteine über die Flyschsüdgrenze anzusehen ist (vgl. HAHN: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 64, Jahrg. 1912, M. 11, S. 530). Bei Punkt 1086 im oberen Teil des von Ober-Leiten östlich hinaufführenden Grabens findet sich jedoch nördliches Einfallen, so daß in gleicher Weise wie im Westen vom Schliersee ein Sattel entsteht mit schmalen Nord- und stark anschwellendem Südschenkel.

Im nördlichsten Teil des Rohnberges folgt eine Sandsteinmulde, die als schmaler Streifen vom Leitzachtal über den Grat des Rohnberges hinüberzieht und sich gegen Schliersee zu trichterförmig erweitert. Im Leitnergraben nordöstlich von Ober-Leiten werden die senkrecht stehenden Sandsteinbänke abgebaut und unterhalb des Steinbruches ist die Grenze gegen den Kieselkalk, der mit einer Brekzienbank abschließt (stratigraphischer Teil S. 226), am linken Bachrande erschlossen. —

Stark hervortretend im tektonischen Bau des nördlich vom Rohnberg liegenden Flyschgebietes ist eine den Flysch in zwei Hälften zerteilende erhebliche Querstörung, die den Schliersberg in nordwestlicher Richtung durchpflügt und mit demselben Streichen durch den südlichen Gschwendner Berg ins Leitzachtal weiterzieht, während die nördliche Fortsetzung mit einem scharfen Knick nach Norden umbiegt.

Im Gebiet westlich dieser Schliersberg-Störung werden die Westhänge nordöstlich von Schliersee bei der Schliersbergalpe, bei Kreit und Riß bis zum Kalkgraben vom Kieselkalk eingenommen. An dem Kieselkalkkamm zwischen Schliersberg und Rohnberg erscheint jedoch Sandsteinflysch als schmale Einmündung, die sich mit östlich geneigter Achse, an Breite zunehmend, am stark bewachsenen, durch die entwurzelten Bäume leidlich erschlossenen Südhang der breiten nach Gschwend hinunterführenden Talmulde verfolgen läßt und bis zum südlichen Gschwendner-Berg hinunterzieht, wo die Schliersberg-Störung die Sandsteine gegen den Kieselkalk abschneidet. Auch die roten Letten wurden am Südrand des Zuges zwischen beiden Flyschgruppen nachgewiesen.

Eine weitere Sandsteinmulde beherrscht den Bau des westlichen Schliersberges. Die günstigsten Aufschlüsse finden sich am Nordabhang, an dem dickbankige den Nordflügel der Mulde bildende Sandsteine mit südlichem Fallen mehrfach anstehen. An der Westseite treten die glimmerreichen Sandsteine als Lesestücke besonders deutlich in dem um den Berg herumführenden Hohlwege in die Erscheinung. Weniger klar hebt sich der südliche Rand der Mulde heraus. An dem zur Unterstandshütte führenden Touristenwege ist die Grenzregion durch den mehrfachen Wechsel von Sandstein und Kieselkalk angedeutet. An der Ostseite des Schliersberges fehlt die Fortsetzung der Sandsteinmulde, da dieselbe von der Schliersberg-Störung quer zu ihrem Streichen abgeschnitten wird. Ein schöner Aufschluß zeigt die Störung an einem Wege nördlich vom Gipfel. In längerer Entblößung anstehende schwach südlich geneigte Kieselkalke stoßen hier am Bergabhang mit scharfer Grenze gegen die Sandsteine ab. An dem zur sumpfigen Wiese am Südrand des Schliersberges führenden Wege und in dem nach Südosten herunterziehenden Taleinschnitt erscheinen die Sandsteine nochmals, wodurch die Mulde an Breite gewinnt und die den Schliersberg durchfurchende Querstörung besonders deutlich hervortritt, da der ganze Ostabhang bis hinunter zum Gschwendner Berg vollständig aus der Kieselkalkgruppe aufgebaut wird. Nach Westen zu hebt sich der Sandstein heraus und fehlt bereits an dem von der Schliersbergalpe nach Norden führenden Wege. Bei Riß beobachtet man jedoch in den Kieselkalkschichten muldenförmige Lagerung. Anschließend findet sich ein schmaler nach Norden überkippter Kieselkalksattel, dessen mit 45 bis 55° südlich geneigter Nordflügel in dem großen Zementmergelbruch südlich Kalkgraben und begleitet von einer Spezialfaltung, in dem weiter östlich im Kalkgraben gelegenen Bruch sehr gut abgeschlossen ist. Am Nordrande dieses Bruches tritt überall die rote Schicht heraus, die auch im oberen Teil des Kalkgrabens von DACQUÉ zwischen Kieselkalk und Sandstein bereits nachgewiesen wurde.

Mit klar hervortretender Grenze folgt nun Flyschsandstein, welcher, die breiteste Sandsteinzone bei Schliersee bildend, das ganze Gebiet zwischen dem von Kalkgraben nach Osten hinaufziehenden Grat und der Attenberger Molasse einnimmt. Sehr deutlich ist hier die nach Norden umgebogene Fortsetzung der Schliersberg-Störung ausgeprägt, da der Sandsteinzug östlich in seiner ganzen Breite an Kieselkalkflysch grenzt. Nördlich vom Sandstein finden sich geröllreiche Molasse-Mergel und -Sandsteine (Attenberger Konglomerat) im obersten Rohnbach, der unterhalb vom Punkt 870 über einen Wasserfall herunterstürzt, sehr günstig aufgeschlossen. Die Gerölle sind wesentlich kleiner (etwa von Walnußgröße) wie diejenigen des Konglomerates am südlichen Flyschrand und bestehen zumeist aus weißem Gangquarz, Kalkgerölle fehlen ganz. Auch am Knie des Baches rieselt ein Wasserfall über konglomeratische Schichten. Oberhalb vom Bachbett stehen wenige Meter östlich vom Punkt 870 am Wege noch südlich fallende fossilführende Molasse-sandsteine an und in dem nach Westen hinunterziehenden Graben sind die konglomeratischen Molasseschichten von Attenberg¹⁾ ebenfalls mit südlicher Neigung sowohl im Bachbett wie auch an den Hängen aufgeschlossen, während sich in den Hohlwegen und Bachrissen südlich Punkt 870 nur Flyschgesteine vorfinden, so daß die Molassegrenze zwar nicht sichtbar ist, aber immerhin gut ausgeprägt in die Erscheinung tritt. —

Im Osten der Schliersberg-Störung liegt in den Kieselkalkschichten bei der Ortschaft Gschwend ein schmaler Sandsteinzug eingemuldet. Die charakteristischen mit 5—10° südlich geneigten dickbankigen bis massigen Sandsteine werden in einem kleinen Steinbruche am südlichen Rande des Grabens nördlich vom Punkt 887 abgebaut. Ferner steht der Sandstein in dicken Bänken im Bachbett des nördlich folgenden Grabens an. Im übrigen ist man bei der Festlegung dieses Sandstein-zuges, welcher an der Schliersberg-Querstörung sein Ende findet, auf Lesesteine angewiesen.

Am nördlichen Gschwendner Berg finden sich im Kaltwassergraben nochmals Flyschsandsteine, die als schmaler Streifen bis zu dem auf der 1000 m-Kurve verlaufenden Wege verfolgt werden konnten.

Der steile Nordabfall vom Schliersberg wird östlich der Querstörung ebenso wie der Osthang vollständig von der Kieselkalkstufe aufgebaut. Weiter nördlich im schwächer geneigten Gelände stellt sich jedoch ein weiterer Sandsteinzug ein, der sich im wesentlichen durch Lesestücke an den Wegen und Bachrissen recht gut festlegen läßt; ganz besonders ist sein Verlauf aber auch durch zahlreiche Ausbisse von den roten Flyschletten gekennzeichnet, die den Südrand des Sandsteinzuges begleiten und die Kartierung wesentlich erleichtern. Gegen Osten verbreitert sich der Sandsteinzug und wird westlich des Weges, der direkt nach Grandau führt, an einer Querstörung etwas nach Süden verschoben. Die Störung ist in einem Ab-rutsch, in dem nochmals roter Flysch austritt, der auch oberhalb vom Wege wieder ansteht, sehr gut aufgeschlossen. Weiter östlich ist die Fortsetzung des Sandstein-zuges an dem bei Punkt 878 vorbeiführenden Wege wieder festzustellen.

Nördlich von dieser Sandsteinmulde werden die Beobachtungen immer schwieriger, da wenig sichere Aufschlüsse vorliegen und sich bereits viel Schutt einstellt. Die an den Sandstein stoßende Kieselkalkzone ist verhältnismäßig noch recht günstig

¹⁾ F. KORSCHLIT: Die Haushamer Mulde östlich der Leitzach. Geogn. Jahresh. Bd. III, 1890, S. 49 u. 51. — K. A. WEITHOFER: Die Oligozänablagerungen Oberbayerns. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, X. Bd. 1917. Wien 1918. S. 21 u. 24.

ausgeprägt. Nördlich dieser Zone ist vor allem die Festlegung eines Zuges von roten Flyschletten von großer Wichtigkeit, welcher die Nordgrenze der Kieselkalke kennzeichnet und am Wege nach Grandau, ferner beim Punkt 885 und weiter westlich an einem vom Rohnbach südlich hinaufführenden Wege kontinuierlich als breiter Streifen festgelegt werden konnte. Die nördlich folgenden Sandsteine sind ebenfalls am Grandauer Wege, beim Punkt 885 und im Osten von Punkt 870 zu beobachten.

Dann stellt sich eine breite Zone von mächtigem Flyschschutt ein, in das Gebiet der Molasse übergreifend und daher die Grenze gegen diese Schichten völlig verhüllend. Die zunächst gelegenen Molassegesteine stehen auf der 800 m-Kurve im Rohnbach an. Erst bei der Leitzachbrücke südlich Eckert ist die wichtige Grenze durch das Aneinandergrenzen von unterer Meeresmolasse¹⁾ und Eozän (vgl. S. 213) wieder scharf gekennzeichnet.

Ohne irgendwelche Unregelmäßigkeit in transversaler Richtung streichen die flözführenden Molasseschichten der Haushamer Gruben im Norden der Schliersberg-Störung vorüber.²⁾ Diese wichtige Strukturlinie des Schlierseer Flysches findet also an der Flyschgrenze ihr Ende und dringt ebensowenig wie andere bisher beobachtete alpine Querstörungen in das Molassevorland ein. (Beob. a. Nordrande des Tegernseer Flysches l. c. S. 15.) —

Da zu beiden Seiten der Schliersberg-Störung die gleiche Anzahl von Sandsteinmulden in die Erscheinung treten, ist ihre Aneinanderfügung klar ersichtlich.

Das breite Sandsteingebiet zwischen dem Kalkgraben und der Molassegrenze ist mit der nördlichsten Sandsteinzone im Osten der Störung zu vereinigen und die Mulde am Schliersberg mit derjenigen, welche im nördlichen Vorgelände dieses Berges verfolgt werden konnte. Die zwischen Schliersberg und Rohnberg durchstreichende Mulde findet ihre Fortsetzung in dem Sandsteinzug, der am nördlichen Gschwendner Berg im Kaltwasser-Graben auftaucht, und die Mulde am nördlichen Rohnberg schließt sich im Leitzachtal an die bei der Ortschaft Gschwend beobachteten Sandsteine. Die Schliersberger Querstörung bildet also eine Blattverschiebung, an der die östlichen Flyschfalten gegenüber ihren westlichen Fortsetzungen etwa 1000—1200 m weit nach Norden verschoben wurden.

Ogleich sich die Zahl der Mulden zu beiden Seiten der Störung entsprechen, ist ihre Breite jedoch, wie besonders durch die Schliersberger Mulde und ihrer im Vorgelände des Schliersberges liegenden Fortsetzung in die Erscheinung tritt, recht verschieden, woraus sich die Schlußfolgerung ergibt, daß die Spalte vor oder wahrscheinlicher gleichzeitig mit der Faltung aufriß und die Faltungsbewegung in den an der Störung zusammenstoßenden Gebieten etwas verschiedenartig vor sich ging.

Die helvetische Kreide ist im Osten vom Schliersee nur durch einige isolierte Vorkommen vertreten und ihre Beziehungen zu den Flyschfalten sind daher weniger deutlich ausgeprägt. Die Seewenschichten im unteren Ostergraben bei Schliersee, denen sich im Westen noch Gault anschließt (Schliersee, Spitzingsee l. c. S. 40),

¹⁾ GÜMBEL: Abriss der geognost. Verhältnisse der Tertiärschichten bei Miesbach und des Alpengebietes zwischen Tegernsee und Wendelstein. München 1875. S. 46—48. — KORSCHL: Die Haushamer Mulde, l. c. S. 48, 50, 51. — WEITHOFER: Oligozänablagerungen Oberbayerns l. c. S. 16.

²⁾ Nach Angaben des Herrn Generaldirektor Dr. WEITHOFER, der mir in entgegenkommender Weise seine Beobachtungen an der Südgrenze der Molasse zum Vergleich vorlegte und mir außerdem Einsicht in die Haushamer Grubenpläne gewährte.

werden im Süden vom Sandsteinflysch begrenzt, während im Norden gegen die Schliersberg-Alpe Kieselkalk folgt. Das Vorkommen liegt also gerade eingeklemt zwischen beiden Flyschgruppen am Nordrande der vom nördlichen Rohnberg gegen Schliersee herunterziehenden Flyschmulde.

Die etwa 900 m östlich der Kirche von Schliersee vorhandenen kleinen Ausbisse von Helvetikum werden rings von den Sandsteinschichten der trichterförmig erweiterten Sandsteinmulde am nördlichen Rohnberg umschlossen.

Der lediglich aus oberer Kreide in der Fazies der Pattenauer Mergel, Grünsandstein und Seewenmergel bestehende Streifen im Leitzachtal am nördlichen Gschwendner Berg, von dem wir bereits IMKELLER eine genaue Beschreibung verdanken (Die Kreideablagerungen im Leitzachtal. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1900, S. 380, Briefl. Mitt.), liegt in der östlichen Fortsetzung der hier durchziehenden schmalen Sandsteinmulde.

Verbindet man dieses Vorkommen im Leitzachtal mit dem allerdings faziell abweichenden Vorkommen bei Schliersee zu einer unter dem Flysch herziehenden Kreideaufwölbung, so ist der nördliche Vorschub an der Schliersberg-Störung zu berücksichtigen, nach deren Ausgleichung nicht nur der Sandsteinzug, sondern auch die Kreide weiter südlich, etwa bei der Ortschaft Gschwend liegen müßte. Die Kreideaufwölbung würde dann vom Nordflügel der Mulde am nördlichen Rohnberg zur nördlich folgenden Mulde bei Gschwend ziehen, also im spitzen Winkel verlaufen zu dem zwischen beiden Sandsteinmulden liegenden Sattel.

Drei winzige, bisher unbekannte Austritte von helvetischer Kreide wurden im nördlichen Vorgelände vom Schliersberg entdeckt.

Die hier durchstreichende Sandsteinmulde umschließt das östlichste dieser Vorkommen, welches aus typischen grauen, von Foraminiferen erfüllten Seewenmergeln besteht. An einem Wege sind dieselben leidlich aufgeschlossen und führen mehrfach Inoceramenreste.

Weiter westlich liegt der nächste, ebenfalls aus grauen Seewenmergeln bestehende unscheinbare Ausbiß in der Mitte des nördlich sich anschließenden Kieselkalksattels. Das westlichste, von lichtgrauen, im feuchten Zustande plastischen Mergeln gebildete Vorkommen zeigt sich in einem Quellbach des Rohnbaches am Ostrande des breiten Sandsteingebietes zwischen dem Kalkgraben und der Molassegrenze, nahe der Schliersberger Querstörung. Jedes der drei Vorkommen gehört also einer anderen Flyschfalte an.

Die Fortsetzung des zwischen Flysch und Molasse gelegenen Kreide-Eozänzuges von Heilbrunn und Marienstein bildet lediglich das bekannte Eozänvorkommen im Leitzachtal (GÜMBEL: Tertiärschichten bei Miesbach l. c. S. 46 u. 48). 600 m östlich Punkt 878 tritt am linken Leitzachufer glaukonitführender Nummulitenkalk als 3 m hoher und 2 m breiter Fels unter flach geneigtem Wiesengehänge neben einem Schuppen hervor. Im Schuppen erscheint nochmals dasselbe Gestein, eine dicke Bank bildend. Über die wahre Ausdehnung des Vorkommens, das von DACQUÉ mit Recht für anstehend angesehen wird (Schliersee—Spitzingsee l. c. S. 45) und an das sich im Norden die untere Meeresmolasse des Leitzachtales anschließt, können keinerlei Anhaltspunkte gewonnen werden. — —

Gradlinig mit ostwestlichem Streichen überqueren die Flyschfalten die Schlierseer Talung und die vorliegenden Beobachtungen deuten weder auf das Vorhandensein einer Querstörung noch auf transversale Ablenkungen des ostwestlichen Schichtenstreichens. Der breite südlichste Kieselkalkzug zeigt zu beiden Seiten des Schliersees

dieselbe breit gespannte gewölbeförmige Lagerung und die sich im Norden anschließende trichterförmig erweiterte Sandsteinmulde am nördlichen Rohnberg (1) vereinigt sich mit direktem Ostweststreichen mit der nach Norden vorgedrückten Auerbergmulde im oberen Gschwandbach. Die östlich einfallende Achse der zwischen Rohnberg und Schliersberg gegen den Gschwendner Berg ziehenden Sandsteinmulde (2) neigt sich jenseits Schliersee gegen Westen, so daß die Sandsteine als genaue westliche Fortsetzung wieder am Nordrande der helvetischen Kreide des Rainer-Berges erscheinen und mehrfach gestört den Kreidezug nördlich der Kothalm überqueren (S. 209). Die Fortsetzung der Sandsteinmulde am westlichen Schliersberg (3) ist jenseits der Schlierach fast ganz von Schutt verhüllt und ihr Verlauf nur an mehreren kleinen Ausbissen nördlich der Zahl 935 am Abwinkelberg und südlich Rettenbeck festzustellen. Der nördlich folgende im Kalkgraben nach Norden überkippte Kieselkalksattel ist mit dem Kieselkalk am Nordabfall des Abwinkelberges in Zusammenhang zu bringen.

Für das breite Sandsteingebiet (4) zwischen Kalkgraben und der Attenberger Molasse sucht man jedoch westlich der Schlierach vergeblich nach einer Fortsetzung. Dieser nördlichste Teil des Flysches wird durch die vom Leitzachtal über Punkt 870 im oberen Rohnbach in WSW.-Richtung zum Südhang der Höhe 931 bei Rettenbeck dem Großkohlfloß etwa parallel verlaufenden Molassegrenze spitzwinklig abgeschnitten.

An anderer Stelle sollen die Verhältnisse zwischen Flysch und Molasse noch näher besprochen werden.

c) Die Beziehungen der Flyschfalten zur helvetischen Kreide.

Die Beziehungen zwischen helvetischer Kreide und Flysch im Schlierseegebiet und daran anschließend in den benachbarten Teilen der bayerischen Alpen wurden von HAHN in eingehender Weise erörtert.¹⁾

An Stelle der früheren Annahme einer gleichförmigen Einschaltung des Flysches in das Kreide-Eozän-Profil, wodurch eine normale Überlagerung der Kieselkalkgruppe über die Seewen bedingt war und eine gleichsinnige Verfaltung von Flysch und Kreide, sieht HAHN die beiden Schichtserien als stratigraphisch und tektonisch ursprünglich voneinander getrennte Einheiten an, die erst durch Überschiebung in ihre jetzige Lage kamen, so daß die Kreide lediglich den tektonischen Untergrund des Flysches bildet.

„Flysch und helvetische Kreide sind voneinander gelöst gefaltet, erst sekundär miteinander verfaltet zu einer größeren Einheit“ (Kalkalpen zwischen Inn und Enns I. c. S. 245). Über zwei enggefalteten Streifen, einem axial gelegenen mit älterer helvetischer Kreide und einem peripheren, ohne ältere Kreide mit abweichenden jungsenonen Gliedern und mit Eozän, liegt die abweichend in breite Sättel und Mulden gefaltete Flyschdecke in tektonischer Diskordanz (Murnauer Moos I. c. S. 61, 62).

Diese von HAHN dargelegte Ansicht, daß der Flysch auf den innerhalb des Flysches auftretenden Kreidevorkommen vereinigt mit den am Rande liegenden Kreide-Eozänschichten als überschobene zum Teil gleichalterige Decke ruht, be-

¹⁾ Einige Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. Bd. 64. Jahrg. 1912. Mon. Nr. 11. — Weitere Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns. 2. Zusammensetzung und Bau im Umkreis und Untergrund des Murnauer Mooses. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. Bd. 66. Jahrg. 1914. Mon. Nr. 1. — Grundzüge des Baues der nördl. Kalkalpen zwischen Inn und Enns. I. Teil. Mitt. d. Geolog. Ges., Wien. Bd. VI. 1913.

deutet zweifellos einen wesentlichen Fortschritt in der Erkenntnis der geologischen Verhältnisse am Nordalpenrande.

Die Spezialaufnahmen im Schlierseer Flyschgebiet konnten das Vorhandensein einer selbständigen das Helvetikum überlagernden Flyschdecke bestätigen. Im einzelnen zeigten sich jedoch mancherlei Abweichungen in Bezug auf die stratigraphisch-tektonischen Verhältnisse des Flysches und über die Beziehungen zwischen Flysch und Helvetikum.

Die Untersuchungen im Tegernseer Flysch stellten bereits die von HAHN angenommene Altersfolge der beiden Flyschgruppen — Kieselkalkgruppe (Zementmergelgruppe) oben, Sandsteingruppe unten — stark in Frage und auch die Aufnahmen bei Schliersee führten unbedingt zu der ursprünglich von FINK aufgestellten Chronologie zurück, nach der die Kieselkalkgruppe ein höheres Alter besitzt, während die HAHN'sche Annahme, auf den Faltenbau des Schlierseer Flysches angewandt, tektonische Unmöglichkeiten ergeben würde. Das wesentlichste Bauelement der Schlierseer Flyschzone bildet nach den Ausführungen von HAHN ein sattelförmiger axialer Sandsteinzug, der am Kamm Schliersberg—Rohnberg die Strecke zwischen P. 1086 und dem ersten Sattelmoos südlich P. 1257 einnimmt und im Norden und Süden von Kieselkalkmulden begleitet ist. (Einige Beobachtungen S. 532 Fig. 2. Murnauer Moos S. 56.)

Diese Lagerung ist als das Normalprofil der südbayerischen Flyschzone anzusehen und tritt bei Schliersee und zwischen Kochelsee und Isar überall klar hervor. Weiter westlich findet es sich ebenfalls in der Aufacker-Hörnlegruppe wieder. Hier treten die Sandsteine außer in dem Axialzug noch zu beiden Seiten der den Axialzug begleitenden Kieselkalkmulden als stets dürftige Randzüge auf, die sowohl an der kalkalpinen wie an der Molassegrenze wohl infolge tektonischer Einwirkung örtlich ganz fehlen können (Murnauer Moos S. 52, 53).

Der Faltenbau des Flysches ist also nach HAHN in seinen Grundzügen zwischen Leitzachtal und der Aufacker-Hörnlegruppe unverändert.

Bei Schliersee taucht die enggefaltete Kreide unter den axialen Sandsteinzug. (Murnauer Moos S. 56.) „Kreide zu Flysch steht in einer Art von sattelförmiger Beziehung, allerdings die Kreide dabei in abgeschnürter Zwangsfaltung, der Flysch in breit ausladender Dachwölbung. Also diskordante Parallelfaltung.“ (Einige Beobachtungen in der Flyschzone l. c. S. 532.)

Unter der axialen Zone der Sandsteingruppe kommt nun die helvetische Kreide der Kögel im Murnauer Moos wieder hervor. (Murnauer Moos S. 55.) Gault und Seewen von Achrain und Grub tauchen also in und unter der verbreiterten axialen Sandsteingruppe hervor. (Murnauer Moos S. 61.) Die Vorkommen mit älterer Kreide und ohne Eozän sind also an stark emporgehobene und tief einerodierte Partien der axialen Sandsteinzone dem „Axialzug der ganzen südbayerischen Flyschzone“ geknüpft (Murnauer Moos S. 52), während der peripher gelegene Zug ohne ältere Kreide mit abweichenden jungsenonen Gliedern und mit Eozän unmittelbar nördlich oder selbst noch inmitten des nördlichen Grenzzuges der Sandsteingruppe nachgewiesen wurde. (Murnauer Moos S. 62.)

Die Lagerungsverhältnisse der Flyschzone im Westen des Tegernsees sollen später besprochen werden. — Der im vorhergehenden in allen Einzelheiten geschilderte Faltenbau des Schlierseer Flysches ist mit dem Vorhandensein eines breiten zwischen Schliersberg und Rohnberg durchstreichenden Sandsteinsattels mit nördlich und südlich anschließenden Kieselkalkmulden nicht in Einklang zu bringen.

Ebensowenig ist das Auftreten von helvetischer Kreide an eine axiale Sandsteinzone geknüpft. Der eng gepreßte und stark gestörte Zug von helvetischer Kreide im Westen vom Schliersee durchschneidet mit östsüdöstlichem Streichen spitzwinklig eine ostwestlich verlaufende Flyschmulde (S. 209, 214) und erreicht an der Freudenberg-Halbinsel den Schliersee. Von hier biegt die Kreideaufwölbung nach Nordosten um, und erscheint am Talgehänge im Osten von Schliersee, um gegen das Leitzachtal zu wiederum die ostwestlichen Flyschfalten zu kreuzen (S. 213).

Der tektonische Bau der Flyschfalten und ihre Beziehungen zur helvetischen Kreide stellen sich also verwickelter dar als von HAHN auf Grund der damals vorliegenden Aufnahmen angenommen wurde. Flysch und helvetische Kreide sind zwar im Sinne von HAHN unabhängig voneinander verschieden stark gefaltet und liegen tektonisch übereinander, jedoch nicht mit diskordanter „Parallelfaltung“, sondern die Flyschfalten werden von der eng gepreßten Kreideaufwölbung durchschnitten. Nicht allein in ihrem Eigenbau sind Kreide und Flysch unabhängig voneinander, sondern die im Flysch hervortretende Kreideaufwölbung ist auch von der Richtung der Flyschfalten nicht beeinflußt. Der tektonische Kontrast zwischen helvetischer Kreide und überschobener Flyschdecke tritt hierdurch noch auffallender in die Erscheinung.

Die Annahme einer ständigen „Zwischenschaltung“ der mächtigen Sandsteingruppe zwischen hydraulischer Serie (Kieselkalkgruppe) und helvetischer Unter- und Mittelkreide veranlaßte HAHN vor allem in der Sandsteingruppe die ältere Flyschgruppe zu sehen, da umgekehrt eine tektonische Inversion der Flyschmasse anzunehmen sei (Murnauer Moos S. 56, 57. Einige Beobachtungen S. 534). Ebenso sollen die peripher gelegenen Vorkommen von oberer Kreide + Eocän zwischen Heilbrunn und Kaltenbrunn und an der Leitzach unmittelbar nördlich oder noch inmitten des nördlichen Grenzzuges der Sandsteingruppe liegen. (Murnauer Moos S. 61, 62.)

Die spezielleren Aufnahmen haben nun aber ergeben, daß randliche Vorkommen und auch innerhalb des Flysches auftretendes Helvetikum ebenso wohl mit der Sandstein- wie auch mit der Kieselkalkgruppe in Berührung kommen.

Die Züge von helvetischer Kreide sind nicht an bestimmte Zonen des Flysches geknüpft, sondern an den ersteren werden die Flyschfalten spitzwinklig zu ihrem Streichen abgeschnitten. (Beobachtungen am Nordrande des Tegernseer Flysches I. c. S. 16) oder die Faltenzüge beider Einheiten überkreuzen einander.

2. Das Auftreten fremdartiger Gesteinsblöcke.

Die meist sehr ungünstig aufgeschlossene und häufig durch mächtigen Schutt verhüllte Grenze von helvetischer Kreide gegen Flysch erschwert nicht unwesentlich die Feststellungen von den fremdartigen weichen, leicht der Verwitterung anheimfallenden Gesteinen, die im Mariensteiner Gebiet die Flysch-Kreidegrenze begleiten. Im Anstehenden waren derartige Vorkommnisse nirgend nachzuweisen. Indessen fanden sich dieselben in weiter Verbreitung sowohl als Bachgerölle, wie auch als mehr oder minder umfangreiche isolierte Blöcke, deren Auftreten die ursprüngliche Lage an den Kontaktstellen vom Flysch mit der helvetischen Kreide außer Zweifel läßt.

Weitere Nachsuchungen würden die im folgenden beschriebenen Funde sicherlich noch vermehren.

a) Brekzienblöcke.

In dem vom Rainer Berg gegen Krainsberg westlich vom Schliersee herunterziehenden Graben, der im Grenzgebiet von Flysch-Kieselkalk gegen die helvetische

Kreide verläuft, beobachtet man neben Geröllen aus Flyschgesteinen (besonders zahlreich grüne dichte Ölquarzite) und solchen aus Gesteinen der helvetischen Kreide in ziemlicher Verbreitung mehr oder minder umfangreiche Gerölle und auch grobe Blöcke aus Brekzien von eigentümlicher Zusammensetzung, deren eckige und kantige Beschaffenheit auf einen nahegelegenen Ursprungsort hindeutet.

Unter den diese Brekzien aufbauenden, meist mehr oder minder stark verwitterten Komponenten treten schwarze phyllitische Tonschiefer, die völlig denjenigen der Dürnbachbrekzie gleichen, in den Vordergrund. Außerdem finden sich einzelne kleine Glimmerschieferfetzen (Talkschiefer, Chloritschiefer) und ölig glänzende Quarzite und Quarzkörner. Einen weiteren wesentlichen Bestandteil nehmen dunkelgrüne Gesteine ein, die makroskopisch keinerlei Struktur erkennen lassen. Auf Grund der Untersuchung von mehreren Dünnschliffen bilden dieselben — nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. WEINSCHENK — aus Diabasen hervorgegangene Grünsteine zum Teil mit spilitischem Charakter. Ein einzelnes Geröll läßt wegen seines Reichtums an Apatitnadeln auf ein ehemaliges granitisches Lamprophyrgestein schließen.

Ganz untergeordnet treten auch dem kalkalpinen Mesozoikum entstammende graue gelb verwitternde Kalke als Beimengung auf.

Die verschiedenartigen Gesteinskomponenten bilden zumeist wirr durcheinandergewürfelte unregelmäßige grobe Fetzen, von denen insbesondere die weicheren keinerlei Anzeichen für weiteren Wassertransport erkennen lassen. Lediglich die harten Quarzite und zum Teil auch die Grünsteine sind zuweilen schwach kantengerundet.

Einige analog zusammengesetzte Blöcke mit vorwaltenden phyllitischen Tonschiefern und Grünsteinen wurden auch an der Flyschkreidegrenze im unteren Ostergraben östlich von Schliersee gefunden. Einen Grünstein dieser Vorkommnisse bestimmte Herr Professor WEINSCHENK als ebenfalls aus Diabas hervorgegangenen Hornblendegarbenschiefer.

Auch weiter unterhalb fand Herr Dr. IMKELLER am Nordufer des Ostergrabens bei der Villa Orterer einen Brekzienblock von $\frac{1}{2}$ m Durchmesser, der nach den vorliegenden Stücken zu urteilen eine ähnliche Zusammensetzung besitzt.

In etwas größerer Verbreitung zeigten sich derartige Gesteine im Bachschutt des östlichen Armes vom Eckenbach direkt unterhalb der südlichen Grenze von Flysch und Seewenschichten. Die schwarzen phyllitischen Tonschiefer bilden jedoch nur einen untergeordneten Gemengteil dieser Blöcke, deren Grundmasse aus Grünstein besteht, in der verschiedentlich kleine Quarzbrocken und einzelne Splitter von Aplit mit stark zersetztem Feldspat auftreten. In der Hauptmasse der Grünsteine lassen sich unter dem Mikroskop Chlorit, serizitisierte Feldspäte und Quarz erkennen. An einzelnen Stellen sind noch deutliche ophitische Strukturen erhalten geblieben. In einem Block waren ziemlich zahlreich graue gelb verwitternde, von Kalkspatadern durchschwärmte, sehr feinkristalline Kalke vertreten, die den kalkigen Beimengungen der Brekzien im Krainsberggraben völlig gleichen.

Die Brekzien sind ebenso wie die Vorkommen bei Marienstein aus vormesozoischen Sedimentär- und Eruptivgesteinen, Grünsteinen und kalkalpinen Komponenten aufgebaut. Besonders die schwarzen phyllitischen Tonschiefer sind völlig identisch mit denjenigen von Marienstein.

Die dem alpinen Mesozoikum angehörigen Kalke zeigen wenig charakteristische Merkmale und lassen keine mikroskopischen organischen Einschlüsse erkennen,

jedoch können dieselben ihrem Gesteinshabitus nach sehr wohl mit Juragesteinen verglichen werden.

Auch in Bezug auf ihre Entstehung schließen sich die Vorkommen denen von Marienstein an. Vornehmlich sind die Bestandteile der tektonisch stark verknüpteten Brekzien durch Wasserbewegung zusammengetragen, vereinzelt mögen auch während der Eruptionen bereits Vermengungen eingetreten sein.

b) Blöcke aus Ophiolithkalkgesteinen.

Mischgesteine von Grünstein und Kalk wurden bisher als Bestandteile der Brekzien nicht beobachtet. Indessen gelang es derartige Vorkommnisse isoliert in erheblicher Verbreitung nachzuweisen.

In größerer Menge fanden sich dieselben am Gschwendner Berg westlich vom Leitzachtal im Kaltwassergraben, in dem ein Streifen helvetischer Kreide unter dem Flysch hervortaucht. — Gleich unterhalb der Flyschgrenze, beim Beginn der ersten Aufschlüsse vom Helvetikum im Bachbett wurden mehrere Blöcke von den charakteristischen der von Marienstein wohlbekannten Mischgesteine entdeckt. — Ein besonders reicher Fundplatz liegt etwa auf der Kurve 770 an dem rechten Talhang. An die senonen Grünsande schließen hier graue weiche Kreidemergel (Pattenauer), auf denen zahlreiche verschieden große Blöcke verstreut liegen. Einer derselben erreicht einen Durchmesser von 2 m. Teilweise sind die Blöcke mit den weichen Kreidemergeln verknüptet und stark untermischt mit kalkalpinem erratischem Material, welches aus einer die Kreideschichten überlagernden Moräne stammt, die reichlich grobe Trias- und Jurageschiebe sowie auch Flyschblöcke führt.

Die in diesem Graben aufgefundenen Blöcke bestehen aus einem innigen Gemisch von rotem kristallinischem Kalk und Grünstein, das von weißen Kalkspatadern, die eine Dicke von 1 cm erreichen, nach allen Richtungen mannigfach durchschwärmt ist. Die kristallinische Grundmasse besitzt teils körniges Gefüge, teils besteht dieselbe aus Lamellen von längs- oder auch quergestellten, durch starke tektonische Pressung häufig geknickten und gebogenen oder auch fein gefälten Calcitprismen. Reste von nicht umgewandeltem Kalk sind in den Schliften nicht wahrnehmbar, die Struktur ist völlig kristallinisch geworden. Echte Pflasterstruktur fehlt jedoch. Die meist stark von Calcit durchsetzten Chloriteinschlüsse sind häufig umsäumt von einem Ring radial gestellter Kalkspatprismen, so daß augenähnliche Strukturen entstehen. Eisenerz durchsetzt das Calcitaggregat in Form von roten Pigmentkörnern oder als dichte Massen von Eisenglanz. Seltener findet sich gelbes Eisenhydroxyd. In der gut ausgeprägten Flaserstruktur der Gesteine lassen die verquälten und ineinander verknüpteten Gesteinslamellen die starke tektonische Beeinflussung klar erkennen.

Besondere Beachtung verdient ein Block der aus abwechselnden Lagen von rotem Kalk und Kalkhornstein mit dünnen stellenweise auskeilenden mit Kalkspat vermengten Chloritlagen und länglichen Linsen besteht. Diese von den übrigen Vorkommnissen etwas abweichende Gesteinsbeschaffenheit bedingt die Annahme einer abwechselnd lagenförmigen Übereinanderschichtung von Sediment und Eruptivmaterial. Die hierdurch entstehende schieferartige Beschaffenheit wurde möglicherweise durch die tektonische Pressung noch deutlicher ausgeprägt.

Unter dem Mikroskop besteht das Gestein ganz vorwiegend aus Neubildungen von kristallinischem von Chlorit durchsetztem Calcit, der meist gleichmäßig körnige oder stellenweise auch flaserige Struktur zeigt mit längs- oder quergestellten ge-

knickten und gestauchten Prismen. Eingebettet in die kristallinische Grundmasse finden sich ganz unregelmäßig gestaltete hell bis dunkelrot gefärbte kalkig-kieselige Fetzen, die ihre unveränderte Beschaffenheit beibehalten haben. Diese letzteren sind von Rissen und Sprüngen, die mit Calcit ausgefüllt sind, mannigfach durchzogen und zeigen das deutliche Bild starker tektonischer Zertrümmerung. Vielfach bilden diese Reste des ursprünglichen Gesteins, in denen etwas verwischte ringförmige Strukturen an Radiolarien erinnern, eckige Trümmer, die mit scharfen Rändern gegen die umgebende Calcitmasse abgrenzen. Zuweilen auch werden die isolierten Kalkhornsteinfetzen von radial gefaserten Kalkspatlamellen ringförmig umschlossen. Eisenglanz zeigt sich mehrfach als kleine Körner oder als gröbere Anhäufungen.

Außer den zahlreichen Mischgesteinsblöcken wurde auch ein Block aufgefunden, der sich im Dünnschliff als ein sehr feinkörniger, deutliche ophitische Struktur zeigender Diabas erwies mit serizitisierten Labradoren und chloritisierten Augiten. Als Imprägnation findet sich das Gestein völlig durchsetzend zum großen Teil in Leukoxen umgewandeltes Titaneisenerz. Ganz vereinzelt treten Neubildungen von Kalkspat und Quarz auf. —

Weitere Blöcke aus Ophiolithkalkgesteinen, die Durchmesser bis zu 1 m erreichen und denjenigen des Kaltwassergrabens gleichen, fanden sich in ziemlicher Verbreitung im obersten Rohnbach, der beim Punkt 870 die Molasse-Flyschgrenze durchfurcht (s. o.). Das Vorkommen beweist, daß die Blöcke nicht nur an der Flysch-Kreidegrenze auftreten, sondern auch dort, wo der Flysch direkt mit der Molasse zusammentrifft. Westlich der Schlierach konnten ähnliche Beobachtungen nicht gemacht werden, da die wichtige Flysch-Molassegrenze hier überall von Schutt und diluvialen Ablagerungen verhüllt ist.

Die vorliegenden Dünnschliffe von den Rohnbach-Blöcken zeigen durch Gebirgsdruck vollständig verquetschte, vorwiegend rot gefärbte von weißen Kalkspatadern mannigfach durchschwärmte oft flaserig struierte Gesteine, die sich aus mehr oder minder deutlich krystallinischem Kalk mit stellenweise erkennbarer sehr feinkörniger zuweilen Kataklyse zeigender Pflasterstruktur vorwiegend aufbauen. Eingeschlossen im Kalk finden sich effusive vulkanische Produkte, die in Form von Chloritschuppen und Körnern oder Chloritaggregaten mit Calciteinschlüssen die sedimentäre Grundmasse durchsetzen. Sehr reich sind die Gesteine wiederum an opakem Eisenerz, welches als mehr oder minder dichte körnelige Imprägnation auftritt oder häufig mit Chlorit zusammen an vielfach netzförmige Risse und Adern geknüpft ist. Als jüngste Bildung sind die Kalkspatadern anzusehen, von denen die Eisenerzadern und Anhäufungen von Eisenerz durchschnitten werden.

Abweichend von den übrigen Gesteinen zeigte ein Schliff zahlreiche Quarzkörner und Aggregate von Quarzkörnern im Calcit eingebettet. Dieselben roten von Chlorit durchsetzten Kalke fanden sich auch in einzelnen kleineren Brocken nahe der Molassegrenze an dem nach Grandau führenden Wege. —

An diese Gesteine schließt sich westlich der Schlierach ein Block von $\frac{1}{2}$ m Durchmesser, der im rechten Arm des Eckenbaches (vgl. S. 209) NO. der Kothalpe etwa 80 m unterhalb der Grenze von Seewenschichten gegen Kieselkalkflysch auf den Seewenschichten lagernd gefunden wurde. Das äußerst zähe und feste Gestein desselben bildet ein von weißen Kalkspatadern mannigfach durchschwärmtes inniges Gemisch von Kalk und Grünstein. Dunkelrote und auch graue nicht umgewandelte Kalkfetzen heben sich in der ziemlich dichten Grundmasse deutlich heraus und

sind genau wie die Kalke der Dürnbachbrekzie oft gespickt mit Grünsteinsplittern. Neben dem normalen Kalk beobachtet man besonders im Dünnschliff mehr oder minder stark kristallinische Kalke, die meist gelbe Färbung von wechselnder Intensität aufweisen. Das Eruptivmaterial zeigt sich lediglich in Form von grünlichen mit Kalzit vermengten Chloriteinschlüssen. Sowohl im Kalk wie auch im Chlorit findet sich Eisenerz in feinen Körnern, die häufig als Pigmentadern auftreten oder als Fetzen von Eisenglanz.

Allmähliche Übergänge normaler Kalke in metamorphosierte sind deutlich wahrnehmbar. Zumeist beobachtet man jedoch ein wirres Mosaik einzelner gerundeter oder auch eckiger, mit Chlorit vermischter Kalkfetzen, die verschieden hohe Kristallinität und auch verschiedene Färbung besitzen mit scharfen oft gezackten schwarz umsäumten Rändern aneinanderstoßen und eine eng verknietete feinkörnige tektonische Brekzie bilden.¹⁾ —

Von den bisher beschriebenen Vorkommen etwas abweichende Beschaffenheit zeigt ein Block von etwa 1 m Durchmesser, der sich im linken Arm des Eckenbaches etwa auf der 970 m-Kurve nördlich der Kothalpe fand.

Den wesentlichsten Gemengteil, der einzelne Teile des Blockes ausschließlich zusammensetzt, bildet ein dunkelgrau bis schwarz gefärbtes dichtes Gestein, das mit Salzsäure teils nur sehr schwach braust, teils sich als ganz kalkfrei erweist. Als weitere Gemengteile finden sich schwarze phyllitische Tonschiefer, Grünstein, kleinere Quarzkörner und einzelne Splitter von Aplit.

Im Dünnschliff beobachtet man eine von meist winzigen Quarzsplittern mehr oder minder stark durchsetzte dichte Grundmasse, die im gew. Licht teils hell mit etwas rötlichem Schimmer, teils schwärzlich gefärbt ist. Beide Färbungen, die entweder ineinander übergehen oder mit scharfen Grenzen zusammenstoßen, sind unregelmäßig verteilt, so daß die Gesteinsmasse wolzig erscheint. Die vorherrschenden hellen Teile, welche bei + Nik. dunkel werden, besitzen tonige Beschaffenheit, während einzelne kalkige Stellen bei + Nik. weiß erscheinen. Die schwärzlichen kalkigen Teile färben sich bei + Nik. stets weiß.

In dieser Grundmasse finden sich verschiedenartige Gemengteile eingeschlossen, teils nur vereinzelt auftretend, teils in größeren Mengen, oder auch als polygenes Gemisch die Grundmasse völlig verdrängend. Hervortretend sind unter denselben besonders meist eckige und kantige, seltener gerundete Quarzkörner oder auch Quarzaggregate mit häufiger Kataklasstruktur. Ferner zeigen sich einzelne eckige Splitter von feinkörnigen Quarziten. In einem Schliff wurden mehrere Bruchstücke von schwarzem Graphit beobachtet. Als wesentlicher Gemengteil tritt ferner Chlorit auf, teils gut umgrenzte Körner bildend, teils als unregelmäßige Gebilde mit starken Quetscherscheinungen, die Zwischenräume zwischen den härteren Bestandteilen ausfüllend. Außerdem finden sich mehrfach gröbere Diabaskörner mit deutlich erkennbarer ophitischer Struktur und einzelne große serizitisierte Feldspäte mit Zwillinglamellen. Untergeordnet ist lebhaft braun gefärbtes Eisenhydroxyd zu erwähnen. Durchschwärmt ist das Gesteinsgemisch von dünnen Kalkspatadern, in denen sich Quarzkriställchen angesiedelt haben, die vornehmlich ein perlschnurartiges Salband bilden.

¹⁾ Nach Abschluß der Arbeit erhielt ich noch von Herrn Dr. IMKELLER Gesteine vom NW.-Abhang des Öderkogels (westlich vom kartierten Gebiet), die als große und kleine Blöcke in Menge auftreten und sich als rote normale sowie gelbe kristallinische, von Chlorit durchsetzte Kalke erweisen.

Die Beobachtungen lassen auf ein stellenweise kalkhaltiges, von feinen Quarzsplittern erfülltes Tongestein schließen, das ähnlich wie die häufiger aufgefundenen karbonatischen Gesteine fremde Einschlüsse (Grünsteinmaterial, Quarzkörner) enthalten. Diesen letzteren muß das Vorkommen angereicht werden, obgleich die sedimentäre Grundmasse in ihrer Beschaffenheit wesentlich abweicht und nirgendwo sonst bisher beobachtet wurde. Die Einschlüsse sind nach dieser Auffassung während der Sedimentation mit eingebettet. Für die Annahme einer ausschließlich durch tektonische Vorgänge entstandenen Brekzie lassen sich keine genügenden Anhaltspunkte finden. Indessen kann jedoch die wolkige Beschaffenheit, die an häufig im Lochseitenkalk auftretende Strukturformen erinnert, möglicherweise auf nachträgliche Deformationen zurückgeführt werden. —

Die geschilderten Blöcke gleichen im wesentlichen den aus karbonatischem Sediment- und effusivem durch submarine Eruptionen geförderten Grünsteinmaterial bestehenden Mischgesteinen der Dürnbachbrekzie sowie anderen Funden bei Marienstein und sind auch in Bezug auf ihre Genesis diesen anzugliedern.

Da das kalkalpine Material der Schlierseer Mischgesteine in nichtkristalliner Form nur vereinzelt beobachtet wurde, liegen die Bedingungen für eine genaue Altersbestimmung desselben noch ungünstiger wie bei den Mariensteiner Vorkommnissen. Der rote normale Kalk des Blockes im rechten Arm des Eckengrabens und die roten Färbungen der Kalke überhaupt deuten auf eine Zugehörigkeit zur Juraformation. Die Kalkhornsteine des Kaltwassergrabens lassen auf oberen Jura schließen.

Für das von feinen Quarzsplittern durchsetzte Kalktonsediment des zuletzt beschriebenen Blockes aus dem linken Quellbach des Eckengrabens können jedoch keine Sedimente des kalkalpinen Mesozoikums zum Vergleich herangezogen werden.

Die starke tektonische Beeinflussung tritt bei den Schlierseer Blöcken auch im inneren Gefüge deutlich in die Erscheinung und beherrscht den Gesteinshabitus oft vollkommen.

c) Weitere Folgerungen.

Ebenso wie bei Marienstein bilden die fremdartigen Blöcke des Schlierseegebietes bei der Überschiebung des Flysches über die helvetische Kreide vom ursprünglichen Flyschuntergrund aufgeschürfte Schubfetzen und Schubsplitter, die sich durch Erosion und Abwitterung freigelegt, sowohl am Nordrande der Flyschdecke vorfinden, als auch vor allem dort, wo Aufwölbungen der Kreide innerhalb ihrer allochthonen Flyschüberdeckung als Fensterklippen zu Tage austreten.

Die tektonisch stark beeinflussten Mischgesteine von Kalk und Grünstein sind als nördliche Ausläufer des auf vindelicischem Sockel auskeilenden ostalpinen Mesozoikums anzusehen, welches mit den südlich an den Flysch grenzenden kalkalpinen Sedimenten ursprünglich verknüpft war und durch Erosionswirkung isolierte, dem kristallinen Untergrund aufgesetzte Unebenheiten bildete. Dieselbe Erosion führte an einzelnen Stellen zur Aufhäufung der aus Teilen des altkristallinen vindelicischen Untergrundes und seiner dünnen mesozoischen Überdeckung aufgebauten Brekzien, die ebensowohl wie die aus Mischgesteinen bestehenden Denudationsreste durch den vordringenden Flysch von ihrer starren Unterlage abgesichert und unter starker Überlastung mitgeschleift wurden, wobei die weiche Beschaffenheit der Scherlinge das Gleitniveau für den Deckenschub bildete.

Die bezeichnendsten und eigenartigsten Bestandteile aller dieser aufgeschürften Teile des Flyschuntergrundes bilden die im Mesozoikum aufgedrungenen Grünsteine, die teils in engster Vermischung mit kalkalpinen Gesteinen (oberer Jura), teils unabhängig von diesen, allein oder als Bestandteile von Brekzien, auftreten und als wesentlichstes Leitgestein für derartige Schubsplitter zum Unterschiede von ähnlich zusammengesetzten stratigraphisch mit dem Flysch verknüpften grobklastischen Gesteinen dienen können. Das nunmehr zwischen dem Isar- und Leitzachtal in einer Erstreckung von etwa 20 km nachgewiesene Auftreten derselben am Flyschnordrande deutet an, daß Eruptionen basischer Magmen in ganz erheblicher Ausdehnung im nördlichen Randgebiet der alpinen Geosynklinale stattfanden.

Die Spuren dieser vulkanischen Tätigkeit zeigen sich auch noch weiter im Osten, da im Jenbachtale nördlich vom Wendelstein im Grenzbereich von Helvetikum und Flysch Blöcke aus groben Brekzien mit Grünsteineinschlüssen aufgefunden wurden, und nach Abschluß des Manuskriptes konnte noch festgestellt werden, daß auch östlich vom Inn derartige diabasführende Schubfetzen an dem Überschiebungskontakt zwischen Helvetikum und Flysch nicht fehlen. Besonders klar zeigen dieses die Lagerungsverhältnisse im Lechner Graben, einem rechten Zufluß der weißen Traun südöstlich von Ober-Siegsdorf. — Im oberen Teil dieses Grabens treten kurz nach den letzten Aufschlüssen in den Nierentalern am rechten Talgehänge Brekzienblöcke und Phyllitbrocken aus und an der Endigung des im Tale heraufführenden Weges (Kurve 720) liegen im Bachbett in größerer Menge grobe Brekzienblöcke von zumeist ziemlich frischer Beschaffenheit, so daß die Zusammensetzung derselben hier gut studiert werden kann. Etwas weiter oberhalb stehen diese Brekzien in dicken Bänken am linken Bachrande, einen steilen Fels bildend, in senkrechter Schichtstellung an. Ein kurzes Stück weit fehlen sichere Aufschlüsse, dann stellt sich am rechten Talrande anstehender glimmerreicher Flyschsandstein ein und ebenso zeigt der am rechten Talgehänge entlang führende Weg lediglich Flyschsandstein.

Dieselben Sandsteine konnten gegen Westen zu an dem Wege, der nördlich vom Punkt 871,5 vorüber durch den Mooswinkel gegen Eisenärzt zu führt, beobachtet werden.

Die zwischen Nierentalern und Flyschsandstein eingeschalteten fremdartigen Brekzien stellen ein höchst ungleichförmiges Gemisch dar von sehr festem Gefüge, dessen Komponenten zwischen mehreren Zentimeter großen Fetzen und kleinen Bröckchen von nur 1—2 mm Größe schwanken. Nur vereinzelt finden sich abgeschliffene Gesteine.

Ein wesentlicher Bestandteil der Brekzien wird von weichen, oft schiefrigen Diabasfetzen gebildet, deren Augite zumeist völlig chloritisiert sind, deren sericitisierte Feldspäte jedoch als feine Nadeln und seltener auch als größere Individuen häufig noch erkennbar werden, so daß die ophitische Struktur zumeist mehr oder minder deutlich in die Erscheinung tritt. Außerdem beteiligen sich vornehmlich an der Zusammensetzung dunkle Tonschiefer sowie graue und grüne, zuweilen auch hellrot gefärbte Phyllite. Nicht besonders selten finden sich dunkle, teilweise chloritisches Bindemittel führende Grauwacken, deren reichlicher Gehalt an Feldspäten vorwiegend aus Orthoklas und weniger zahlreichen Plagioklasen besteht und in denen neben Quarzkörnern und Tonschieferfetzen hie und da feinkörnige Quarzbröckchen beigemischt sind. Ein etwas größerer abgeschliffener Brocken erwies sich

als eine graue Arkose¹⁾ und ein anderer als ein Olivindiabasmandelstein. Der letztere zeigt gut erhaltene ophitische Struktur und weitgehende Chloritisierung und Calcitierung sowie Sericitisierung der Feldspäte und großen Reichtum an Titanit- und Pyritimpregnation. Der in Serpentin umgewandelte Olivin findet sich in Form von großen und kleineren Einsprenglingen. In den Mandelräumen zeigt sich als älteste Ausscheidung, die Wände der Mandeln auskleidend, in Eisenhydroxyd umgewandelter Pyrit. Als nächste Generation folgt die wesentlichste Füllmasse bildend Calcit und als letztes Glied im Calcit eingeschlossener Chlorit. Zuweilen tritt der Pyrit auch als jüngstes Mineral im Calcit auf.

Etliche Dünnschliffe durch feinkörnigere Stellen der Brekzien ließen folgende Bestandteile erkennen: Zahlreiche zersetzte Diabase zum Teil mit mehr oder minder gut erhaltener Struktur, Tonschiefer reichlich vertreten, aus Sericit-Quarzaggregaten bestehende Phyllite, sehr feinkörnige sericitische Quarzite, feldspathaltiger Sandstein, Graphitschiefer, ein größeres Kalkspatindividuum und mehrfach dichte Kalkbröckchen. Die einzelnen Bestandteile sind stark miteinander verknetet, zumeist die härteren in die weicheren hineingedrückt, so daß eine enge Verzahnung entsteht, die den festen Zusammenhang bewirkt. Neubildungen von Calcit und Quarz als Bindemittel treten sehr zurück, dagegen bildet der weiche Tonschiefer häufig die Füllmasse zwischen den härteren Bestandteilen.

Als sehr wichtige Komponenten der Brekzien fanden sich einige Brocken von einem grauen Krinoidenstielglieder führendem Kalk, der alpinem Liaskalk außerordentlich gleicht. Diese Kalke weisen stellenweise eine deutliche Marmorisierung auf. Im Dünnschliff heben sich zumeist rundliche grobkristallinische Partien aus dem dichten, beziehungsweise sehr feinkörnigem Kalk heraus. Die Korngröße der Calcitindividuen nimmt in der Regel nach dem Innern der Flecke zu und am Rand dringen körnigere Calcitaggregate in Streifen in die dichteren ein. — Die Schubfetzen und Splitter am Tegernsee und Schliersee, sowie diejenigen von Siegsdorf geben das Bild einer mehr oder minder starken tektonischen Beeinflussung, die durch weite Schubverfrachtung und durch den Druck der überlastenden Flyschmassen entstand. Die Kornvergrößerung der Kalke erklärt sich daher am natürlichsten durch den Einfluß dieser Druckerhöhungen. Somit findet auch das Kristallinwerden der Jurakalke in den Schubfetzen von Tegernsee und Schliersee seine Erklärung nicht durch vulkanische Erscheinungen,²⁾ sondern durch die Wirkung der Dislokationsmetamorphose.

Das Auftreten der fremdartigen Diabasbrekzien ist im Siegsdorfer Gebiet nicht auf den Lechner-Graben beschränkt. Im westlichen Teil des Mooswinkel bei Eisenärzt fanden sich dieselben Gesteine in Blöcken an dem nach Westen hinunterführendem Wege und ebenso wurden diese im Weidengraben südöstlich von Hörgering unterhalb der Flyschgrenze angetroffen auf den unter den Flysch eintauchenden Nierentalern lagernd.

¹⁾ Bei manchen der stark sericitisierten Feldspäte der Arkose ist die Plagioklasnatur an der engen Zwillinglamellierung noch kenntlich. Neubildungen von Calcit und etlichen Quarznestern haben aus den zersetzten Feldspäten reichlich stattgefunden. Einzelne Quarze sind zum Teil undulös oder kataklastisch. Die Ribbildung bzw. der stenglige Zerfall verläuft meist ungefähr parallel der c-Achse (=c). Neben Chloritbildung findet sich in großer Verbreitung Rutil zum Teil als ganze Nester von sehr feinen und feinsten Rutilnadelchen und herzförmigen Zwillingen. Zirkon tritt in einzelnen Körnern auf.

²⁾ Geogn. Jahresh. 1920. XXXIII. Jahrg. S. 2.

3. Zur Stratigraphie des Flysches.

Die Aufschlüsse in den Schlierseer Flyschbergen sind keineswegs recht günstig und daher ist das Gebiet zu eingehenderem Studium der Flyschgesteine nicht sonderlich geeignet. Insbesondere fehlen tief eingerissene Täler mit fortlaufenden Flyschprofilen.

In der Sandsteingruppe bieten sich nur wenig gute Aufschlüsse, jedoch sind die Sandsteine infolge ihres charakteristischen hohen Gehaltes an Muscovit, zu dem sich stellenweise etwas Biotit gesellt, auch dort, wo Aufschlüsse fehlen, an den verwitterten Lesestücken leicht zu erkennen. Vereinzelt nehmen die Sandsteine den Habitus von Konglomeraten oder konglomeratischen Sandsteinen an, in denen bei zurücktretendem Weißglimmergehalt die Quarzkörner Größen von 4—5 mm erreichen. Außerdem finden sich zuweilen Fetzen von Glimmerschiefern sowie graue oder grüne Mergelschlüsse.

Ein leidlicher Aufschluß ist in einem Steinbruch an der rechten Talseite des Leitnergrabens nordöstlich von Ober-Leiten zu beobachten. Die festen glimmerreichen Sandsteinbänke zeigen eine wechselnde Dicke von 10 cm bis zu 1 m. Die mächtigeren Bänke sind fest aufeinandergepackt, während die dünneren mit weichen sandig-tonigen Lagen abwechseln, die etwa die gleiche Dicke wie die festen Sandsteinbänke besitzen und ebenfalls reichlich Muscovit führen. Im Ostergraben stehen die Sandsteine auf der Kurve 870 unterhalb der Brücke im Bachbett an und bilden 0,20—1 m dicke muscovitreiche feste Sandsteinbänke mit zwischengeschalteten 0,20—0,50 m mächtigen Mergelschiefern, deren Schichtflächen mit Muscovitschuppen bedeckt sind. Ferner liegen etwas größere Aufschlüsse in den dickbankigen Sandsteinen am Nordabhang des Schliersberges oberhalb der 1100 Kurve. In dem kleinen Steinbruch bei der Ortschaft Gschwend im Leitzachtal besitzen die Glimmersandsteine dickbankiges bis massiges Gefüge. Weiche schiefrige Lagen wurden hier nicht beobachtet. Auch in dem Sandsteinbruch bei Elbach auf der rechten Seite des Leitzachtals fehlen die weichen Zwischenmittel. Die dickbankigen bis massigen stark klüftigen Sandsteine sind in Lagen von 1¹/₂—4¹/₂ m Dicke fest aufeinandergepackt und zeigen den charakteristischen hohen Glimmergehalt; zuweilen finden sich größere gut abgerollte Quarzkörner. [Nach dem Aufschluß im Steinbruch bei Frais am Westufer vom Tegernsee (vgl. FINK: Flysch im Tegernseer Gebiet S. 9) zu urteilen, treten die schiefrigen Zwischenlagen innerhalb der Sandsteingruppe nach oben mehr und mehr zurück und nehmen geringere Mächtigkeiten an, während die Sandsteine massiger werden.] Weiter im Osten erscheint die Sandsteingruppe wieder im Jenbachtal südlich vom Punkt 636,6.

Zu erwähnen wäre noch ein Aufschluß am Wege nach Rettenbeck südwestlich der Zahl 960. In den typischen glimmerreichen Sandsteinen der Sandsteingruppe des Flysches findet sich hier eine Einlagerung von grauen Zementmergelschiefern, die keinen erkennbaren Glimmergehalt aufweisen und den Mergeln der Kieselkalkgruppe gleichen. —

Für die Kieselkalkgruppe ist vornehmlich der monotone Wechsel von festen mehr oder minder quarzreichen Kalkbänken und weicheren, oft schiefrigen Mergellagen bezeichnend. Bald treten die Kieselkalkbänke an Zahl und Mächtigkeit in den Vordergrund oder die Mergel walten, die festen Kieselkalke verdrängend, vor. Besonders günstige Aufschlüsse, die den unaufhörlichen gleichförmigen Wechsel von harten kieseligen und weichen mergeligen Lagen zeigen, finden sich östlich

vom Schlierseer Flysch an den rechten Talhängen des Jenbaches westlich von Farrenpoint.

Im Schlierseegebiet ist die Kieselkalkgruppe in dem großen Zementmergelbruch bei Kalkgraben nördlich Schliersee erschlossen. Die harten Kieselkalke, die sich im Dünnschliff als schmutzige glaukonitführende Kalke mit nicht sonderlich hohem Gehalt an Quarzkörnern erweisen, treten hier sehr zurück, vielmehr walten bis zu 1 m dicke schiefrig zerfallende und muschelrig brechende schwarze Mergel vor, die sich bei der Verwitterung mit hellblauen Krusten überziehen und im Dünnschliff oft in großer Menge Spongiennadeln erkennen lassen. Die Kieselkalke besitzen eine Dicke von 10—20 cm und heben sich äußerlich von den schwarzen festen Mergeln nur durch ihre hellere Färbung und ihre kantigen Bruchflächen ab. Kieselkalke und Mergel sind entweder fest aufeinandergepackt oder es finden sich Zwischenmittel von grünlichen weichen dünnstiefriigen Mergeln, die oft nur dünne Schnüre bilden oder bis zu 10 und 20 cm Dicke anschwellen.

Eine besondere Fazies innerhalb der Kieselkalkgruppe bilden zumeist grün, seltener auch grau oder schwarz gefärbte makroskopisch dichte, auf frischem Bruch ölig glänzende kalkfreie Quarzite mit Übergängen zu quarzitischen Sandsteinen. In dem ersten linken Seitentale des Gschwandbaches stehen dieselben gut aufgeschlossen an einem Pürschwege auf der Kurve 960 in dicken Bänken abgesondert an. Ein weiterer Aufschluß liegt im rechten Arm des Eckenbaches oberhalb vom Weg zur Kothalpe an der Grenze gegen die grauen Seewenmergel. Infolge ihrer harten und zähen, der Verwitterung wenig zugänglichen Beschaffenheit bilden die Quarzite oft einen erheblichen Bestand der Bachgerölle der Flyschgräben.

Ebenso wie in der Flyschzone zwischen Tegernsee und Isartal besitzt die Kieselkalkgruppe auch bei Schliersee an ihrem südlichen an die Kalkalpen grenzenden Randgebiet eine sandig bis grobklastische Ausbildung. Die Vorkommnisse von groben Konglomeraten wurden bereits von DACQUÉ ausgeschieden und ein genaueres Profil dieser konglomeratischen Randfazies von HAHN aus dem Hofgraben beschrieben. (Einige Beobachtungen l. c. S. 534, 535.) Die von HAHN angenommene Zugehörigkeit der Konglomerate zur Sandsteingruppe konnte auch hier keine Bestätigung finden.¹⁾ Die im Hofgraben zusammen mit den Konglomeraten auftretenden Sandsteine führen nur ganz vereinzelt auf den Schichtflächen Muscovitschuppen. Vornehmlich sind dieselben fast glimmerfreie, im wesentlichen aus Quarzkörnern und kalkalpinem Detritus aufgebaute, zuweilen plattig abgesonderte, von Häcksel lagenförmig durchsetzte Sandsteine, die sich sehr wohl petrographisch von den glimmerreichen Sandsteinen der Sandsteingruppe unterscheiden und außerdem dauernd mit echten Kieselkalken vergesellschaftet sind, sowie alle Übergänge zu diesen zeigen.

Auch im Stadeltal treten südlich des zur Kreuzalpe hinaufführenden Weges oberhalb der 900 m-Kurve an der linken Talseite die glimmerfreien, neben Quarzkörnern reichlich kalkalpinen Detritus führenden Sandsteine aus. An der rechten Talseite gehen diese Sandsteine in einem Abrutsch in klein- bis mittelkörnige bunte Brekzien über, die hie und da grobe 2—3 cm dicke Quarz- und andere Gerölle enthalten, sowie lagenförmig angeordnete Tongallen. Auch diese sandig-konglomeratischen Gesteine stehen in enger Verbindung mit typischen Kieselkalken, die auch das Bachbett erfüllen und am Talgehänge mehrfach austreichen. Nirgend finden sich Anzeichen für das Auftreten der glimmerreichen Sandsteine der Sandsteingruppe.

¹⁾ Geol. Beob. a. Nordrande des Tegernseer Flysches l. c. S. 18 u. 19.

Ein guter Aufschluß im Flyschkonglomerat liegt am Holzwege im oberen Leitnergraben 300 m östlich der Winterstube (Punkt 951). Die über 2 m hohe Wand zeigt eine wirre Anhäufung von Geröllen und Blöcken kalkalpiner und exotischer Gesteine, die nur stellenweise durch sandig-kalkiges Bindemittel verkittet sind. Die kalkalpinen Komponenten bestehen aus einer Menge von verschiedenartigen Trias- und Juragesteinen ohne irgendwelche Auslese. Hauptsächlich sind Lias-Kieselkalke, gelbe Dolomite, oolithischer und dichter Rhätkalk vertreten. Auch recht weiche mergelige alpine Gesteine fehlen nicht, die keineswegs auf einen längeren Transport hindeuten. Ebenso zeigen auch die härteren höchstens kantengerundeten oder scharfkantigen kalkalpiner Gesteine keinerlei Anzeichen für weitere Verfrachtung. Ein grober Block aus dunklem Rhätkalk von etwa 1 m Durchmesser wurde beobachtet ohne jede Rundung. Die mit den kalkalpiner bunt durcheinandergemischten exotischen Gerölle finden sich in allen Größen bis zu $\frac{1}{2}$ m Durchmesser und zeigen im Gegensatz zu den kalkalpiner eine strenge Auslese von nur ganz harten Gesteinen, die alle äußerst vollkommen abgeschliffen sind. Vielfach sind die exotischen Komponenten stark zerquetscht, während die kalkalpiner derartige Druckerscheinungen nicht aufweisen, so daß die ersteren offenbar schon in tektonisch beeinflusstem und abgerolltem Zustande in die Brekzie gelangten.¹⁾ Oberhalb vom Konglomerat stehen im Bachbett Kieselkalke an, die zuweilen in sehr feinkörnige glimmerfreie Sandsteine übergehen und in denen einzelne Lagen von feinkörnigen Kalkbrekzien eingeschaltet sind.

Die Grenze zwischen Kieselkalkgruppe und Sandsteingruppe ist in den Schlierseer Bergen im allgemeinen scharf ausgeprägt. Wechsellagerungen von Gesteinsarten aus beiden Gruppen scheinen allerdings in der Grenzregion vorzukommen (z. B. am Südrand der Schliersbergmulde), jedoch nehmen dieselben keinen größeren Umfang an. Erst in weiter westlicher gelegenen Gebieten werden solche Wechsellagerungen zu schildern sein.

Vielfach wird die Festlegung der Grenze durch das Auftreten der rot, stellenweise auch grau oder grün gefärbten Flyschletten erleichtert. Die bekanntesten Vorkommen liegen am Wege von der Gindelalm zum Neureuthaus, aber auch am Auerberg und nördlich des Kreidezuges sowie im Gebiet zwischen Schliersberg und Molasse sind die eigentümlichen Letten an der Grenze der beiden großen Flyschgruppen, oft breite Zonen bildend, sehr verbreitet (siehe tektonischen Teil S. 211, 212). Im Gebiet des Schliersberges und Rohnberges wurden dieselben jedoch verhältnismäßig nur ganz vereinzelt beobachtet und es ist nicht wahrscheinlich, daß dieselben hier ursprünglich überall zwischen den beiden Flyschgruppen vorhanden waren. Im unteren Leitnergraben nordöstlich von Ober-Leiten ist die Grenze am linken Bachufer leidlich aufgeschlossen. Die roten Letten fehlen hier, dagegen schaltet sich zwischen Kieselkalk und dicken Sandsteinbänken, die mit schiefrigen Zementmergeln wechsellagern in Verbindung mit grünem Quarzit, eine brekziöse harte quarzitisches Bank ein, welche die beiden Gruppen voneinander scheidet. Derartige Brekzienbänke, die oft auch vorherrschend feinkörnigen kalkalpiner Detritus führen, wurden in der Grenzregion der beiden Flyscheinheiten ebensowohl in anderen Flyschgebieten vielfach beobachtet.

¹⁾ Auch das sonst überall in den Tegernseer und Schlierseer Bergen am Kalkalpenrande beobachtete bunte Gemisch der kalkalpiner Gesteine ohne Auslese und ohne Anzeichen für weiten Transport mit den streng ausgelesenen und stark abgeschliffenen exotischen Geröllen zeigt den Ursprung der letzteren aus cretacischen, die Kalkalpen ehemals überlagernden Schichten an.

An den meisten Stellen, wo die roten Letten in wechselnder Breite anstehend angetroffen wurden, trennten dieselben scharf die Kieselkalkgruppe von der Sandsteingruppe. Im Hofgraben findet sich jedoch im Bachbett auf der Kurve 950 m ein schmaler Ausbiß von typischen roten Flyschletten eingelagert in der Kieselkalkgruppe (s. o.) und in engster Verknüpfung mit Kieselkalkgesteinen. An dem am linken Bachufer entlang führenden Wege ist die Fortsetzung des roten Flyschletten, zu dem sich noch graugrüner Letten gesellt, ebenfalls vergesellschaftet mit Kieselkalkgesteinen. Weiter westlich findet sich im Stadeltal südlich vom Punkt 894 an dem zur Kreuzbergalpe hinaufführenden Wege ein breiter Streifen von roten Flyschletten zu Beginn eines Hohlweges aufgeschlossen zusammen mit graugrünen Letten und konkordant eingelagert in Kieselkalken und Mergeln der tieferen Flyscheinheit.¹⁾

Dieses Auftreten der typischen Flyschletten innerhalb der Kieselkalkgruppe, welches sich auch in den Bergen westlich vom Tegernsee öfter wiederholt, führt insbesondere dazu von einer kartographischen Ausscheidung der Letten abzusehen, zumal da die Eintragungen der meist nur fleckenweise an der Grenze der beiden Flyscheinheiten beobachteten Vorkommen das Kartenbild nicht klarer machen würden und zwar die Festlegung der Grenze oft sehr erleichtern, jedoch für die Darstellung des tektonischen Baues der Flyschfalten ohne Bedeutung sind. —

Zur Altersfrage der Flyschablagerungen ist ein Fossilfund am westlichen Gschwendtner Berg südlich Rettenbeck von Bedeutung. Der von der Gindelalpe nach Rettenbeck führende Weg gelangt unterhalb der 1000 m Kurve aus dem Kieselkalk in die helvetische Kreide, an die sich Sandsteinflysch im Norden anschließt, der am Wege und an den Hängen überall günstig aufgeschlossen ist und auf den nördlich nochmals ein 250 m breiter Kieselkalkzug folgt mit Einschaltung einer Scholle von grauen Seewenmergeln und mehreren Gaultblöcken. Genau westlich der Zahl 960 also auf der Grenze von Sandstein- und Kieselkalkflysch finden sich östlich neben dem Wege auf einer kleinen Wellung eine Anzahl Blöcke aus groben quarzreichen Sandsteinen, gespickt mit schwarzen Schieferfetzen. Auf den angewitterten Schichtflächen lassen diese Gesteine außer einigen Bryozoenresten zahlreiche kleine Nummulitengehäuse erkennen, teils mit abgesprengten Schalenteilen, so daß die gekammerten Umgänge sichtbar werden, teils als mehr oder minder vollständige Schalen. Die Blöcke sind zweifellos nicht transportiert, sondern an Ort und Stelle herausgewittert und gehören möglicherweise einer Bank an, die sich ähnlich wie die im Leitnergraben und an anderen Stellen beobachtete Brekzienbank zwischen Sandstein- und Kieselkalkgruppe einschaltet. Zu dem Inoceramenfunde WALTERS in der Kieselkalkgruppe an der Straße Schliersee—Fischhausen und anderen im Flysch aufgefundenen Kreidefossilien (vgl. G. Beob. a. Nordrande d. Tegernseer Flysches l. c. S. 19) bildet der Nummulitenfund insofern eine Ergänzung, als nunmehr auch eine Vertretung vom Alttertiär (Eozän), welches die jüngere Einheit der Flyschablagerungen umfaßt, nachgewiesen ist.

¹⁾ Kurz vor der Kreuzung des über den Kamm vom Pfliegel-Eck führenden Weges mit dem Touristenwege an der Südseite des Seeberges am Ostufer des Tegernsees treten an dem letzteren rote Flyschletten zu Tage aus, die sich an die Schichten der Kieselkalkgruppe anschließen. (Siehe: Flysch im Tegernseer Gebiet etc. l. c. S. 24.) — In der Talschlucht unterhalb des Aufschlusses in den roten Letten fanden sich mehrfach in Brocken die feinkörnigen Kalkbrekzien und kalkigen Sandsteine der klastischen Randfazies der Kieselkalkgruppe. Anstehender typischer Sandsteinflysch wurde jedoch weder hier noch weiter unterhalb der auf der Karte von FIXK angegebenen Stelle beobachtet. Die Letten gehören also gerade wie die weiter östlich nahe der Kalkalpengrenze gelegenen Vorkommen der Kieselkalkgruppe an.

Die Annahme HAHNS eines ausschließlichen kretazischen Alters des südbayerischen Flysches¹⁾ ist somit nicht aufrecht zu erhalten.

Anhang.

Zu diesem Nummulitenfund bei Schliersee gesellt sich ein weiterer aus den Ammergauer Flyschbergen. Etwa 800 m südwestlich vom Forsthaus Unternogg, kurz bevor die Halbammer das Flyschgebiet verläßt, schließt sich an die normal entwickelten, im Tale überall gut erschlossenen, den monotonen Wechsel von Kieselkalken und Mergel zeigenden, meist spitzgefalteten Kieselkalkschichten ein in senkrechter Schichtstellung am rechten Talhang erschlossenes Profil, in dem typische Kieselkalke und Mergel verschiedentlich mit feldspatführenden grobsandigen und konglomeratischen Bänken wechsellagern.

Eine etwa 2 m mächtige Konglomeratbank tritt besonders durch ihre Eigenart hervor. Dieselbe enthält in feinerem Material eingebettete neben kleineren bis zu $\frac{1}{2}$ m dicke Gerölle. Außer gut abgeschliffenem Quarz und anderen exotischen Gesteinen finden sich vielfach alpine Gerölle aus oberem Jura und vor allem ebenfalls gut abgerollte zahlreiche braune Hornsteine aus dem Cenoman der Ammergauer Kalkalpen. Als dritte Gesteinsgruppe sind dunkle und grüne Phyllite vertreten, deren weiche Beschaffenheit und geringe Abrollung auf einen nahe gelegenen (vindelicischen) Ursprungsort schließen lassen. In dieser Konglomeratbank sind ebensolche kleine Nummuliten wie bei Schliersee im Gestein eingesprengt, als Durchschnitte die gekammerten Umgänge zeigend. Außerdem konnten Bruchstücke von Nummulitenschalen in einer glaukonitführenden Sandsteinbank nachgewiesen werden, die das Konglomerat im Norden begrenzt.

Die stratigraphische Stellung dieser grobklastischen, mit typischen Gesteinen der Kieselkalkgruppe wechsellagernden Serie innerhalb des Flysches kann mit Sicherheit nur durch die genaue Kartierung des Ammergauer Flysches festgestellt werden. Wahrscheinlich handelt es sich ebenso wie bei den nummulitenführenden Flyschgesteinen von Schliersee um Grenzschichten der Kieselkalkgruppe gegen die Sandsteingruppe, da sich in dieser Region häufig grobsandige und konglomeratische Bänke einstellen.

¹⁾ Murnauer Moos l. c. S. 57. — Grundzüge d. Baues d. nördl. Kalkalpen zwischen Inn und Enns l. c. S. 241.

Manuskript eingegangen am 28. Okt. 1921.

Inhalts-Übersicht.

	Seite
1. Die Tektonik der Flyschzone	206—216
a) Der Flysch zwischen dem Tegernsee und dem Schliersee	206—209
b) Der Flysch zwischen Schliersee und dem Leitzach-Tal	209—214
c) Die Beziehungen der Flyschfalten zur helvetischen Kreide	214—216
2. Das Auftreten fremdartiger Gesteinsblöcke	216—223
a) Brekzienblöcke	216—218
b) Blöcke aus Ophiolithkalkgesteinen	218—221
c) Weitere Folgerungen	221—223
3. Zur Stratigraphie des Flysches	224—228
Anhang	228

Zur geologischen und paläographischen Geschichte von Oberpfalz und Regensburg, zugleich die Grundlagen der Eisen- und Braunkohlen- Industrie daselbst.

Von

Dr. Walther Klüpfel,

Privatdozent für Geologie an der Universität Giessen.

(Mit 3 Tafeln und 1 Karte.)

Auszug aus der Abhandlung des Verfassers mit Karte der Urtäler bei Regensburg.

Erschienen im März 1923 in den Abhandlungen der Giessener Hochschulgesellschaft III;
zu beziehen durch den Verlag von Alfred Köpelmann in Giessen, Grundpreis Mk. 3.—.

Die Oberpfalz, durch eine uralte Eisenindustrie bekannt, hat in den letzten Jahren auch durch ihre Braunkohlenlager erhöhtes Interesse gewonnen. Die geologischen Grundlagen dieser Industrien sind im Gegensatz zu andern Gebieten Deutschlands noch recht wenig erforscht. Unser Urteil über die Form, Ausdehnung und Nachhaltigkeit der Lagerstätten gründet sich auf die Vorstellungen, welche wir uns von den Verhältnissen zur Zeit ihrer Entstehung und ihrer weiteren Schicksale machen. Je klarer das Bild jener fernen Zeiten in uns aufsteigt, desto sicherer wird das Urteil. In mehr als zweijährigem Studium hat Verfasser, unterstützt durch interessante Aufschlußarbeiten und Bohrungen, Gelegenheit gehabt, Materialien zusammenzutragen, welche den Stoff zu der genannten Abhandlung lieferten. Die Beschreibung folgt unter Berücksichtigung der sich ergebenden Probleme nach historischer Art dem Geschehen der verschiedenen Zeiten und der Entwicklung der wechselnden Landschaften.

Der erste Teil der Arbeit beschäftigt sich zunächst, gestützt auf die Literatur und auf zahlreiche eigene Beobachtungen, mit der Entwicklung der mittleren Oberpfalz, besonders mit dem Amberger Kreidegebiet und der sich südöstlich anschließenden Freihölzer Senke. Die Ausbildung der Kreide wird alsdann nach Süden verfolgt und mit der Regensburger Entwicklung verglichen. Eine Diskussion über den Zusammenhang der Kreideschichten im Süden und Norden des Landes schließt den ersten Teil der Arbeit ab. Der zweite Teil ist der Entwicklung der Oberpfalz während der Tertiär- und Quartärzeit gewidmet. Der Schwerpunkt fällt diesmal infolge der bessern und wichtigeren Aufschlüsse auf die Regensburger Gegend. Dabei wird versucht, die geologischen Vorgänge jeweils durch Zusammenstellung der bereits bekannten Forschungsergebnisse in den Nachbargebieten in

einen größeren Rahmen einzuordnen. So entsteht ein Überblick über die Entwicklungsgeschichte der Oberpfalz vom jüngeren Mesozoikum an bis auf die heutigen Zeiten.

In der fast verwirrenden Fülle und Reichhaltigkeit der geologischen Vorgänge in der Oberpfalz vom Ende der Jurazeit an lassen sich einige besonders wichtige Phasen klar erkennen:

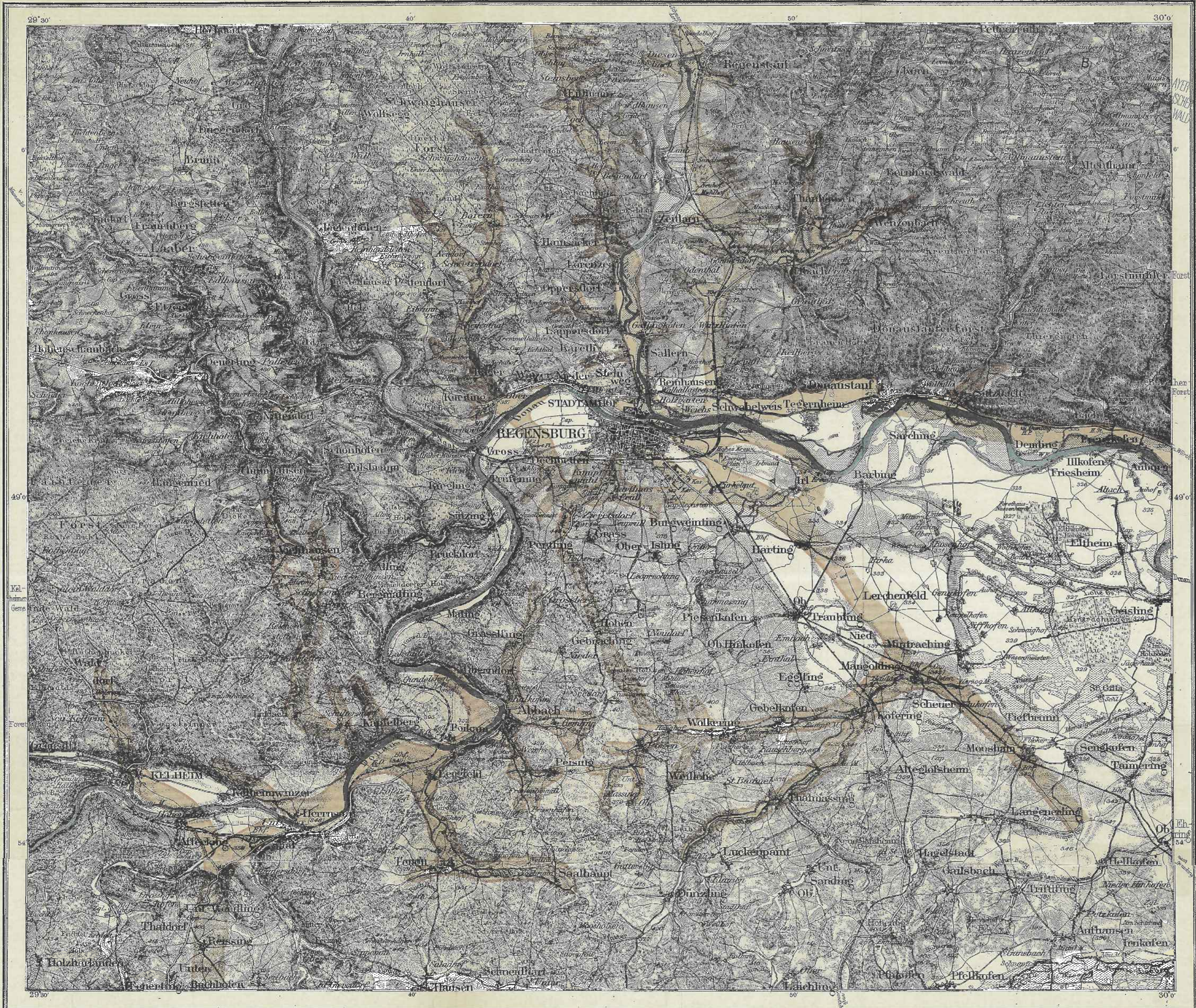
Nach dem Auftauchen aus den Fluten des Jurameeres die Abtragung der gestörten Schollen zu einer ersten Verebnungsfläche; zur Zeit der Unterkreide die Urtalbildung, die erste Transgression des Kreidemeeres in die Täler der sinkenden Landschaft und sein Rückzug, dann die Auffüllung jener Urtäler mit den Sandmassen der Erzformation, zugleich das Aufsteigen der Eisenlösungen und die Entstehung der Erzlager an den präcenomanen Spalten; das Transgredieren des cenomanen Grünsandsteins und der turonischen Bildungen in verschiedenen Etappen; der endgültige Rückzug des Kreidemeeres im Senon; die Festlandszeit im Eozän; die Hauptstörungsphase im Altoligozän und die darauf folgende Einebnung und große Urtalbildung unter streckenweiser Benutzung der alten Kreidetäler; die Auffüllung der Täler mit Ton und Braunkohle im Obermiozän mit der nachfolgenden Auswaschung dieser Bildungen; endlich die Auffüllung aller Vertiefungen durch die obermiozänen Glimmersande. Dann mit Beginn des Pliozän eine starke Umgestaltung der Verhältnisse: Das Einschneiden der jungen Täler und die Entwicklung des Donausystems unter streckenweiser, zum Teil rückläufiger Benutzung der tertiären und kretazischen Urtäler. Schließlich im Diluvium die Entwicklung der Donau zum Alpenfluß und das räuberische Eindringen des Rheinsystems, verbunden mit der Anzapfung ihrer linken Nebenflüsse. Sodann die Herausbildung unserer heutigen Verhältnisse mit der fortschreitenden Exhumierung der alten Landschaftsformen.

Für das Studium solcher Vorgänge bietet die Amberger und Regensburger Gegend ein geradezu klassisches Beispiel.

Beiliegende Karte läßt den Verlauf der oligozänen Urtäler in der Regensburger Gegend deutlich erkennen. Bei ihrer Betrachtung erhält man den Eindruck, als ob die Bilder zweier ganz verschiedener Landschaften übereinandergedruckt seien. In der Tat liegen die in das feste Jura- und Kreidefundament eingetieften Hauptstränge dieses Talsystems etwa 60 m unter dem Niveau der heutigen Donau begraben. Die Füllmasse besteht aus obermiozänen Tonen mit Braunkohlenflözen und lockern Glimmersanden einer obermiozänen Auswaschungsperiode. Über die Einzelheiten der ganzen Entwicklung sei auf das genannte Werk selbst verwiesen.

UMGEBUNGSKARTE REGENSBURG.

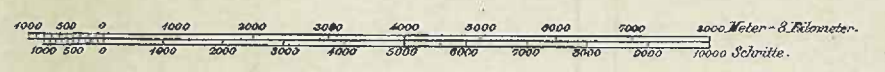
Klüpfel: Die tertiären Urtäler bei Regensburg.



Topograph. Bureau München, 1912.
Alle Rechte vorbehalten.

Maßstab 1:50,000 der natürl. Länge.

Die Zahlen geben die Höhe über Normal Null in Metern an.



Tätigkeitsbericht der Geologischen Landesuntersuchung für das Jahr 1922.

Stand der Feldaufnahmen.

Überarbeitung des Blattes Windsheim bes. Teilblatts Uffenheim, 1:100000 (Dr. Pfaff und Dr. Schuster). — Fortsetzung der Aufnahme des Blattes Presseck, 1:25000 (Dr. Wurm). — Beginn der Aufnahme der Blätter Dietmannsricht und Grönenbach, 1:25000 (Dr. Knauer). — Aufnahme in der Umgebung des Klingenberger und Schippacher Tonvorkommens im Spessart (Dr. Arndt). — Ergänzungsarbeiten im Gebiet des Blattes Speyer, 1:100000 (Dr. Reis).

Sonstige Aufnahmebegehungen, auswärtige Besichtigungen.

Dr. Reis: Begehungen in der Umgebung von Bayreuth zur Vorbereitung der Führung des Oberrheinischen Geologischen Vereins. — Besichtigungen in der Umgebung von Bad Brückenau zur Neubohrung von Säuerlingen und zur Ergänzung der Beobachtungen für Blatt Brückenau. — Besichtigung bei Kissingen zur Wasserfassung der Quellen beim Frauenweiher. — Begehungen bei Reichenhall und Berchtesgaden zur Abfassung zweier Gutachten. — Besichtigung des Gienanth-Stollens bei Niederschlettenbach in dem dortigen Eisenerzgang. — Besichtigungen am Kanal der Mittleren Isar zur Profilaufnahme. — Begehung in der Umgebung von Alsenz (Rheinpfalz). — Begehung zwischen Wolfstein und Kreimbach (Rheinpfalz). — Führung des Vereins für Heimatkunde von Kusel nach Körborn und zurück und von Kusel nach dem Potzberg und zurück. — Führung von Hainfeld über Modenbach und Ramberg nach Albersweiler. — Dr. Pfaff: Vervollständigung der vorjährigen magnetisch-geologischen Messungen um den Peißenberg. — Einsammlungen von typischen Formationssandproben zu Versuchen des Landesamts für Pflanzenbau. — Besichtigung bei Hammerau (Gasaustrittsstelle in der Saalach). — Dr. Schuster: Besichtigungen bei Burgsinn (Eisenvorkommen), bei Veitshöchheim (Grundwasserfrage), zwischen Lohr und Gemünden (Buntsandsteinbrüche). — Besichtigung eines Basaltvorkommens bei Vöccawind. — Führung des Bezirkslehrervereins von Kitzingen in der Umgebung von Kitzingen. — Dr. Münichsdorfer: Einsammlungen zu Blatt Neuötting. — Einsammlungen der Proben von 14 Örtlichkeiten von Kalkdüngungen. — Aufnahme von acht landwirtschaftlichen Gütern — Schrobenhausen, Arnoldsmühle, Bofzheim, Washof, Bergheim, Markt, Schermühle, Tacherting, Rothhof und Unterhof bei Stadtlauringen (Unterfr., mit Dr. Spengel zusammen). — Dr. Niklas: Begehungen bei Niederarnbach, bei Ingolstadt, bei Oberelchingen, Obermedlingen, Dietramszell, Puchhof bei Straubing, Bernried am Starnbergersee, Gern bei Eggenfelden, Steinach bei Straubing, Irlbach bei Straubing, in der Umgebung von Edenkoben, Kaiserslautern, Neustadt, Langenkandel und Ludwigshafen mit Einsammlungen und kartistischen Feststellungen. — Teilnahme an der III. Internationalen Konferenz für Bodenkunde in Prag. — Dr. Arndt: Weitere Begehungen zwischen Passau und Engertsham (Unter-Inn- und Donau-Kraftwerk). — Begehungen im Bereich der Braunkohlenflöze bei Alling-Regensburg. — Befahrung des Erzberges bei Amberg und Besichtigung des dortigen Phosphoritbergbaues. — Begehung im Bereich der Maxhütte Haidhof. — Begehungen im Bereich der Kupfererzgruben Sommerkahl, Kleinkahl und Schöllkrippen. — Besichtigungen im Buntsandstein bei Heigenbrücken. — Dr. Knauer: Untersuchungen am Loisachkanal bei Gelting. — Untersuchung des Stollens bei Schönmühle an der Loisach. — Viermalige Untersuchungen im Kesselbergstollen und Umgebung bezüglich verschiedener Anfragen. — Begehungen von Nebenflüssen des Lechs und am Plansee wegen Feststellung der Geschiebeführung und Wasserkraftausnützung. — Untersuchung des Geländes für den Oberrachstollen des Walchenseewerkes. — Begehung der Ammer von Altenau bis Diessen zur Übersicht über die Wasserkraftausnutzungsmöglichkeiten. — Untersuchung von Aufschlüssen und Funden in der Martinszeche bei Kohlgrub. —

Bereisung der Iller zu Schiff zur Übersicht über Wasserkraftausnützung, und bei Plansee wegen Wasserkraftausnützung und am Halblech wegen Geschiebeführung. — Untersuchungen bei Krugzell und Altusried (Wasserkraftausnützung). — Einsammlung der Bodenproben von Örtlichkeiten der Kalkdüngung des Landesamts für Pflanzenbau etc. — Dr. Wurm: Begehungen in der Umgebung von Berneck, Goldkronach und Bayreuth zur Vorbereitung der Ausflüge des Oberrheinischen Geologischen Vereins 1922 und der Tagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1923. — Aufsammlung der Bodenproben aller Formationsglieder der Umgebung von Bayreuth. — Besichtigung der Werke von Stockheim und Reitsch und deren Umgebung. — Besichtigung der neuen Aufschlüsse in Malgersdorf. — Aufsammlung der Bodenproben von Örtlichkeiten der Kalkdüngung des Landesamtes für Pflanzenbau. — Besichtigungen in der Umgebung der Maxhütte Haidhof. — Steinbruchaufnahmen in der Umgebung von Kelheim. — Besichtigung der geplanten Talsperre bei Mauthaus im Rodachtal (Ufr.). — Untersuchung eines Feldspatvorkommens bei Eslarn (Opf.) und des Untergrunds von Schloß Schwarzenberg (Scheinfeld, Mfr.). — Einsammlung von typischen Formationssandproben für Versuche des Landesamtes für Pflanzenbau. — Teilnahme in besonderem Urlaub an den geologischen Ausflügen der Tagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Breslau. — Amtliche Teilnahme an den geologischen Ausflügen der Deutschen Geologischen Vereinigung im sächsischen Erzgebirge bei der Tagung der Naturforscher und Ärzte in Leipzig. — Dr. Spengel: Untersuchung der Umgebung von Aystetten auf Ton. — Gutsuntersuchung bei Weiden, Nürnberg, bei Stadtlauringen, Schweiganger und Kringell. — Dr. Laubmann: Erste Begehung des großen Kornberges mit seinen verschiedenen Granitbrüchen und des aufgelassenen Granitbruches am kleinen Kornberg. — Besichtigung der Serpentinaufschlüsse am Burgstall bei Förbau bei Schwarzenbach a. Saale, derjenigen bei Schwarzenbach a. Saale und Schwingen und des Wurlitzer Bruches, der Pegmatite am Epprechtstein, des Lehstenberges und Rudolfstein bei Weißenstadt, des Granits und Pegmatits am Fuchsbau bei Leupoldshof, der Granitbrüche an der Kösseine. — Besichtigung der Zinnerzlagerstätten zwischen Schönwind und Weißenhaid bei Weißenstadt. — Besichtigung der Specksteingruben bei Göpfersgrün und Thiersheim. — Besichtigung der Kalkbrüche bei Neusorg und am Kalkhäusel bei Dechantsees und an der Chamottefabrik bei Marktredwitz. — Besichtigung des Redwitzit-(Syenit-) Bruchs bei Wölsau und von Pirk bei Tirschenreuth. — Aufsammlung von Material (Gesteins- und Mineralvorkommen) für das Lokalmuseum in Tirschenreuth. — Besichtigung der Feldspatgruben bei Beidl und Wildenau Plößberg bei Tirschenreuth, Zeßmannsrieth bei Vohenstrauß, Hagendorf bei Pleystein und Burkhardrieth bei Waidhaus. — Besuch der Flußspatgänge am Wölsenberg, des Pegmatitaufschlusses mit Pinit bei Weiding und der Bleierz- und Flußspatgruben zwischen Krandorf und Unterauerbach. — 2. Begehungen zur Vorbereitung der Ausflüge der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1923. — Mineralvorkommen vom Hohenbogen, Granitwerk Blanberg a. Cham, Flußspatgänge am Wölsenberg, Liesenthan und Stulln, Pegmatite bei Weiding, Godlhof und Unterkatzbach, Bleierzvorkommen bei Krandorf, Serpentin bei Schönsee, Pegmatite bei Schönsee, Kreuth bei Eslarn, Hagendorf, Pleystein und Plößberg, Basalte bei Triebendorf und Groschlattengrün. Daran anschließend Besichtigung des Basaltbruchs am Weidersberg bei Brand s. Marktredwitz; der Pegmatite in der Gregnitz bei Nagel; der Aplitgänge bei Selingau bei Ebnath; der Eisenglimmergänge am Gleisingerfels bei Fichtelberg und des Proterobasgangs am Ochsenkopf; der Aplitgänge in der Waldabteilung „Helle Glocke“ und der Eisenerzgänge am Mittelberg bei Warmensteinach. — Besichtigung des Lokalmuseums in Kulmbach und anschließend des Peterleinstein bei Kupferberg; des Serpentinaufschlusses bei Wurlitz; der Granitaufschlüsse bei Schwarzenhammer, am Hirschensprung im Egertal und bei Selb; der Granitbrüche am Epprechtstein, Lehstenberg und auf der Südseite des Waldsteines; der Zinnerzvorkommen bei Schönwind-Weißenhaid; der Syenit-(Redwitzit-) Vorkommen bei Höfen bei Tirschenreuth; der Neuen Feldspatgrube bei Beidl und des neuen Topfsteinvorkommens bei Haid bei Tirschenreuth. — Neufeststellungen des längst verlassenen Pegmatitaufschlusses an der Sägemühle bei Tirschenreuth. — Besuch von Neualbenreuth mit dem Eisenbühl bei Boden und den Andalusit- und Pinitvorkommen am Tillenberg.

Amtliche Veröffentlichungen.

Blatt Hendungen 1:25000 mit Erläuterungen von Dr. Pfaff und Dr. Niklas. — Blatt Dachau und Blatt Pasing 1:25000 mit Erläuterungen von Dr. Koehne, Dr. Weigert, Dr. Paul und Filchner. — Blatt Passau 1:25000 unter Beteiligung von Dr. Münchsdorfer (Blatt Eholting) und Dr. Arndt (Blatt Fürstzell). — Ausarbeitungen zu einem Führer in die Umgegend von Bayreuth, Goldkronach und Berneck (Oberrheinischer Geologischer Verein) mit Karten und Profilen von Dr. Reis und Dr. Wurm. — Geognostische Jahreshefte 1921: Geologisches Übersichtskärtchen 1:25000 des Gebietes westlich von Kirchheimbolanden von Dr. Reis und Dr. Niklas. — Über Feingefüge und

Wassergehalt von Opalen aus der Rhön etc. von Dr. Reis und Dr. Spengel. — Nachträge zur Geolog. Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf, II. Teil (Dr. Reis). — Über einzelne Beobachtungen im Diluvium der Umgegend von München, Dr. Reis. — Das geologische Querprofil von München von Dr. Münichsdorfer. — A. Wurm: Über die neu aufgedeckten Erbdorfer Blei-Zinkerzgänge etc.

Sonstige wissenschaftliche Veröffentlichungen.

Dr. Knauer: Die Gipslagerstätten im südlichen Bayern, Bayerische Industrie- und Handelszeitung 1922 Nr. 15/16. — Dr. Reis: Über farbige Marmorkalkvorkommen in den Alpen, ebenda 1922 Nr. 4. — Dr. Wurm: Über Frankenhäuser schwarzen Marmor, ebenda 1922 Nr. 4. — Dr. Schuster: Die vulkanischen Tuffe des Rieses, ebenda 1922 Nr. 7. — Dr. Laubmann: Die bayer. Specksteinindustrie, ebenda 1921 Nr. 1. — Dr. Reis: Über volkstümliche Bezeichnungen in der Gesteinskunde, Pfälzische Heimatkunde 1922. — Dr. Reis: Über das Hautskelett von Iguanodon, Zentralblatt für Min. etc. 1922 Nr. 3. — Dr. Wurm: Zur Geologie von Ostmazedonien, Neues Jahrb. f. Min. 1922. I. 21. — Dr. Laubmann: Studien über Mineralpseudomorphosen III, Mitt., Neues Jahrb. f. Min. etc. 1922 Bd. II. — Dr. Niklas: Bodenkundliche Forschungen in ihrer Bedeutung für die Flurbereinigung, Landwirtschaftl. Jahresber. f. Bayern 1922. — Dr. Niklas: Bodenkartierung und Bodenforschung in Bayern, Südd. landwirtsch. Zeitschr. 1922.

Fertig ausgearbeitete wissenschaftliche Arbeiten für die Geognostischen Jahreshefte.

Dr. Reis: Die Gastropoden des Wettersteinkalkes, mit 8 Tafeln, I. Teil (7 Tafeln sind gedruckt, das Manuskript ist fertig). — Dr. Laubmann: Die Phosphatminerale und Edelerden des Amberg-Auerbacher Eisenerzkörpers. — Dr. Pfaff: Beziehung zwischen geologischen und erdmagnetischen Verhältnissen. — Dr. Schuster: Neue Beiträge zur Kenntnis der permischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz (und deren Nachbargebieten). — Dr. Reis: Wichtige pflanzliche Einschlüsse in den rheinpfälzischen Seesinterkalken und ihre Beziehungen zur Kalkentstehungsfrage. Mit 3 Tafeln. — Dr. Reis: Klein-oolithartige sideritische Versteinung in Kohlenflözen von St. Ingbert; zur Oolithfrage. Mit 1 Tafel. — Dr. Reis: Über eine kalkoolithische Versteinung eines tertiären Baumstrunks. Mit 1 Tafel. — Dr. Reis: Über dolomitische sogen. Coalballs im Karbon und ihre mineralische Entstehung. (Aus der Sammlung von Prof. Felix in Leipzig.) — Dr. Laubmann: Der Serpentinaufschluß bei Wurlitz als Minerallagerstätte. (Die im Serpentin und Gabbro von Wurlitz vorkommenden Mineralneubildungen werden nach Vorkommen und Entstehung im Zusammenhang behandelt.) — H. Laubmann: Die Zinnerzlagerstätten des Fichtelgebirges. (Das gangförmige Zinnerzvorkommen von Schönwind-Weißenhaid bei Weißenstadt sitzt im Granit auf, zeigt die typische Veränderung und Mineralführung der pneumatolytischen Zinnerzformation und steht im Zusammenhang mit den bekannten Pegmatiten des Schneebergmassives und denen des Waldsteinzuges. Die Zinnseifen finden dadurch ihre naturgemäße Erklärung.)

Berichte, Gutachten und schriftliche Auskünfte über geologische Gegenstände.

Basalt. Über Schottermaterial zum Straßenbau Hörstein—Hohl. — Über die Anlage eines Basaltbruches bei Voccawind.

Erdgase. Bericht über Erdgasaustritte in der Saalach bei Hammerau.

Gips. Gutachtliche Äußerungen über Auftreten und die Wirkungen des Gipses (Anhydrites) im Kesselbergstollen des Walchenseckkraftwerkes.

Eisenerz. Über den Niederschlettenbacher Eisenerzgang in der Pfalz.

Kalk und Sandstein i. A. Über die Brauchbarkeit des bei Bichl anstehenden Sandsteins zu Wasserbauzwecken. — Über Wetzsteinvorkommen in Oberbayern und Allgäu. — Über Kalkvorkommen, beim Röckweilerhof (Wolfstein) Rheinpfalz. — Über einen Kulm-Kalkbruch von Bodenschätz bei Elbersreuth. — Zusammenstellung über Düngerkalke im rechtsrheinischen Bayern.

Ton. Über Ton- und Porzellanerde in der Rhön. — Über den Klingenberg und Schippacher Ton im Spessart. — Über ein Tonvorkommen von Aystetten (Schwaben). — Über den alten Pegmatitbruch an der Sägemühle bei Tirschenreuth. — Über Quarz- und Feldspatfundorte für eine Porzellanfabrik in Marktredwitz. — Über eine Feldspatgrube bei Burkhardtsrieth. — Über Tonproben bei Tirschenreuth. — Über ein Feldspatvorkommen bei Eslarn (Oberpfalz). — Über Anzeichen von naturreinem oder geschlämmtm Kaolin hinsichtlich der Tariffestsetzung.

Braunkohlengebirge und Anschließendes. Lehm und Letten. Über eine Schichtfeststellung bei Schendrichwörth (Peißenberg). — Über Bitumengehalt von Schieferen bei Koburg. —

Über die Brauchbarkeit eines Lettenvorkommens bei Gelting. — Über das Lehmlager bei Schäftlarn. — Über die Erstreckung der Allinger Braunkohlenflöze nach Süden. — Über Glimmersande von Holzhäusl Triftern (Niederb.).

Salz und Soolequellen. Über die geologischen Verhältnisse der Reichenhaller Soolequellen. — Über die tektonische Auffassung der Lagerung des Berchtesgadener Salzstocks hinsichtlich praktischer Folgerungen. — Frage der Erschließung von Kalisalzlagern nordöstlich von Bayreuth.

Schiefer. Zur Frachtverrechnung eines Talkschiefervorkommens. — Über Dachschiefer und Tafelschiefer (Tariffrage).

Schutzbereichfragen und -Feststellungen. Wasserkraftanlagen und anderes. Schutzbereich für Bad Höhenstadt (zweimalige Äußerung). — Mutung im Schutzbereich der König Ottoquelle bei Wiesau. — Schutzbereich der Quelle bei Großgarnstadt. — Wasserversorgung und Schutzbereich der Gemeinde Langenreut. — Unterhaltung des Triftwehres in der Saalach bei Reichenhall. — Abdichtung des Loisachkanals bei Gelting. — Ausarbeitungen eines größeren Gutachtens mit Karten und Profilen über das Unter-Inn-Donauprojekt. — Über Stauhöhen der Iller-Wasserkraftausnützung. — Über die geologischen Verhältnisse des für ein Kraftwerk geplanten Geländepunkts bei Krugzell (Altusried). — Über die Anlage eines Stauwehres am Lech. — Über die Führung des Oberrachstollens (Walch.-W.). — Über das Gelände eines geplanten Kanals zur Ausnützung der Wertach-Wasserkraft zwischen Eltringen und Göggingen. — Über eine Talsperre bei Mauthaus im Rodachtal. — Über den Hauptentwässerungsstollen für den Graphitbergbau von Kropfmühl-Pfaffenreuth. — Über den Grundwasserentzug durch eine Feldspatgrube bei Hagendorf. — Bericht über die Schotterführungsfeststellungen im Lech und Nebenflüssen.

Untergrundsfeststellungen und Erdbewegungen. Der Untergrund des geplanten Neubaus eines chemischen Laboratoriums und großen Hörsaales für die Hochschule Weihestephan. — Über die Beschaffenheit des Untergrundes von Schloß Schwarzenberg bei Scheinfeld. — Über den Dammrutsch beim Straßenumbau Binzenried unweit Kempten.

Allgemeines. Über Ansiedlung von Industrie in der Umgegend von Hammelburg. — Übergutachten über eine Äußerung zu dem Vorkommen von sogen. Braunkohle bei Kirchdorf am Inn. — Über ein Buntsandsteinprofil der Rheinpfalz. — Über Gasmasserückstände. — Vorschläge über Alm- und Weideuntersuchung in Bayern.

Mündliche Beratung in größerem Umfang.

Beratung über eine Bohrstelle auf Kohle bei Peißenberg. — Beratung über ein kleines Kohlevorkommen bei Neuleiningen in der Pfalz. — Beratung über ein Kohlenflöz östlich vom Inn. — Beratung über die Großweiler Braunkohle. — Beratung zu den Bohrungen auf Erdöl und Kalisalz am unteren Inn. — Beratung über Kohle bei Obermoschel. — Beratung über Malgersdorfer Erde. — Beratung über ein Markasitvorkommen im Lignit von Alling. — Beratung über Magnesit in Bayern. — Beratung über eine Grundwasserangelegenheit bei Veitshöchheim. — Beratung über die Erweiterung der Kissinger Wasserversorgung. — Beratung über Wassererschließungsmöglichkeiten bei Uffenheim. — Beratung über Formationsgebilde im Mainbett bei Würzburg. — Beratung über das Ausbleiben einer Quelle in einem Anwesen am Ammersee. — Mehrfache Auskunft über Kalkvorkommen im Alpengebirge. — Beratung über Jodquellen. — Beratung über die geologischen Verhältnisse im Illergebiet in Bezug auf Wasserkraftausnützung. — Beratung über ein Erzvorkommen im Schilfsandstein von Seenheim. — Beratung über bayerisches Marmorkalkvorkommen. — Beratung über Gesteine in der Nähe eines Truppenübungsplatzes. — Beratung über unerwartete Klüftungen im Stollen bei der Schönmühle an der Loisach.

Mineral- und Gesteins-chemische Analysen.

I. Vollanalysen.

1. Schäckschiefer 9 E.b.¹⁾ — 2. Felsitporphyr 10 E.b. — 3. Felsitporphyr — Pechsteinfazies 9 E.b. — 4. Rhätischer Plattenkalk (Wirtsalpe) 10 E.b. — 5. Schieferiger Plattenkalk (Wirtsalpe) 4 E.b. — 6. Schwarzgrauer Megalodonkalk 4 E.b. — 7. Hauptdolomit von der Wirtsalpe 4 E.b. — 8. Hauptdolomit vom Hallwegenhof 5 E.b. — 9. Liasfleckenmergel vom Hallwegenhof 4 E.b. — 10. Weißjura von Hallwegenhof 5 E.b. — 11. Cenomanmergel von Hallwegenhof 7 E.b. — 12. Flyschsandstein von Neuhaus 4 E.b. — 13. Flyschkalk von Neuhaus 5 E.b. — 14. Fucoidenmergel von Neuhaus 4 E.b. — 15. Zementstein von Weghaus bei Eschenlohe 3 E.b. — 16. Sandiger Dolomit von

¹⁾ E.b. bedeutet Einzelbestimmungen.

Rodersberg (Bayr.) 6 E.b. — 17. Wellenkalk von Döhlau 4 E.b. — 18. Felsitischer Keratophyr 7 E.b. — 19. Pechstein aus der Keratophyrreihe 8 E.b. — 20. Natronhornblende 9 E.b. — 21. Kalktonerdegranat 5 E.b. — 22. Topazolith 4 E.b. — 23. Klinozoisit 3 E.b. — 24. Ganggestein im Tholeyit von Martinstein 7 E.b.

II. Einzelprüfungen.

25. Bleiglanz von Kropfmühl, Silberbestimmung 2 E.b. — 26. Diluvialböden von Aufkirchen, Feststellung der organischen Substanz 6 E.b. — 27. Quecksilbermutung St. Felix bei Neustadt WN., 2 Quecksilberbestimmungen, 3 E.b. — 28. Fichtelgold-Bergbau, A.-G., Untersuchung zweier Proben auf Gold 4 E.b. — 29. Phosphoritknollen aus der Pfalz: Phosphorsäurebestimmungen, 2 E.b. — 30. Arbeiten für das Walchenseekraftwerk: 5 Wasseranalysen auf Gipsgehalt 5 E.b.; 24 Betonuntersuchungen auf Gipsgehalt 24 E.b.; 20 Betonuntersuchungen auf Sulfidschwefel 20 E.b. — Höhlenlehm von Pottenstein (Phosphorsäurebestimmung). (Im ganzen 206 Einzelbestimmungen.)

Bodenkundlich gutachtliche Aufnahmen, Ausarbeitungen und analytische Untersuchungen.

a) Ausarbeitung vorjähriger Gutsaufnahmen von Zimmern bei Tann (Niederbayern), Bruckmühl bei Markt am Inn, Dietfeldhof, Gaß, Mehltheuer, Neuhaus, Hallwegenhof, Wirtsalpe. b) Neuaufnahmen von Gütern: Rinderhof bei Schrobenhausen, Arnoldsühle bei Schrobenhausen, Bofzheim bei Ingolstadt, Washof bei Pfaffenhofen am Inn, Bergham bei Markt am Inn, Schermühle bei Tacherting a. Alz, Rothof bei Stadtlauringen (Unterfr.), Unterhof bei Stadtlauringen (Unterfr.), Niederarnbach, Almesbach bei Weiden, Wendelstein bei Nürnberg, Stammgestüt Schwaiganger, Weidegut Kringell. — Weiter wurden für 12 Beratungsstellen der B.A.S.-Fabr. die eingesandten Böden untersucht und begutachtet und 10 Bodenkärtchen aus Düngungsversuchen vom Limburgerhof in der Pfalz entworfen. — Die gutachtlichen Untersuchungen bedurften bis jetzt insgesamt 2204 chemischer und physikalischer Einzelbestimmungen im Laboratorium.

Vorträge.

Vortrag bei Führung des Vereins für Heimatkunde in Kusel nach Norden und Süden von Kusel (Dr. Reis). — Vortrag bei Führung der Speyerer Lehrer von Hainfeld über Modenbacherhof nach Ramberg und Albersweiler (Dr. Reis). — Vortrag bei Führung des Junglehrervereins Kitzingen in die Umgebung von Kitzingen (Dr. Schuster). — Vorträge bei den Führungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins in die Umgebung von Bayreuth, Goldkronach, Berneck, Gefrees, Hof und Neustadt am Kulm (Dr. Reis und Dr. Wurm). — Vortrag bei der Generalversammlung der Pollichia in Ludwigshafen über bodenkundliche Arbeiten der Geologischen Landesuntersuchung im Anschluß an die geologischen Aufnahmen der Rheinpfalz (Dr. Niklas). — Vortrag vor der Bezirkslehrervereinigung von Mainburg über die bodenkundlich-landwirtschaftlichen Verhältnisse des Mainburger Bezirkes (Dr. Niklas). — Vortrag im Verein zur Förderung der Grünlandwirtschaft in Bayern, Sonderwoche in München (Dr. Niklas). — Vortrag in Nürnberg vor dem Wirtschaftsbund der bayerischen und württembergischen Kalkwerke (Dr. Niklas). — Vorträge über den Gips in Bayern mit Lichtbildvorführungen vor dem Beirat der Geologischen Landesuntersuchung im Oberbergamt München (Dr. Schuster und Dr. Knauer).

Abgabe von Übersichts- und Lehrsammlungen bzw. Herrichtung zur Abgabe (1921—1922).

Für das Tirschenreuther Lokalmuseum. — Für die Bayreuther Lehrerbildungsanstalt (Teilsammlung im Tausch). — Für die Präparandenschule in Münchberg (Teilsammlung im Tausch). — Für das Neue Realgymnasium München, Müllerstr. (1921). — Für die Kreisoberrealschule III München, Klenzestr. — Für die landwirtschaftliche Schule Weißenhorn. — Für die landwirtschaftliche Schule Schweigelberg. — Für die Zeppelinschule in Speyer. — Für das Historische Museum in Speyer.

Öffentliche amtliche Veranstaltungen.

Beteiligung an der Wanderausstellung der Deutschen Landwirtschaftsgesellschaft in Nürnberg mit einer Zusammenstellung von bayerischen Gesteinen und zugehörigen Bodenarten, mit Bodenkarten, Gutsaufnahmenkärtchen und einer Übersichtskarte der seit 1910 von der Landesuntersuchung geleisteten bodenkundlich-landwirtschaftlichen Gutsaufnahmen, Gutachten, Karten, Schriften und Beratungen.

Übersicht

über die in den Jahren 1921 und 1922 erschienene geologische Literatur Bayerns und der nächst angrenzenden Landesteile.

Abkürzungen. B.: die Braunkohle; C.: Centralblatt für Mineralogie u. s. w.; D.: Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft; E.: Die Ernährung der Pflanze; G.: Geognostische Jahreshefte; e: erschienen; Gl.: Glück auf; J.W.: Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt Wien; K.: Zeitschrift für Kristallographie; L.J.: Landwirtschaftliches Jahrbuch; N.: Neues Jahrbuch für Mineralogie u. s. w.; N.F.: Naturwissenschaftliche Zeitschrift für Land- u. Forstwissenschaft; P.: Zeitschrift für praktische Geologie; V.W.: Verhandlungen der geologischen Reichsanstalt Wien; W.: Wochenschrift des Landwirtschaftlichen Vereins in Bayern.

Bayerisch-Böhmischer Wald und Fichtelgebirge.

- Bergt, W.: Die Stellung des Pyroxengranulites im System der Eruptivgesteine. C. 1918. S. 19.
- Brand, H.: Die Kupfererzlagerstätte bei Kupferberg in Oberfranken mit besonderer Berücksichtigung ihrer Beziehungen zur Münchberger Gneismasse. — I. Bericht über die Voruntersuchungen in den Jahren 1918—1920. (Mit 1 montageolog. Karte 1:10000 u. 10 Tafeln.) S. 1—102. G. XXXIV. 1921. e. 1922.
- Haf: Das Eisenerzlager von Langenbach bei Bad Steben. S. 133—142. — G. XXXIV. 1921. e. 1922.
- Krumbeck, L.: Über die Freihölzer Großschotter im Vorlande der Blauen Berge bei Amberg. S. 23—32. Mit 1 Tafel. — G. XXXIII. 1920. e. 1922.
- Lehner, A.: Beitrag zur Kenntnis des „Rotliegenden“ am Rande des Bayrischen Waldgebirges. M. B. — D. 72. Bd. 1920. S. 186.
- Mieleitner, K.: Über einige Mineralien vom Fuchsbau im Fichtelgebirge. — K. 56. Bd. S. 90.
- Mieleitner, K.: Über einige Mineralien von der Gregnitz im Fichtelgebirge. — K. 56. Bd. S. 94.
- Mieleitner, R.: Die Kieslagerstätte bei Lam im Bayerischen Wald. S. 33—46. Mit 1 Tafel. — G. XXXIII. 1920. e. 1922.
- Oßwald, K.: Geologie der Umgegend von Erbsendorf und die dortigen Steinkohlenlager. S. 113 bis 124. Mit 1 Karte u. 1 Profil. — G. XXXIV. 1921. e. 1922.

- Seidlitz, W. v.: Tektonische Beziehungen der Münchberger Gneismasse zum Erzgebirge und nördlichem Böhmerwald. — Geolog. Rundschau 1921. Bd. 12. S. 270.
- Wurm, A.: Über die neu aufgedeckten Erbsendorfer Blei-Zinnerzgänge und ihre Bedeutung für die Altersstellung der oberpfälzer und oberfränkischen Erzgänge. S. 103—112. Mit 1 Grubenplan, 1 Planskizze der Gänge und 4 Gangprofilen). — G. XXXIV. 1921. e. 1922.

Fränkischer Jura.

- Reuter, L.: Die geologischen Grundlagen zur Wasserversorgung im bayerisch. Juragebiet. — München 1921.

Franken und Rhön.

- Christa, E.: Über Basalte aus der Gegend von Brückenau u. Platz. Mit 1 Tafel. S. 49—56. — G. XXXIII. 1920. e. 1922.
- Herr, K.: Das Pegnitztal u. seine Entstehung. — Jahresbericht der Geograph. Gesellschaft in Nürnberg. 1. Jahrg. Nürnberg 1920.
- Kranz, W.: Beitrag zum Nördlinger Riesproblem. — C. 1921. S. 330, 384, 438.
- Reis, O. M. und Spengel, A.: Über das Feingefüge und den Wassergehalt von Opalen aus der Rhön und von Steinheim a. M. Mit 1 Tafel. S. 247—254. — G. XXXIV. 1921. e. 1922.
- Scherzer, H.: Geologisch-botanische Heimatkunde von Nürnberg und Umgebung. — Nürnberg 1921.

Schlagintweit, O.: Über ein vom Main geköpftes Tal bei Gambach. — Sitzungsber. der Phys.-med. Gesellsch. Würzburg. Würzburg, 1920. S. 71—74.

Wagner, H.: Geologische Heimatkunde aus Württemberg. Franken. II. Aufl. — Öhringen, Ferd. Neu 1921.

Alpen.

Ampferer, O.: Über die regionale Stellung des Kaisergebirges. — J.W. LXXI. Bd. 1921. S. 159.

Ampferer, O.: Über die Kohle führenden Gosauschichten des Brandenberger- und Thierseertales in Tirol. — J.W. LXXI. Bd. 1921. S. 149.

Ampferer, O.: Zur Tektonik der Vilseralpen. — V.W. Wien, 1921. S. 117.

Ampferer, O.: Über N.W.-Beanspruchungen in den Nordalpen. — J.W. LXXI. Bd. 1921. S. 198.

Boden, K.: Geologische Beobachtungen am Nordrande des Tegernseer Flysches. S. 1—22. Mit 1 Kartenskizze. — G. XXXIII. 1920. e. 1922.

Broili, F.: Ein neuer Placodontier aus dem Rät der bayerischen Alpen. — Sitzungsber. der bayer. Akad. Math.-phys. Kl. 1920. S. 311.

Broili, F.: Geologische Beobachtungen im Gebiete des Henberges. — Sitzungsber. der bayer. Akad. Math.-phys. Kl. 1921. II.

Bubnoff, S. v.: Die Grundlagen der Deckentheorie in den Alpen. — Stuttgart, Schweizerbart'schen Verlag 1921.

Cornelius, H. P.: Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen in der Allgäuer und Voralberger Klippenzone. — V.W. Wien, 1921. S. 141.

Cornelius, H. P.: Einige Bemerkungen über die Gerölleföhrung der bayerischen Molasse. — V.W. 1920. S. 161.

Cornelius, H. P.: Die kristallinen Schollen im Retterschwangtale (Allgäu) u. ihre Umgebung. — Mitt. d. geol. Ges. Wien, 1921. XIV.

Furlani-Cornelius, M.: Stratigraphische Studien in Nordtirol. Beiträge zur Kenntnis der Jura- und Neokomschichten der Karwendelmulde bei Landl in Nordtirol. — V.W. Wien, 1921. S. 90.

Klebelberg, R.: Trias-Ammoniten aus dem südlichen Karwendelgebirge. — V.W. Wien, 1920. S. 186.

Leuchs, K.: Über Grundfragen alpiner Geologie. — D. 73. Bd. 1921. S. 136.

Leuchs, K.: Tektonische Untersuchungen im Guffert-Pendinggebiete (Nordtirol). — N. 1921. I. Bd. S. 35.

Leuchs, K.: Die Ursachen des Bergsturzes am Raintalanger. — Geolog. Rundschau 1921. S. 189.

Levy, Fr.: Diluviale Talgeschichte des Werdenfeller Landes und seiner Nachbargebiete. — Ostalpine Formenstudien. Abt. I. Heft I. Berlin, Bornträger 1920.

Reis, O. M.: Nachträge zur Geologischen Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf (I. Teil). Mit 1 Karte. — G. XXXIII. 1920. e. 1922.

Reis, O. M.: Nachträge zur Geologischen Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf (II. Teil). Mit 1 Tafel S. 233 bis 244. — G. XXXIV. 1921. e. 1922.

Reiser, K. A.: Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu (I. Teil). S. 57 bis 198. Mit 1 Karte. — G. XXXIII. 1920. e. 1922.

Sander, B.: Über bituminöse Mergel. — J.W. LXXI. Bd. 1921. S. 135.

Simon, L.: Die Entstehung der voralpinen bayerischen Seen. München 1921.

Spengler, E.: Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. — Mitt. d. geol. Ges. Wien, 1918. S. 1—10.

Spengler, E.: Über N.W.-Beanspruchungen in den Nordalpen. J.W. LXXI. Bd. 1921. S. 202.

Rheinpfalz.

Certain, K.: Über Kies- und Sandablagerungen bei Wörth und deren Gewinnung. — Pfälzisches Museum (Pfälzische Heimatkunde). 1921. S. 173.

Häberle, D.: Über einige Aufgaben geologischer und geographischer Forschung in der Rheinpfalz. — Pfälzisches Museum (Pfälzische Heimatkunde). 1921. S. 62.

Häberle, D.: Die westpfälzische Moorniederung (das Pfälzer Gebrüch). — Breslau, Hirt. 1921.

Häberle, D.: Bituminöse Schiefer in der Pfalz. — Pfälzisches Museum (Pfälzische Heimatkunde). 1921. S. 173.

Häberle, D.: Erdbeben in der Pfalz. — Pfälzisches Museum (Pfälzische Heimatkunde). 1921. Heft 3/4. S. 48.

Mehlis, Chr.: Funde diluvialer Säugetiere aus dem Pfälzerwald. — Pfälzisches Museum. 1921. S. 178.

Merkle, A.: Über einige bisher im Donnersberger Gebiete unbekannt seltene Mineralien. S. 47—48. — G. XXXIII. 1920. e. 1922.

Reis, O. M.: Geologisches Übersichtskärtchen 1:25000 des Gebietes um und westlich von Kirchheimbolanden (Pfalz) (mit einem bodenkundlichen Beitrag von H. Niklas). S. 255 bis 269. — G. XXXIV. 1921. e. 1922.

Wenz, W.: Geologischer Exkursionsführer durch das Mainzer Becken. — Heidelberg. W. Ehrig. 1921.

Wenz, W.: Das Mainzer Becken und sein Randgebiet. — Heidelberg. W. Ehrig, 1921.

Nutzbare Mineralien.

- Behr, J.: Der deutsche Graphit und seine wirtschaftliche Bedeutung. — Gießerei-Ztg. 1920.
- Binder, Fr. Otto: Zur Kohle von Stockheim in der Oberpfalz (Oberfranken!). — Chem.-Ztg. 1921. Nr. 123. S. 986.
- Braunkohlen-Bergwerk in Bayern. Ein neues —. Deutsche Bergwerks-Ztg. 1921. Nr. 288. S. 2.
- Deutscher Graphit. — Ton-Ind.-Ztg. 1921. Nr. 120. S. 1086.
- Drescher: Die nordbayerischen Erzvorkommen. — P. 29. Jahrg. 1921. S. 181.
- Erdgasquellen in Niederbayern. — Bayerischer Berichterstatler 1921.
- Gold- und Silberbergbau in Oberfranken. Wiederaufnahme des —. — Deutsche Bergwerks-Ztg. 1921. 3. Dezbr.
- Hurzkin, M.: Die deutschen Ölschiefervorkommen. — Gl. 57. Jahrg. 1921. S. 73.
- Klöpffel, W.: Geologische Notiz über das Vorkommen von Phosphat und Pechkohle bei Amberg (Oberpfalz). S. 49. — P. 29. Jahrg. 1921.
- Kohl, E.: Die bergmännische Erdölgewinnung im Unterelsaß. S. 117—123. — Gl. 1921. Nr. 6.
- Mohr, Hans: Über die Entstehung einer gewissen Gruppe von Graphitlagerstätten. — Berg- u. Hüttenmännisches Jahrbuch. Bd. 68. 1920. S. 111—145.
- Moos, A.: Über die Bildung der süddeutschen Bohnerze. — P. 29. Jahrg. 1921. S. 106.
- Neuburger Kieselkreide. Analyse von —. — Ton- und Ind.-Ztg. 1921. Nr. 49. S. 406.
- Peters, Fr.: Die Vorkommen von Zinnerzen. — Gl. 1921. Nr. 26. S. 607—611. Nr. 27. S. 636 bis 641. Nr. 28. S. 662—667.
- Pfaff, F. W.: Zur Entstehung einiger Eisenerzvorkommen auf dem Fränkischen Jura. — P. 28. Jahrg. 1920. S. 165.
- Pothmann, W.: Die Kohlenwirtschaft Bayerns bis Ende 1920 (Referat). — B. 1921. XX. Nr. 8. S. 122—125.
- Ryschkewitsch, E.: Bayerischer Graphit. — Chem.-Ztg. 1922. S. 1013 und 1035.
- Stutzer, F. W.: Über einige besondere geologische Erscheinungen in den oligozänen Pechkohlenflözen Oberbayerns. — P. 1920. S. 172.
- Wurm, A.: Über die neu aufgedeckten Erbdorfer Blei-Zinkerzgänge und ihre Bedeutung für die Altersstellung der Oberpfälzer und oberfränkischen Erzgänge. — G. XXXIV. 1921. e. 1922.

Bodenkundliches und Verschiedenes.

- Bayerische Moorkultur. — W. 111. Jahrg. 1921. S. 179.
- Brandes, Th.: Die varistischen Züge im geologischen Bau Mitteldeutschlands. — N. 43. Beilageband. 1920.
- Büchler, Fr.: Beitrag zur Kenntnis der grünen und roten Letten. S. 199—202. — G. XXXIII. 1920. e. 1922.
- Engels, Dr.: Die Bedeutung der Kalidüngung für die schweren Bodenarten. — E. 17. 1921.
- Gams, H.: Zur Chronologie des Oberbayerischen Postglazials. S. 245—246. — G. XXXIV. 1921. e. 1922.
- Geyer, D.: Die einheimischen Binnenmolusken und die geologische Forschung. — Aus der Heimat. XXXIII. S. 17.
- Henrich, F.: Über ein Vorkommen seltener Erden in Bayern. — Edelerden und Erze. 1921. II. Jahrg. Nr. 23.
- Hoßfeld, C.: Spezialkarte der Rhön. 1:50000. Eisenach, 1921.
- Kiendl, J.: Die Flurbereinigung und ihre Beziehungen zur Geologie. — L.J. M. 1921.
- Kiendl-Niklas: Angewandte Bodenkunde und Flurbereinigung. — W. 1920. Jahrg. 110.
- Koehne, W.: Alter, Entstehung der Gesteine der Lößgruppe in Oberbayern. — D.a. Bd. 73. 1921. S. 59.
- Kranz, W.: Die Bedeutung der Trogtheorie für Süddeutschland. — D.a. 73. Bd. 1921. S. 230.
- Kraus, E.: Klimakurven in der Postglazialzeit Süddeutschlands. — D.a. 73. Bd. 1921. S. 223.
- Kraus, E.: Der Blutlehm auf der süddeutschen Niederterrasse als Rest des postglazialen Klimaoptimums. Mit 1 Tafel. S. 169—222. — G. XXXIV. 1921. e. 1922.
- Laubmann, H.: Studien über Mineralpseudo-morphosen. 1. Mitteilung. — N. 1921. I. Bd. S. 15. II. Bd. S. 35.
- Laubmann, H.: Studien über Mineralpseudo-morphosen. 2. Mitteilung. — N. 1921. II. Bd. S. 35.
- Lehr, G. J.: Wasseraufnahmefähigkeit des Hauptbuntsandsteines, des Granits und des Rötelschiefers. — Pfälzisches Museum. 1921. Heft 7 und 8.
- Lutz, C. W.: Erdbeben in Bayern 1908/1920 mit geologischen Anmerkungen von Schwertschlager. — Sitzungsber. der bayerischen Akademie. Math.-phys. Klasse. 1921. I.
- Münichsdorfer, Fr.: Das geologische Querprofil von München. (Mit 1 geolog. Profil und 1 Blockdiagramm.) S. 133—142. — G. XXXIV. 1921. e. 1922.

Niklas, H.: Zur Frage der Neugestaltung der deutschen Bodenbewirtschaftung. — P. 28. Jhrg. 1920. S. 149.

Ramann: Zur Kenntnis der Bodenadsorption. — E. 16. Jhrg. 1920.

Reis, O. M.: Über die Rolle des Vaterits und gallertartigen Kalkkarbonats bei der diagenetischen Erhärtung der Sedimentkalke. — C. 1921. S. 237.

Reis, Otto M.: Über einzelne Beobachtungen im Diluvium der Umgegend von München. S. 143 bis 168. Mit 2 Tafeln. — G. XXXIV. 1921. e. 1922.

Reis, Otto M.: Übersicht über die Arbeiten der Geognostischen Abteilung des Oberbergamtes im Jahre 1920. S. 233—237. — G. XXXIII. 1920. e. 1922.

Reis, Otto M.: Übersicht über die Arbeiten der Geognostischen Abteilung des Oberbergamtes im Jahre 1921. S. 270—273. — G. XXXIV. 1921. e. 1922.

Schlagintweit, O.: Über ein vom Main geköpftes Tal bei Gambach. — Sitzungsber. der Phys.-med. Ges. Würzburg. Würzburg, 1920. S. 71.

Schmidt, M.: Westwanderung von Hauptdreieckspunkten infolge neuzeitlicher tektonischer Bewegungen im bayerischen Alpenvorland. — Sitzungsber. der bayer. Akad. Math.-phys. Kl. 1920. S. 297.

Stutzer, O.: Über einige geologische Erscheinungen in den oligozänen Pechkohlenflözen Oberbayerns. — P. 28. Bd. 1920. S. 172.

Weber, M.: Zum Problem der Grabenbildung. — D. 73. 1921. S. 238.

Karten.

Blatt Hammelburg Schuster Dr. Math., (Bodenkundliches Niklas, Dr. H.). München, 1921.

Blatt Mühldorf 1:25000 Münchsdorfer Dr. Fr. (Bodenkundliches Niklas Dr. H.). München, 1921.



Prof. Dr. Ludwig v. Ammon, Oberbergdirektor †.

Am 26. Juli 1922 ist der frühere Vorstand der Geologischen Landesuntersuchung am Oberbergamt, Oberbergdirektor Prof. Dr. LUDWIG v. AMMON, nach langem Leiden, über 70 Jahre alt, in München gestorben. Geboren am 14. Dezember 1850 zu Gunzenhausen als Sohn des späteren Bezirksgerichtsrates FR. v. AMMON besuchte er in Regensburg das Gymnasium, in welcher Stadt er schon reiche und vielseitige wissenschaftliche Anregungen empfing, studierte in München, Berlin und Würzburg Naturwissenschaften, besonders Mineralogie, Petrographie, Paläontologie und Geologie und trat 1873 in die Geognostische Abteilung des Oberbergamtes unter W. v. GÜMBEL ein; 1881, 1884 und 1892 rückte er stufenweise zum Oberbergamtsassessor vor. 1898 wurde ihm nach GÜMBELS Tod die Leitung der Landesuntersuchung übertragen; 1902 wurde er Oberbergat; 1912 traf ihn unerwartet ein Schlaganfall, der seiner Tätigkeit ein Ende setzte; er wurde als Oberbergdirektor in den Ruhestand versetzt. Außer seiner amtlichen Stellung gehörte er lange Jahre dem Lehrkörper der Technischen Hochschule an.

Eine am Schlusse dieses infolge der Zeitverhältnisse leider nur kurzen Nachrufs angefügte Übersicht über die Veröffentlichungen v. AMMONS wird am besten die reiche literarische Tätigkeit des verewigten Forschers überblicken lassen. Es sei hierzu auch noch auf einen Aufsatz von Dr. JOSEF REINDL in der „Deutschen Rundschau für Geographie“ XXXVII 1914/15 (Herausgeber Dr. J. HASSINGER) verwiesen, welchen v. AMMON damals selbst noch mit zuverlässigen Einzelangaben unterstützt hat.

Von Belang ist uns im Nachfolgenden der Beamte, der Forscher als Beobachter und Feldgeologe, als wissenschaftlicher Schriftsteller und als Mensch. Als Beamter hielt er sich in tadelloser Diensteszuverlässigkeit und Amtsergebenheit, er war darauf selbstbewußt stolz; bei sonstiger Bescheidenheit war er hierin sogar nicht ohne einen gewissen Überstolz gegenüber noch nicht beamteten Kollegen, welcher aber durch Güte gemildert war.

Als Feldgeologe gehörte er noch zum Teil einer älteren Richtung an, welche noch nicht in einer möglichst vollendeten, an Ort und Stelle völlig abgeschlossenen Kartenbildwiedergabe das Ziel der geologischen Feldaufnahme erblickte; seine Kartenarbeiten waren mehr vorzüglich fleißige Notizenblätter, in denen ein eifriger Forscher und aufmerksamer Beobachter mit guten Augen und zuverlässigen Blicken, mit Freude an neuen Funden seine Beobachtungen zusammenstellte; seine Aufnahmsart war noch nicht in bewußter Weise die vorwiegend graphisch-plastische und bildfreudige, wodurch auch die Darstellung der Tektonik in Auffassung und Darstellung meist etwas zu kurz kam. Ein Zeichner war v. AMMON nicht, dagegen wurde die mehr literarisch gelehrte Seite, die Summierung, Klassifizierung und Beschreibung der Einzelfunde (insbesondere von Fossilien) von ihm freudiger gepflegt. v. AMMON war nicht der Mann, einen Fundort oder eine Gesteinsmasse bis in alle Einzelheiten auszubeuten, dagegen war er ein von scharfem Blick und Glück unterstützter Finder und verstand es auch, gute Stücke, die wissenschaftliche Aussichten boten, rechtzeitig für sich zu erwerben; seine Konservatorenveranlagung trat dagegen zurück.

In anfänglichen Feldarbeiten war v. AMMON beauftragt, die Einzelaufnahmen seiner Vorgänger KONRAD SCHWAGER, M. NEUMAYER und W. WAAGEN im fränkischen Jura- und anschließenden oberen Keupergebiet zu überarbeiten bzw. zusammenzuschließen. In steigendem Maße war er daher mit der Aufnahme dieser Formationsglieder an der Ausarbeitung der Blätter Bamberg, Neumarkt, Ingolstadt, Nördlingen und Ansbach beteiligt; desgleichen auch in Nachbegehungen für die verschiedenen Erläuterungen und für den Band der Geognostischen Beschreibung der fränkischen Alb, wofür er und besonders Dr. THÜRACH tektonische Nacharbeiten geschaffen hatten. Die von K. SCHWAGER und WAAGEN schon früher gesammelten und bestimmten zahlreichen Juraversteinerungen wurden im braunen und schwarzen Jura von dem Unterzeichneten 1888/89 überarbeitet; es diente die Liste zur Veröffentlichung von v. AMMONS „Versteinerungen der Lias“ in der genannten Schrift; die des braunen Jura kam durch v. AMMON nicht zum Abschluß. Von den am meisten von ihm selbst gesammelten und in der Bearbeitung verwerteten Fossilien des weißen Jura wurden leider nur die Kelheimer Versteinerungen und die der niederbayerischen Jurabildungen zusammengestellt.

In der darnach im Jahre 1877 begonnenen und mehrfach wieder unterbrochenen geologischen Aufnahme der Rheinpfalz hatte v. AMMON unter v. GÜMBEL zunächst die bayerischen Anteile der im Jahre 1894 erstveröffentlichten preußischen Blätter Freisen und St. Wendel 1:25 000 in einer noch sehr wenig gegliederten Übersichtsaufnahme fertiggestellt, dann 1880, 1883, 1885, 1887, 1888 an der Aufnahme des Hauptbundsandsteins, Oberrotliegenden und Permkarbons des Nordpfälzer Berglands und des Westtrichs auf 10 Blättern 1:25 000 sich betätigt, deren Ergebnisse im Buntsandstein- und Oberrotliegendegebiete von O. M. REIS neu gegliedert, im Permkarbon zum Teil nach den Vorarbeiten des letzteren Forschers für Blatt Zweibrücken von diesem und von C. BURCKHARDT in der Übersichtskarte des Gebirgs zwischen Glan und Lauter zum Teil auf Grund der v. AMMON'schen Arbeitsblätter zu einem Kartenbild ausgearbeitet wurden.

In den Erläuterungen zum Blatt Zweibrücken hat v. AMMON die Darstellung des Karbons übernommen, in dessen Durcharbeitung er sich zu einer bemerkenswerten Kennerschaft der Abteilungen, der Gesteine und ihrer Einschlüsse emporgearbeitet hat, von welcher mehrere beweiskräftige Abhandlungen Zeugnis ablegen.

Ein Ruhmestitel ist die kleine Karte der Umgebung von München 1:250 000 mit einer vorzüglichen und äußerst anregenden Beschreibung, in welcher zum ersten Male die wichtigen von PENCK durchgearbeiteten Glazialabschnitte in Bayern kartographisch zur Anschauung gelangten; ihr schlossen sich später mehrere kleinere Abhandlungen über die Geologie der Münchner Gegend an.

Hiermit kommen wir zu seinen wissenschaftlichen schriftstellerischen Arbeiten. Es ist in erster Linie hervorzuheben, daß er sich in der Wahl seiner fossilen Gegenstände von der Rücksicht auf Schönheit, Klarheit und auf Durchsichtigkeit der Erhaltung leiten ließ, wie er auch allem Problematischen und Theoretischen bewußt aus dem Wege ging. In der Form der Darstellung können seine Arbeiten als Werke von großer Vollendung gerühmt werden; was etwa an Vertiefung in den Gegenstand fehlt, das wird an Breite und Fülle des Dargebotenen gewonnen. So sind seine Arbeiten allerdings vorwiegend mehr beschreibend als erklärend, aufhellend und begründend, aber als solche von zum Teil glänzender Form und Einfachheit. Niemals ist auch dabei die literarische Durcharbeitung und Benützung vorhandener Literatur nur irgendwie vernachlässigt; stets ist auf die Besonderheit des Gegenstandes und der Behandlung hoher Wert gelegt; so sind seine wissenschaftlichen Werke fast durchwegs hervorragend und v. AMMON darf als ein in gut verbürgten Tatsachen wirkungsvoller Mehrer in der Geologie und Paläontologie seines Heimatlandes bezeichnet werden. Allgemeinere Ergebnisse, Gesichtspunkte und leitende Gedanken vermißt man wohl; über den besonderen Fall heben sich die Ausarbeitungen außer in Andeutungen und einem oft pathetischen Schlußworte nicht viel empor. Fragen, welche in einen Meinungskampf hineinführen konnten, wichen die Darlegungen gerne aus; so wußte sich v. AMMON das Ansehen eines vorsichtigen Forschers zu wahren.

In die letzten Jahre seiner Amtsführung fällt auch noch der Beschluß des Staatsministeriums, zur Veröffentlichung 1:25 000 überzugehen; v. AMMON hielt im Grunde an der Karte 1:100 000, dem GÜMBEL'schen Erbe, fest; von den Kämpfen um die Karte 1:25 000 lassen einzelne Veröffentlichungen eine Ahnung aufsteigen. Es wäre damals eine Zeitgelegenheit gewesen, für beide Veröffentlichungen mit Entschiedenheit einzutreten und die dazu nötige Personalvermehrung zu befürworten, die heute noch fehlt.

Auch der praktischen Seite der Geologie wendete sich v. AMMON nach GÜMBEL'S Tode, der alle derartigen an das Amt herantretenden Aufgaben als seine Erledigung bis dahin in Anspruch nahm, unterstützt von seinen Kollegen mit steigendem guten Erfolge zu, obwohl sie ihm nicht sehr zusagten.

Als Mensch stritten in ihm ein naiver, oft kindlich humorvoller, der frohen rückhaltlosen Geselligkeit nicht abgeneigter heiterer Freund mit einer auf formale Einhaltungen Wert legender und auch zurückhaltend ablehnender, später mehr und mehr in gewisses Sonderlingswesen verfallender Eigenart, welcher so viele Jungesellen in ihrer Vereinsamung ein Opfer werden und welche ihm gesundheitlich schließlich schwer schadete. Sein Leiden traf ihn zuerst mit großem Schrecken und Schmerz, denen aber bald eine ergebungsvolle Fassung folgte. Fleiß und sein Betätigungsdrang verließen ihn selbst nicht in den letzten Leidensjahren seines Lebens. Seine mildtätige und vornehme Gesinnung und seine hilfreiche Hand blieb trotz verborgener Haltung doch vielen nicht unbekannt. Tadler hatte er — wer hätte sie nicht —, Feinde hat er wenig oder keine. — Einen Teil seiner Bibliothek vermachte er nebst einer Anzahl interessanter Fossilien der geologischen Landes-

untersuchung, deren Zukunft er in banger Sorge entgegensah. Er fühlte sich als der erste Wahrer des GÜMBEL'schen Erbes und hielt daran fest in allen Einzelheiten und Äußerlichkeiten; es darf auch nicht angezweifelt werden, daß er mit gutem Erfolg und vielseitiger Anerkennung die Nachfolge des bedeutenden Schöpfers der geologischen Landesuntersuchung Bayerns belebte.

Ich hoffe im Vorhergehenden von dem verehrten Verlebten, ohne an Wahrhaftigkeit, Aufrichtigkeit und Aufrechtheit es fehlen zu lassen, ein der Würde der Zeitschrift entsprechendes, menschlich durchaus zusagendes und befriedigendes Lebensbild entworfen zu haben.

Dr. O. M. REIS.

Verzeichnis der Veröffentlichungen.

(Die nicht als Einzelabhandlungen erschienenen Artikel sind mit einem Sternchen, die ohne besonderen Titel gedruckten mit einem Kreuzchen versehen.)

1871.

1. Der Durchstich bei Undorf. (Correspondenzblatt d. zoolog.-mineralog. Vereines zu Regensburg. 1871, Nr. 9.)

1872.

2. Ein Beitrag zur Regensburger Juraformation. (Ebenda 1872, S. 138.)
3. Die Räuberhöhle am Schelmengraben. (Ebenda 1872, S. 121.)

1873.

4. Ein Beitrag zur Regensburger Tertiärfauna. (Ebenda 1873, S. 187.)

1875.

5. Die Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg und Passau. Gekrönte Preisschrift. (Mit 4 Tafeln und 1 Profiltabelle, 200 Seiten.) München 1875, Ackermann.
6. Bericht über die nach der Versammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft in München unternommene Exkursion in die bayerischen Alpen am 15.—17. August 1875. (Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. 1875, S. 751.)

1876.

7. Bericht über die geologische Abteilung der internationalen Ausstellung von wissenschaftlichen Apparaten in London, 1876. (Correspondenzblatt d. zoolog.-mineralog. Vereines zu Regensburg, 1876, Nr. 9—11.)

1877.

8. Über die Gliederung des weißen Jura in Franken. (Amtl. Bericht d. Naturforscherversammlung zu München 1877, S. 169.)
9. † Über Purbeck bei Swanage (Dorsetshire) und Vorkommen der Terebratula janitor am Wendelstein. (Brief an Herrn Dames, Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. 1877, S. 198.)

1878.

10. Die Gastropoden des Hauptdolomites und Plattenkalkes der Alpen. München, Akademische Buchdruckerei von Straub. (Mit 1 Tafel. 72 Seiten, Habilitationsschrift.)

1882.

11. Ein Beitrag zur Kenntnis der fossilen Asseln. (Sitzungsberichte d. math.-phys. Klasse d. k. bayer. Akademie d. Wissenschaften 1882, Heft IV. Mit 4 Tafeln.)

1883.

12. Über neue Exemplare von jurassischen Medusen. (Abhandlungen d. k. b. Akad. d. Wissenschaften II. Kl. XV. Bd. I. Abteilung. Mit 5 Tafeln.)

1884.

13. Über das in der Sammlung des Regensburger naturwissenschaftlichen Vereines aufbewahrte Skelett einer langschwänzigen Flugeidechse, *Rhamphorhynchus longicaudatus*. (Correspondenzblatt des naturwissensch. Vereines in Regensburg, 38. Jahrg. 1884. Mit 2 Tafeln.)

1885.

14. Über Homoeosaurus Maximiliani. (Abhandlungen d. k. b. Akad. d. Wissensch. II. Kl. XV. Bd., II. Abteilung. Mit 2 Tafeln.)

1888.

15. Die Fauna der brackischen Tertiärschichten in Niederbayern. (Geogn. Jahreshefte, 1. Jahrg., 1888, S. 1—21. Mit 1 Tafel.)

1889.

16. Die permischen Amphibien der Rheinpfalz. München, Akademische Buchdruckerei von Straub. Mit 5 Tafeln. 120 Seiten.)
 17. *Die Tertiärgelände auf dem Blatte Ingolstadt. (In von Gümbel's Erläuterungen zu dem Blatte Ingolstadt der geognostischen Karte des Königreichs Bayern, S. 21—26. Cassel 1889.)

1891.

18. *Die Gliederung der Weißjura-Schichten in Franken. (In von Gümbel's Geognostischer Beschreibung der Fränkischen Alb, IV. Bd. d. Geognostischen Beschreibung von Bayern, S. 101—117.)
 19. *Die Versteinerungen des Kelheimer Kalkes. (Ebenda S. 316—325.)
 20. *Die Versteinerungen der niederbayerischen Jurabildungen. (Ebenda S. 345—354.)
 21. *Übersicht der Verwerfungen im nördlichen Frankenjura mit geologischer Karte (1:500000) von Franken (diese in Verbindung mit Dr. Thürach hergestellt). Ebenda S. 622—640.)
 22. *Die Versteinerungen des fränkischen Lias. (Ebenda S. 678—703.)

1892.

23. Die Gastropodenfauna des Hochfellen-Kalkes und über Gastropodenreste aus den Ablagerungen von Adnet, vom Monte Nota und den Raibler Schichten. (Geognostische Jahreshefte, 5. Jahrgang, 1892, S. 161—219. Mit zahlreichen Figuren.)

1893.

24. Bericht über eine in der Gegend von Dürkheim (bayer. Rheinpfalz) am 11. April 1892 unternommene Exkursion. (Mitt. d. großh. bad. geolog. Landesanstalt, III. Bd. 1. Heft.)
 25. Devonische Versteinerungen von Lagoinha in Mato Grosso, Brasilien. (Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde zu Berlin, 28. Bd. S. 339—353. Mit Textfiguren.)

1894.

26. Geognostische Beobachtungen aus den bayerischen Alpen: A. Die Aufschlüsse an der Kesselbergstrasse, B. Das Zementsteinbergwerk Marienstein. (Geogn. Jahresh., VII. Jahrg., 1894, S. 94—102.)
 27. Die Gegend von München, geologisch geschildert. München 1894, Ackermann, Sonderabdruck aus der Festschrift der Geograph. Gesellschaft München zur Feier ihres 25jähr. Bestehens. (Mit geologischer Karte, 6 Tafeln und 12 Textbildern, 152 Seiten.)

1896.

28. Über neue Stücke von Ischyodus. (Berichte d. Naturwissensch. Vereines zu Regensburg, V. Heft 1894/95, Regensburg 1896. Mit 2 Tafeln.)

1897.

29. Das Gipfelgestein des Elbrus nebst Bemerkungen über einige andere kaukasische Vorkommnisse. (Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellschaft., 49. Bd., 1897, S. 450—481. Mit Textbildern.)
 30. (Mit von Gümbel.) Das Isarprofil durch die Molasseschichten nördlich von Tölz. (Geognost. Jahreshefte, X. Bd., 1897, S. 1—23. Mit Textfiguren.)

1898.

31. Die Sammlung der Geognostischen Landesuntersuchung. (VII. Allgemeiner deutscher Bergmannstag, München 1898. Akademische Buchdruckerei von Straub. S. 5—6.)
 32. Geologischer Überblick der Münchner Gegend. (Ebenda S. 47—66.)
 33. Wilhelm von Gümbel (Nekrolog). (Bericht über die k. Technische Hochschule zu München für das Studienjahr 1897/98.)

1899.

34. Petrographische Ergebnisse der Reise des Herrn Roman Oberhammer in Kleinasien. (XX. Kapitel des Werkes „Durch Syrien und Kleinasien“ von Rom. Oberhammer und Dr. M. Zimmerer, Berlin, Dietrich Reimer, 1849, S. 322—347.)
 35. Über die geologischen Verhältnisse der Münchner Gegend. Mit geol. Karte (1:250000). (Glückauf, Essen, 1894, Nr. 2.)
 36. Wilhelm von Gümbel. Ein Nekrolog. (Geognostische Jahreshefte, XI. Jahrg., 1898, München 1899. Mit zwei Porträts.)

37. Kleiner geologischer Führer durch einige Teile der Fränkischen Alb. München, Piloty & Loehle, 1899. (Mit Textfiguren und einigen geologischen Kärtchen, 86 Seiten.)
 38. Exkursion in den Frankenjura vom 9.—13. September 1899. (Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch., Bd. 51, 1899, S. 118—121.)
 39. Geologische Bilder aus der Münchner Gegend. (Geognostische Jahreshefte, XII. Jahrg., 1899, S. 109—129. Mit zahlreichen Textfiguren.)
 40. Ein schönes Exemplar von *Ischyodus avitus*. (Ebenda, XII. Jahrg., 1899. Mit Tafel.)

1900.

41. Die geognostische Karte Bayerns und die Bodenkarten. (Beilage zur Allgemeinen Zeitung Nr. 124 vom 31. Mai 1900.)
 42. Über *Anthracomartus* aus dem Pfälzischen Carbon. (Geognostische Jahreshefte, XIII. Jahrg., 1900, S. 1—6. Mit Figuren.)
 43. Über das Vorkommen von „Steinschrauben“ (*Daemonhelix*) in der oligozänen Molasse Oberbayerns. (Ebenda, XIII. Jahrg., 1900, S. 55—69. Mit Tafel und Textfiguren.)
 44. Über eine Tiefbohrung durch den Buntsandstein und die Zechsteinschichten bei Mellrichstadt an der Rhön. (Ebenda, XIII. Jahrg., 1900, S. 149—193. Mit 12 Textfiguren.)
 45. Die Malgersdorfer Weißerde. (Geognostische Jahreshefte, XIII. Jahrg., 1900, S. 195—208.)

1901.

46. Petrographische und palaeontologische Bemerkungen über einige kaukasische Gesteine. (In Gottfried Merzbacher, „Aus den Hochregionen des Kaukasus“, Band II, S. 720—807, Leipzig, Duncker & Humblot. Mit 14 Textfiguren und 4 Tafeln.)
 47. Über Conchylien aus Münchner Schotterablagerungen und über erratische Blöcke. (Geognostische Jahreshefte, XIV. Jahrg., 1901, S. 1—22. Mit 8 Textfiguren.)

1902.

48. Neuere Aufschlüsse im pfälzischen Steinkohlengebirge. (Geognost. Jahreshefte, XV. Jahrg., 1902.)

1903.

49. Der Gletscherschliff am Tegernsee. (Geognostische Jahreshefte, XVI. Jahrg., 1903.)
 50. Geognostische Karte des Königreichs Bayern. 5. Abteilung, 2. Blatt: „Zweibrücken“ (Nr. XIX) und (zugleich mit Dr. Reis) „Erläuterungen“ hierzu. (München 1903, Piloty & Loehle.)
 51. Die Bahnaufschlüsse bei Fünfstetten am Ries und an anderen Punkten der Donauwörth-Treuchtlinger Linie. (Geognostische Jahreshefte, XVI. Jahrg.)

1904.

52. Geologische Karte des Gebietes vom Königsberg und Potzberg 1:25000 mit O. M. Reis und C. Burckhard. (Geognostische Jahreshefte, XVII. Jahrg.)

1905.

53. Über jurassische Krokodile aus Bayern. (Geogn. Jahreshefte, XVIII. Jahrg., S. 55—71. Mit 9 Fig.)
 54. Kurze geologische Beschreibung einiger pfälzischer Gebiete. Mit Dr. Reis in: Erdmagnetische Messung in der Bayer. Rheinpfalz von Gg. Neumayer. (Mitteil. der Pollichia, Bad Dürkheim.)
 55. Zur Geologie von Togo und vom Nigerlande. (Mitteil. der Geogr. Gesellsch. in München. Bd. I, Heft 3, 1905. Mit Karte und 16 Textfiguren.)
 56. Die Scheuerfläche von Weilheim in Schwaben. (Geognostische Jahreshefte, XVIII. Jahrg., S. 153 bis 176. Mit 12 Figuren.)

1906.

57. Über eine coronate Qualle, *Ephyropsis jurassicus*, aus dem Kalkschiefer. (Geognostische Jahreshefte, XIX. Jahrg., S. 169—186. Mit 1 Tafel und 5 Figuren.)
 58. Geologisches Übersichtskärtchen der Gegend von Weltenburg und Neustadt a. D. (Bericht des naturw. Vereins zu Regensburg [1902/1904] 1906.)

1908.

59. Das Bohrloch von St. Ingbert. 1 Bohrprofil und 11 Abbildungen. S. 195—212.
 60. Über ein schönes Flughautexemplar von *Rhamphorhynchus*. Geognost. Jahreshefte, XXI. Jahrg., mit 1 Figur S. 227—228.

1909.

61. Die Oberbayerische Pechkohle. Geognostische Jahreshefte, XXII. Jahrg. S. 289—302.

1910.

62. Blatt Kusel (Nr. XX) der Geognostischen Karte des Königreiches Bayern mit Erläuterungen, unter Mitwirkung von Dr. Reis, Dr. Schuster und Dr. Koehne.

Zu Albrecht Pencks Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen.¹⁾

Von

Dr. Jos. Knauer, Regierungsgeologen.

Auf Seite 223 oben bezeichneter Abhandlung schreibt PENCK, daß ich auf der vor 18 Jahren in den Geognostischen Jahresheften veröffentlichten geologischen Karte des Herzogstand-Heimgarten-Gebietes „am Höllersberg und sonst bei Großweil unter der hangenden Moräne einen Ausbiß von Schottern“ angebe; er selbst „habe denselben nicht beobachtet, weder hier noch sonst bei Großweil“.

Ich sehe mich veranlaßt, zu dieser Bemerkung PENCK'S Stellung zu nehmen, weil sie den Eindruck erweckt, als ob entweder meine damaligen Beobachtungen oder deren Eintragung in die geologische Karte falsch wären. Daß beides nicht der Fall ist, ergibt sich nicht nur aus dem tatsächlichen Befund, den jeder Besucher der dortigen Gegend feststellen kann, sondern auch aus PENCK'S eigenen Worten auf Seite 223, wo er schreibt: „Noch weiter im Westen hebt sich neben der Terrasse die Grundmoräne im Höllersberge hervor; die Kohle setzt sich unter ihr fort“;²⁾ ferner weiter unten: „Als Liegendes des 2–3 m mächtigen, in 630 m Höhe gelegenen Kohlenflözes sind durch den Bergbau stellenweise kiesige Sande und Tone aufgeschlossen.“²⁾ Solche streichen südöstlich vom Tagebau am linken Bachufer bei Großweil aus. Die Schichtung²⁾ ist im wesentlichen schräge und kennzeichnet die Ablagerung als lakustre Bildung.“ Mit diesen Ausführungen beweist PENCK doch selbst gerade, daß unter der hangenden Moräne des Höllersberges geschichtete kiesige Sande und Tone, also zum Teil „Schotter“ ausbeißern. Nun muß ich aber zur weiteren Berichtigung noch beifügen, daß ich auf meiner geologischen Karte keineswegs zum Ausdruck bringen wollte, daß ausschließlich „Schotter“ unter der Moräne ausbeißern, sondern nach der der Karte beigegebenen Legende umfaßt die von PENCK als „Schotter“ angesehene Signatur nicht nur Schotter, sondern — wie aus der Bezeichnung „geschichtetes Diluvium“ hervorgeht — alle darunter zu verstehenden Bildungen, also Schotter, Schieferkohle, fluviatile und lakustre Bildungen; dabei sollte auch kein endgültiges Urteil über das Alter dieser Ablagerungen ausgesprochen sein, da ich eine spätere gesonderte Untersuchung und Beschreibung derselben plante. Daß meine damalige, auf Grund spärlicher Aufschlüsse gegebene Kartendarstellung dennoch der Wirklichkeit entspricht, beweisen die in den letzten Jahren geschaffenen ausgedehnten Aufschlüsse. Eine eingehendere Schilderung der geologischen Verhältnisse, wie sie sich auf Grund der im Jahre 1921 bestandenen Aufschlüsse ergaben, habe ich in der am

¹⁾ Sitzungsber. d. preuß. Akad. d. Wiss. 1922.

²⁾ Von mir gesperrt!

63. Über radioaktive Substanzen in Bayern. Geogn. Jahreshfte. XXIII. Mit 1 Kärtchen und 1 Bild. S. 191—209.

1911.

64. Bayerische Braunkohlen und ihre Verwertung. Bericht, erstattet an das Kgl. Staatsministerium des Königl. Hauses und des Äußeren, 82 Seiten, 2 Kärtchen und 16 Textfiguren. Dr. Wolf & Sohn, München.

65. Schildkröten aus dem Regensburger Braunkohlenton. Jahresber. d. naturw. Vereins zu Regensburg (1907—1909) 1911. Mit 4 Tafeln, 1 Doppeltafel und 8 Textfiguren.

1916.

66. Über Seeigel mit erhaltener Stachelbewaffnung aus dem Juraplattenkalk. Geognost. Jahreshfte XXIX—XXX, mit 3 Textbildern, S. 315—319.

1918.

67. Tertiäre Vogelreste von Regensburg und die jungmiozäne Vogelwelt in Abhandl. d. naturw. Vereins in Regensburg XII.



Ende desselben Jahres erschienenen Veröffentlichung des Oberbergamtes München¹⁾ im Kapitel „Braunkohlenvorkommen im Alpenvorlande“ gegeben. Um etwaigen irrümlichen Deutungen oder Bemängelungen von vornherein zu begegnen, möchte ich betonen, daß das auf Seite 54 abgebildete geologische Profil der Großweiler Braunkohlenablagerung nur schematisch, nicht maßstäblich gezeichnet ist und nur zu technischen Zwecken als Erläuterung über die Lagerung des Flözes dienen soll, ohne auf eine glazialgeologische Gliederung einzugehen.

Aus dem Vorgebrachten dürfte erhellen, daß PENCK'S Ausstellungen der Berechtigung entbehren.

Anschließend möchte ich zu PENCK'S Profil der glazialen Ablagerungen im Imberger Tobel²⁾ einer anderen Auffassung der dortigen Ablagerungen Ausdruck geben. PENCK bezeichnet im besagten Profil die unter dem Ton- und Kohlenflöz liegende Nagelfluh als Illerschotter und schreibt auf Seite 229: „Die Iller muß also einmal ihr Tal bis mindestens 970 m Höhe, bis 230 m über ihren heutigen Spiegel aufgeschüttet haben.“ Nach meinen Untersuchungen besteht diese Nagelfluh nicht aus Flußschottern, sondern ihre untere Hälfte mit dem darunter liegenden sandigen Bänderton ist sicher als lakustre Bildung eines interglazialen Illersees zu betrachten. Die Deltastruktur der Nagelfluh war am rechten Ufer etwas unterhalb der Bergwerksanlage sehr gut sichtbar aufgeschlossen. Eine eingehendere Schilderung des Imberger Interglazials gab ich in der erwähnten Abhandlung über die Braunkohlenvorkommen im Alpenvorlande; darin findet sich auch ein schematisches Profil durch den Imberger Tobel. Um jedoch auch hier Mißdeutungen zu begegnen, möchte ich darauf aufmerksam machen, daß ich die Liegendmoräne unter dem Bänderton der Drahtseilbahnstation nicht mehr aufgeschlossen fand, sondern sie nach den Angaben des Betriebsleiters, der die Schürfungen vornahm, einzeichnete; ferner möchte ich bemerken, daß die alluvialen Schotter des Löwenbaches versehentlich nicht als solche bezeichnet wurden, wodurch leicht eine Verwechslung mit der ähnlichen Moränensignatur vorkommen könnte.

Für meine Auffassung der Imberger Schichten als interglaziale lakustre Bildungen sprechen die weiteren Vorkommen von Bänderton und Schieferkohle im Leybachtobel, ferner am Kühberg südwestlich von P. 986 und im Hinnanger Bach. In etwas tieferer Lage finden sich die gleichen Schichten im Schwarzbachtobel bei Hofen, mit Jungmoräne im Hangenden. Dieses Vorkommen spricht m. E. für eine spätere Absenkung des Wasserspiegels des interglazialen Illersees und dient als Beweis dafür, daß der See „bis zur heutigen Talsohle herabreichte“, was PENCK noch als zweifelhaft ansieht. Leider verbietet es der Raummangel, auf diese interessanten Verhältnisse näher einzugehen.

¹⁾ Die mineralischen Rohstoffe Bayerns und ihre Wirtschaft. 1. Bd. Die jüngeren Braunkohlen. München 1922.

²⁾ a. a. O. S. 227, Fig. 4.