

Abhandlungen  
der Geologischen Landesuntersuchung  
am Bayerischen Oberbergamt  
H e f t 17

---

Mattheus Schuster:

**Dr. Franz Münichsdorfer †**

Regierungsgeologe I. Kl.

---

Die geologische Aufnahme des Roßstein=  
und Buchstein=Gebietes zwischen der Isar  
und dem Schwarzen=Bach

I. Teil

Von

Karl Boden

Mit 1 geol. Karte 1 : 25000, 1 Abb. und 1 Tafel

---

Überzählige Schichtablagerung und  
Scheintektonik

Von

Joseph Knauer

Mit 2 Abbildungen und 3 Tafeln

---

Herausgegeben vom Bayerischen Oberbergamt

M ü n c h e n 1935



Dr. d. techn. Wiss. Franz Münichsdorfer †  
1882 – 1934

# Dr. Franz Münichsdorfer †

Regierungsgeologe I. Kl.

Am 7. Oktober 1934 riß der Tod unseren lieben Kollegen und Freund, DR. FRANZ MÜNICHSDORFER, Regierungsgeologen I. Klasse, aus unseren Reihen. Sein jäher, von Niemandem geahnter Tod inmitten einer Fülle von ungelösten, wissenschaftlich und praktisch wichtigen Fragen trifft die Geologische Landesuntersuchung sehr schwer.

DR. F. MÜNICHSDORFER war geboren am 22. November 1882 zu München; er durchlief die realistischen Bildungsanstalten und widmete sich chemischen Studien an der Technischen Hochschule in München, die er mit der staatlichen Lehramtsprüfung für Chemie abschloß. Seine Eignung zu wissenschaftlichem, selbständigem Forschen bewies er in der Arbeit: „Mineralogisch-petrographische Studien am Silberberg bei Bodenmais“, auf Grund derer er sich die Würde eines Doktors der Technischen Wissenschaften an der gleichen Hochschule erholte. Bald darauf trat er in das chemische Laboratorium der Luitpold-Hütte in Amberg ein. In dieser Stadt gründete er auch eine Familie. Aus der Ehe mit Martha Krause entsprangen eine Tochter und ein Sohn.

Im September 1908 wurde DR. MÜNICHSDORFER in die Geologische Landesuntersuchung am Bayer. Oberbergamt als Assistent I. Ordnung aufgenommen. Am 1. Januar 1909 wurde er zum Assessor befördert, am 1. April 1920 zum Landesgeologen. Am Schlusse seines Wirkens war er Regierungsgeologe I. Klasse. Als der Weltkrieg ausbrach, stellte sich DR. MÜNICHSDORFER freiwillig bei den Pionieren, wurde aber bald in das chemische Laboratorium der Flieger-Ersatzabteilung in Schleißheim aufgenommen. Sein Können und seine Umsicht ließen ihn hier zum Offiziersstellvertreter emporsteigen. Hunderte von Flugzeugen, die an die Front gingen, hat er unter Einsatz seines Lebens bei dem immer ungenügender werdenden Material der Geräte eingeflogen und mehr als einmal spürte er zu dieser Zeit bei glimpflich verlaufenden Abstürzen den Flügelschlag des Todes.

DR. F. MÜNICHSDORFER war von Hause aus Chemiker. Demgemäß war er in der ersten Zeit mit chemischen und bodenphysikalischen Untersuchungen tätig für die Erläuterungen der von W. KOEHNE und H. NIKLAS



bodenkundlich-geologisch aufgenommenen Blätter Baierbrunn Nr. 713, Ampfing Nr. 675, Dachau Nr. 667 — Pasing Nr. 691 (1914—1922). — Zu gleicher Zeit begann DR. MÜNICHSDORFER mit feldgeologischen Aufnahmen. Er nahm die Kartierung des Teilblattes Mühldorf-West des Geognostischen Blattes Mühldorf 1:100000 in Angriff, an dessen Fertigstellung (es besteht aus  $9\frac{1}{2}$  Blättern 1:25000) er bis zuletzt arbeitete. Weiters war er in den letzten Jahren mit der geologischen Aufnahme des 25000-teiligen Gradabteilungsblattes Lam Nr. 262 beschäftigt, das er ebenfalls nicht mehr vollenden sollte.

Die chemische Beschäftigung mit den Böden führte DR. MÜNICHSDORFER zur wissenschaftlichen Bodenkunde, die er vom Jahre 1922 ab in der Landesuntersuchung vertrat. Er wich bewußt von der bisherigen Erforschungsart der Böden ab. Wohl schwebte auch ihm bei der Schaffung von bodenkundlichen Karten des oberbayerischen Flachlandes als wünschenswert die Vornahme von zahlreichen Handbohrungen vor. Aber die Ungunst der Zeit und die geforderte Beschleunigung der Arbeiten zwang ihn, von diesen für die Erkenntnis der Bodenarten wichtigen Bohrarbeiten abzusehen und sich der Erforschung des sog. Bodentypus' zuzuwenden. Für viele Bodenarten herrscht ein Bodentypus vor, ein Klimaboden von ganz bezeichnendem Gepräge und mit einem bezeichnenden Bodenprofil, d. h. einer gesetzmäßigen Reihe bestimmter Bodenhorizonte. Bodentyp und Bodenart ergänzen einander. Es reizte DR. MÜNICHSDORFER, die Böden Frankens und des ostbayerischen Grenzgebirges nach ihren bezeichnenden Bodenprofilen zu untersuchen. Mannigfache Reisen in die verschiedenen Bezirke lehrten ihn Erfahrungen sammeln. Das Ergebnis legte er in den Erläuterungen zu den veröffentlichten 25000-teiligen und 100000-teiligen geologischen Karten nieder. Einen zusammenfassenden Überblick über die Bodentypen von ganz Bayern gab er in seiner „Bodenkarte Bayerns“, 1:400000 mit Erläuterungen.

Die Rolle des Bodens als natürliche Grundlage der Besiedelung Bayerns schilderte DR. MÜNICHSDORFER in seinem zweibändigen Werke „Bayerns Boden“ 1932.

Die Schaffung der großen Reichsverkehrsstraßen stellte den Verstorbenen vor neue, eigenartige Fragen, die ihn bis zu seinem Tode beschäftigten und ihn fast völlig in Bann schlugen. Er stellte seine ganze Kraft der Bekämpfung des Bodenfrostes zur Verfügung, dieses größten Feindes der breiten, betonbedeckten, allen Witterungsveränderungen ausgesetzten Straßen. Im Verein mit dem chemischen Laboratorium der Landesuntersuchung studierte er die einzelnen Böden auf ihre Frostgefährlichkeit und sann auf Mittel und Wege, die schädliche Wirkung des Bodenfrostes durch Gegenmaßnahmen aufzuhalten. In einem Aufsatz „Bodenfrost und Straßenbau“ (1934) legt er die Grundlagen dieser Maßnahmen dar. Zahllos sind seine Reisen zu den Baustellen gewesen, wo man ihn gerne als Helfer in der Not begrüßte.



DR. FRANZ MÜNICHSDORFER war ein stiller, jeder Äußerlichkeit abhol- der Forscher, von einem großen Wissen, das er aber nur zögernd, nach langen Überlegungen, preisgab. Seine Veröffentlichungen sind nicht eben zahl- und umfangreich. Aber was er schrieb, war in der knappsten Form fein durchdacht und aus einem Guß. Die Zeit fruchtbarster Arbeit, zu der er die Grundlagen bereits gelegt hatte, in der er die mühsam und un- entwegt gesammelten Erkenntnisse darlegen wollte, sollte jetzt erst be- ginnen. In den Anfängen dazu nahm ihm der Tod die Feder aus der Hand.

Sein Verhältnis zu seinen Kollegen war in seiner langen Dienstzeit ungetrübt. Mit mehreren von ihnen verband ihn eine enge Freundschaft. Sein unverwüstlicher Lebensmut und seine Arbeitsfreude machte das Zusammenarbeiten mit ihm zum Vergnügen. MÜNICHSDORFER'S Tod reißt eine schwer ausfüllbare Lücke in den Beamtenbestand der Geologischen Landesuntersuchung, eine unersetzliche aber in den Kreis seiner Freunde und Kollegen. Ehre seinem Andenken!

MATTHEUS SCHUSTER.

Verzeichnis der wissenschaftlichen Arbeiten  
von DR. FRANZ MÜNICHSDORFER.

1908. Mineralogisch-petrographische Studien am Silberberg bei Bodenmais. — Geogn. Jahresh., 21, 1908, München 1910 (Dissertation).
1910. Skizze zum geologischen Aufbau des Blattes Kusel der Geognostischen Karte von Bayern 1:100 000 in Erläuterungen zum Blatt Kusel.
1910. Die Gas- und Schwefelbrunnen im bayerischen Unterinngebiet. — Geogn. Jahresh., 24, 1911, München 1912.
1910. Die Eisenerzvorräte der Erde. — Natur und Kultur, 8, Heft 1, München 1910.
1912. Zusammen mit H. KRAUSS: Bericht über die Aufnahme von Blatt Schleißheim. — Geogn. Jahresh., 25, 1912, S. 261—262, München 1913.
1913. Zusammen mit W. KOEHNE: Bericht über die geologischen Aufnahmen im Inn- gebiet zwischen Mühldorf und Wasserburg. — Geogn. Jahresh., 26, 1913, S. 270 bis 274, München 1914.
1920. Zusammenstellung der im Jahre 1920 erschienenen geologischen Literatur Bayerns und der nächst angrenzenden Landesteile. — Geogn. Jahresh., 33, 1920, S. 238—241, München 1921.
1921. Blatt Mühldorf Nr. 676 der Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 mit Er- läuterungen, München 1921.
1921. Das Geologische Querprofil von München. — Geogn. Jahresh., 34, 1921, S. 125 bis 132, München 1922.
1922. Übersicht über die in den Jahren 1921 und 1922 erschienene geologische Literatur Bayerns und der nächst angrenzenden Landesteile. — Geogn. Jahresh., 35, 1922, S. 236—239, München 1923.
1923. Blatt Neuötting Nr. 677 der Geol. Karte von Bayern 1:25 000 mit Erläuterungen, München 1923.

1924. Die geologischen Karten Bayerns 1:25000. In: Mémoires sur la cartographie des sols dans divers pays de l'Europe, Amérique, Afrique et Asie. — Memorille institutului geologic al României, 2, Bukarest 1924.
1925. Die Bodenkarten Bayerns. — Landwirtschaftliches Jahrbuch, München 1925.
1925. Leitsätze für die Entnahme von Bodenproben auf Acker und Wiese. — Haus- und Landwirtschaftskalender d. L. V. i. B., 80, Jahrgang 1925.
1925. Miozän und Pliozän, in M. SCHUSTER's Abriß der Geologie von Bayern r. d. Rh., I. Abteilung, S. 56—61, München 1925.
1925. Die deutschen Bodenkarten und ihre praktische Bedeutung. — Tonindustrie-Zeitung, 49, Heft 49, Berlin 1925.
1926. Der Löß als Bodenbildung. — Geol. Rundsch., 17, S. 321—332, Berlin 1926.
1927. Über Almbildung und einen interglazialen Alm in Südbayern. — Geogn. Jahresh., 40, S. 59—86, München 1927.
1927. Zur Lößkörnung. — Geol. Rundsch., 18, S. 298, Berlin 1927.
1928. Der Baugrund für das städtische Verwaltungsgebäude an der Blumenstraße in München. — „Die Bauzeitung“, Heft 35, Stuttgart 1928.
1929. Über Bodenkunde und Vorgeschichte. — Natur und Kultur, 26, Heft 6, München 1929.
1931. Die Lößböden Bayerns, in: „Die Ernährung der Pflanze“, Berlin 1931.
1931. Die Ausbildung von Bodentypen. — In: Erläuterungen zur Geol. Karte von Bayern 1:25000, Blatt Erlangen-Nord Nr. 161, München 1931.
1932. Blatt Taufkirchen Nr. 699 der Geol. Karte von Bayern 1:25000 mit Erläuterungen, München.
1934. Bodenfrost und Straßenbau. — „Geologie und Bauwesen“, S. 81—104, Wien 1934.

#### Begonnene amtliche Arbeiten.

Blatt Mühldorf 1:100000, zusammengestellt aus  $9\frac{1}{2}$  Blättern 1:25000.

Gradabteilungsblatt 1:25000 Lam Nr. 262.

Beitrag zum Band III der „Nutzbaren Mineralien, Gesteine und Erden Bayerns“, München.

# Die geologische Aufnahme des Roßstein- und Buchstein-Gebietes zwischen der Isar und dem Schwarzen-Bach

I. Teil

Von  
Karl Boden

Mit 1 geol. Karte 1: 25000, 1 Abb. und 1 Tafel

---

## Inhaltsübersicht

	Seite
Vorwort . . . . .	7—8
Stratigraphie . . . . .	8—42
1. Norische Stufe . . . . .	8—13
2. Rhätische Stufe . . . . .	13—18
3. Lias . . . . .	18—25
4. Oberer Jura . . . . .	25—33
5. Cenoman . . . . .	33—42
Angeführte Schriften . . . . .	43—45

---

### Vorwort.

Die oberbayerischen Kalkalpen zwischen dem Kreuther Weißbachtal im Osten und der Isar im Westen bilden schon seit der Vorkriegszeit das Kartierungsgebiet des Verfassers.

Im Jahre 1914 erschien bereits die Arbeit über die Tegernseer Berge im Westen der Weißbach mit einer geologischen Karte im Maßstab 1:25000. Auch die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse am Geiger-Stein und Focken-Stein konnten ein Jahr später eingehend geschildert werden. Die zugehörige geologische Karte der Lenggrieser Berge im Osten der Isar erforderte jedoch noch einige Revisionen und infolge der wirtschaftlichen Schwierigkeiten erfolgte der Druck erst 1923. Dieselbe ist daher dieser Arbeit beigelegt.

Durch den Eintritt in den Heeresdienst hatten die Forschungen eine längere Unterbrechung erfahren und nach dem Kriege wurden zumeist andere Arbeiten ausgeführt, so daß sich die endgültige Fertigstellung der Berge um den Roß-Stein und Buch-Stein jahrelang hinausschob.



Mit dem Abschluß dieser Aufnahmen ist nun die einheitliche Darstellung des Gesamtgebietes vollendet und eine noch vorhandene Lücke in der geologischen Spezialkartierung der bayerischen Alpen ausgefüllt.

Für eine Beihilfe von 250 Mk., die mir von der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft gewährt wurde, spreche ich an dieser Stelle nochmals meinen besten Dank aus. Außerdem danke ich der philosophischen Fakultät II. Sektion der Universität München für die Zuwendung von 500 Mk. aus den Mitteln der Einhundertjahr-Stiftung zur Ermöglichung des Druckes der geologischen Karte.

Insbesondere bin ich dem Bayerischen Oberbergamt München für die Aufnahme der Arbeit in den Abhandlungen und für ihre schöne Ausstattung zu Dank verpflichtet.

Die Arbeit muß aus Gründen der Raumeinteilung in zwei Teilen erscheinen; der zweite Teil wird im Heft 18 dieser „Abhandlungen“ veröffentlicht werden. Das nachfolgende Schriftenverzeichnis bezieht sich auf beide Teile.

## **Stratigraphie.**

### **1. Norische Stufe (Hauptdolomit und Plattenkalk).**

Die Beschaffenheit der lediglich in der kalkalpinen Vorzone, im Norden des Hirsch-Baches, auftretenden Skytischen, Anisischen, Ladinischen und Karnischen Stufe wurde bereits früher (BODEN, 1915) eingehend geschildert. Im Süden vom Hirsch-Bach fehlen diese Ablagerungen. Die Schichtfolge beginnt hier erst mit den, der Norischen Stufe angehörigen, Bildungen des Hauptdolomits und des Plattenkalks.

Nördlich vom Hirsch-Bach tritt der Hauptdolomit nur in Form von schmalen Aufbrüchen aus den jüngeren Schichten hervor. Infolge der geringen Dicke der Plattenkalk-Stufe ließ sich dieselbe bei der Kartierung vom Hauptdolomit nicht trennen. Die Mächtigkeit der gesamten norischen Ablagerungen schwankt in der kalkalpinen Randzone etwa zwischen 100—300 m.

Im Gebirgszug Kampen—Grasleiten-Kopf, der bei Hohenreuth und am Herrn-Köpfl in einzelnen aus dem Diluvium aufragenden Hügeln seine Fortsetzung findet, sind Plattenkalk und Hauptdolomit deutlich geschieden. Im Kampen-Massiv liegt der Übergang zwischen beiden am Grat, der vom Auer-Kampen zum Spitz-Kampen hinüberführt. Durch seine lichtgraue Färbung und deutliche Bankung hebt sich der Plattenkalk des Spitz-Kampen von dem dunkleren und weniger gut gebankten Hauptdolomit scharf ab. Ebenso lassen sich auch am Südabhang vom Grasleiten-Kopf die beiden norischen Stufen voneinander trennen.

Die norischen Bildungen vom Kampen und Grasleiten-Kopf tauchen im Süden unter die jüngeren Gesteine ein, um etwa 3 km weiter südlich mit wesentlich größerer Mächtigkeit wieder an die Oberfläche hervorgehoben zu werden.

Mit großer Einförmigkeit bauen die Schichten des Hauptdolomits zwischen der Isar und der Achenpaß-Straße den Schergenwieser Berg, den Gerstenrieder-Kopf, Brunstlahner-Kopf, das Stuben-Eck, das Guggenauer Köpfl und O. der Straße den Reit-Berg, Bodig-Berg und Klamm-Berg auf.

Die im Norden anschließenden Plattenkalke setzen den Höhenzug vom Roß-Kopf, Breiten-Kopf, Saurüssel-Kopf, sowie die Sonnberg-Schneid und den Friedberg-Kopf zusammen. Im Osten beträgt die Breite der Plattenkalk-Zone 400 m, während dieselbe durch die sattelförmige Lagerung im Gebiet des Roß-Kopf—Breiten-Kopfes und der Hoch-Alpe auf 2,1 km anschwillt.

Infolge der harten und widerstandsfähigen Beschaffenheit der steil gestellten Plattenkalke bildet sich die Kammform des Höhenzuges heraus, sowie die steileren Böschungen und schrofferen Formen, gegenüber der gleichmäßigen durch die Gleichartigkeit der Gesteinsmassen hervorgerufenen Oberflächengestaltung des Hauptdolomits, der stärker der Verwitterung unterliegt, sich in lockeren, kantigen Grus auflöst und so viel schneller durch die Erosion abgetragen wird.

Zwischen dem Schliff-Bach und der Isar läßt sich die Ausbildung der Plattenkalk-Stufe an verschiedenen Profilen sehr genau studieren.

Die Grenze gegen die überlagernden Kössener Schichten ist an dem Wege aufgeschlossen, der an der rechten Seite des Klaffen-Baches entlang führt, N. von Punkt 927. Hier stellen sich im Liegenden derselben dunkle, bituminöse Kalke ein mit grauen dolomitischen Zwischenlagen, die bereits den Plattenkalken angehören. Zu diesen sind auch die O. von Punkt 927 im Bachbett anstehenden Schichten zu rechnen, über die ein Wasserfall herabstürzt. — Am Touristenwege, der bei der 900 m-Höhenlinie, von dem an der linken Seite des Klaffen-Baches entlang führenden Ziehwege, abzweigt und über das Joch zwischen Breiten-Kopf und Saurüssel-Kopf nach Glashütte führt, stellen sich oberhalb der 1000 m-Höhenlinie im Nordflügel des Sattels dolomitische Lagen ein, bis zum Punkt 1181 überwiegen schwarze und dunkelblaue, stark bituminöse Kalke in plattiger bis dickbankiger oder auch massiger Ausbildung. Im oberen Imbhäusl-Graben sind die grauen Dolomite zahlreicher, so daß gleichförmige Wechsellagerungen entstehen zwischen grauen, gelblich verwitternden, in eckige Brocken zerfallenden Dolomiten und dunkelblauen bis schwarzen, meist plattigen, oft auch recht dickbankigen, stark bituminösen Kalken. Unterhalb der 1000 m-Höhenlinie, im Südflügel des Sattels, nehmen die Kalke mehr und mehr ab, nur noch einzelne dünne, dunkle, kalkige Lagen sind hie und da im Dolomit eingeschaltet. Schließlich verschwinden auch diese und eine reine Dolomitfazies beginnt, die besonders günstig in der Klamm unter der Klause aufgeschlossen ist.

Die streichende Fortsetzung der tiefsten Plattenkalk-Schichten des



Imbhäusl-Grabens zeigt sich an dem Wege, der im Süden um den Saurüssel-Kopf herum führt. Auch hier beobachtet man den fortwährenden Wechsel von Dolomiten und plattigen blauen Kalken. Entsprechend den unteren Teilen der Plattenkalk-Zone waltet der Dolomit im allgemeinen vor. Dasselbe Profil wie an der Westseite des Saurüssel-Kopfes ist auch an dem Steig zu beobachten, der vom Saurüssel-Eck (P. 1095) am Ostabhang des Saurüssel-Kopfes auf der 1100 m-Höhenlinie entlang führt. Im ersten Abschnitt desselben überwiegt der Dolomit, in dem nur vereinzelt blaue Kalklagen eingeschaltet sind, die in den höheren Lagen immer zahlreicher werden.

Aus den Bayerischen Alpen sind diese eigenartigen Wechselagerungen von Kalk und Dolomit schon oft beschrieben worden. Dieselben stellen gleichsam nur eine Fazies vom obersten Hauptdolomit dar, da die Dolomite denjenigen des Hauptdolomits völlig gleichen. Im allgemeinen finden sich unter den Kössener Schichten zunächst Kalke mit nur einzelnen Dolomitlagen. Die letzteren reichern sich nach unten zu mehr und mehr an, so daß schließlich beide Gesteinstypen in demselben Verhältnis vorhanden sind. In den älteren Teilen der Plattenkalk-Zone gewinnen nun umgekehrt die Dolomite mehr und mehr die Oberhand. Die kalkigen, bituminösen Bänke treten nur noch vereinzelt auf und verschwinden im eigentlichen Hauptdolomit schließlich ganz. Die untere Grenze vom Plattenkalk gegen den Hauptdolomit ist also keineswegs ganz scharf festzulegen und kann lediglich da gezogen werden, wo die bituminösen Kalklagen aufhören.

Derselbe Wechsel von Kalk- und Dolomitbänken ist an dem Steig zu beobachten, der im Süden vom Breiten-Kopf bei Punkt 1096 vom Hauptwege abzweigt, zur Mitter-Hütte und von dort zur Hoch-Alm gelangt, sowie auch an dem Wege, der über den Hohenwiesner Berg und zwischen Roß-Kopf und Breiten-Kopf hinüberführt. Auch an dem steilen Abstieg, auf dem man von der Hoch-Alm ins Isar-Tal nach Hohenwiesen gelangt, läßt sich die Ausbildung der Plattenkalk-Zone gut beobachten. Sowohl im oberen Abschnitt, wie auch an der Steilstufe zwischen 1100 und 1000 m treten die dunklen, dickbankigen Kalkbänke mit Dolomitzwischenlagen in Erscheinung. Bei 950 m etwa finden sich stark bituminöse, schwarze Mergelschiefer als Einschaltung in den Plattenkalken. Unterlagert werden dieselben von gelbem Dolomit. Weiter unterhalb sind wiederum Kalke und auch Dolomite im Bachbett freigelegt.

Im westlichen Fortstreichen dieser Schichten, im Isar-Tal, an der Straße nach Fall, stehen kurz vor Punkt 712,8 die stark bituminösen Dolomite und die schwarzen brüchigen Mergelschiefer wieder an. Merkwürdigerweise finden sich in den Dolomiten Schnüre und Linsen von schwarzen Hornsteinen. Auch weiter nach Süden schalten sich im Schichtprofil immer wieder derartige bituminöse, bröckelige Mergellagen ein. Dann beginnt isaraufwärts der Dolomit gegenüber den Kalken stark



vorzuwalten. Beim kleinen verfallenen Wegmacherhaus werden die Dolomite schon sehr mächtig. Aber trotzdem folgen nochmals plattige, kalkige Lagen. Da in den Dolomiten beim Kreuz (717,5 m) die letzteren fehlen, ist nördlich davon die Grenze zu ziehen. Die Steilhänge nehmen nun am Schergenwieser Berg ganz das Landschaftsbild des Hauptdolomits an.

Die im Plattenkalk eingeschalteten bituminösen Mergellagen bilden einen auf längere Erstreckung zu verfolgenden Horizont, da dieselben auch am Weg über den Hohenwiesner Berg in 1120 m Höhe wieder auftreten.

Im Osten vom Schliff-Bach zeigt die Plattenkalk-Zone keinerlei Abweichungen von der geschilderten Gesteinsentwicklung. Ein gutes Profil mit den bekannten Wechsellagerungen liefert der vom Niederleger der Sonnberg-Alm zur Sonnberg-Alm hinaufführende Weg. — Dieselbe Ausbildung läßt sich über die Sonnberg-Schneid und den Friedberg-Kopf bis in den Schwarzen-Bach hinunter verfolgen und findet ihre Fortsetzung am Grün-Eck S. vom Leonhard-Stein, wie bereits geschildert wurde (BODEN, 1914, S. 180).

Da sowohl im Osten, wie auch im Westen des Hirschtal-Sattels Raibler Schichten vorhanden sind (s. u.), die als die normale Unterlage vom Hauptdolomit angesehen werden müssen, läßt sich die Mächtigkeit der Norischen Stufe des Kampen ziemlich genau auf 1400 m bestimmen, wovon 200 m auf die Plattenkalke entfallen. Am Hirsch-Berg sinkt dieselbe auf etwa 1200 m und geht gegen das Weißach-Tal stellenweise auf 600 m zurück. Gegen Westen steigt die Mächtigkeit an, so daß am Grasleiten-Kopf für den Hauptdolomit 1400 m und für den Plattenkalk bis zu 600 m festgestellt werden konnten.

Im südlichen Abschnitt des Gebietes ist die Mächtigkeit vom Hauptdolomit nicht ganz sicher zu berechnen, da die Raibler nicht über die Talsohlen emporgehoben werden. Dieselbe geht jedoch bestimmt nirgends unter 2000 m zurück. Der Plattenkalk erreicht S. vom Roß-Stein nur etwa 200 m. Am Saurüssel- und Breiten-Kopf tritt eine Zunahme auf 550 m und im Gebiete der Hoch-Alpe und des Roß-Kopfes auf fast 1000 m ein.

Neuere Studien über die Bildungsbedingungen vom Hauptdolomit und vom Plattenkalk im bayrisch-nordtiroler Faziesbezirk wurden von K. LEUCHS (1928a, b und 1932a, b) und F. TRUSHEIM (1930) ausgeführt.

Vereinzelte Ansammlungen von Foraminiferen, besonders in kalkigen Hauptdolomitlagen und in Kalkbänken der Plattenkalk-Zone, in denen auch andere Schalenreste auftreten (Zweischaler, Gastropoden, Brachiopoden, Ostrakoden), deuten auf die ursprüngliche an Foraminiferen reiche Kalkschlicknatur, vorwiegend organogener Herkunft der norischen Bildungen hin, die in einem flachen Meer abgelagert wurden. Die Seicht-

wassersedimente unterlagen späterer diagenetischer Umwandlung, die im unternorischen Hauptdolomit zu einer fast völligen, im obernorischen Plattenkalk zu einer mehr oder weniger weitgehenden Dolomitisierung führten, wobei alle Feinstrukturen der Fossilshalen verloren gingen und nur der Bitumengehalt auf das ehemalige Vorhandensein von organischen Bestandteilen hindeutet. Der starke Detritusgehalt schaltete jedoch jede Entwicklung von Riffsedimentation im norischen Meerwasser aus. Auch im Laber- und Ammer-Gebirge wurde im oberen Teil des Hauptdolomits ein Kalkbereich nachgewiesen, in dem häufig eine Foraminifere auftritt, bei der es sich um eine *Vaginulina* zu handeln scheint. Diese Kalkbänke bilden ebenfalls einen Rest des Ausgangsgesteins, aus dem der ganze Hauptdolomit diagenetisch entstanden ist (C. W. KOCKEL, M. RICHTER, H. G. STEINMANN 1931, S. 27).

Konglomeratbildungen nicht tektonischer Entstehung sind im Hauptdolomit und Plattenkalk offenbar mehr an die südlicheren Zonen der bayrisch-nordtiroler Kalkalpen gebunden.

Im Karwendel-Vorgebirge finden sich nach TRUSHEIM in den verschiedensten Horizonten des Hauptdolomites Konglomeratlagen sedimentärer Entstehung konkordant eingeschaltet, die vorwiegend aus Hauptdolomit bestehen. Oft sind die Konglomerat-Trümmer, ebenso wie das Bindemittel, kalkig und bilden Reste des ursprünglichen, nicht dolomitisierten Sedimentes. Die Aufarbeitung des schon verfestigten Hauptdolomits wird ohne Trockenlegung, ohne tektonische Bewegung, lediglich durch submarine Strömung in einem flachen Meer erklärt. Ebenso wie derartige monomikte Konglomerate entstanden auch Schrägschichtungen durch starke Wasserbewegung unter Meeresbedeckung.

Die Vorkommen ähnlicher Konglomerate und ähnlicher Schrägschichtung in der Plattenkalk-Stufe zeigen, daß in den Sedimentationsverhältnissen zur obernorischen Zeit keine wesentlichen Änderungen eingetreten sind.

Eigentümliche Einlagerungen im Hauptdolomit bilden die merkwürdigen, zumeist rotgefärbten Tone, die ursprünglich vielfach durch fluviatile Einschwemmungen aus einem nördlichen Festland gedeutet wurden. Neuerdings versucht LEUCHS diese Vorkommen durch äolische Staubzufuhr zu erklären, insbesondere wegen des sehr unregelmäßigen Auftretens im Schichtprofil und der vermutlich anzunehmenden großen Landferne, da auch bei rezenten Staubstürmen sehr große Verfrachtungsentfernungen für derartige Staubtransporte nachgewiesen sind.

Für die linsenförmig im Hauptdolomit und Plattenkalk eingeschalteten Bitumenmergel wird von TRUSHEIM ebenfalls eine Entstehung unter Meeresbedeckung angenommen. Die Bildung in flachen, schlammigen Meeresbuchten oder die lagunäre Sedimentation in stehenden Gewässern wird abgelehnt und die Absatzbereiche in kolkartigen Vertiefungen des Meeresbodens gesucht, ähnlich den Muddbildungen der heutigen Ost-



see. Die Bitumenmergel entstanden also nicht in flacherem, sondern im tieferen Wasser als der normale Hauptdolomit, dessen schwacher Bitumengehalt jedoch als ursprünglich anzunehmen ist und nicht als nachträglich aus den Mergeln zugeführt.

In den außerordentlich gleichförmigen Hauptdolomit- und Plattenkalk-Massen gehören fremde Bestandteile zu großen Seltenheiten.

In einem aus Dolomit und Kalkstein bestehenden Konglomerat, das im Lechbett bei Füssen im Unteren Hauptdolomit eingelagert ist, sind, fein verteilt, kleine Quarzkörnchen beigemischt, die wohl ein von weither verfrachtetes Material in dem sedimentären Konglomerat bilden müssen. (LEUCHS, 1928b, S. 411, Taf. XXXVI, Fig. 1; H. G. STEINMANN, 1931, S. 26.) An der südlichen Ilfen-Spitze in der Hornbach-Kette des Allgäus fand LEUCHS ein Aggregat von Quarzkörnern, die 1 cm Durchmesser erreichen und die als sedimentäre Einlagerung im Hauptdolomit gedeutet werden (1928b, S. 413 und 414). Kleine Quarzkörner treten nach H. G. STEINMANN als Seltenheit in den Plattenkalken W. von Farchant auf (1931, S. 29).

Einen Beitrag zur Frage der Einstreuung derartiger fremder Bestandteile in die norischen Schichten lieferte die von E. KAUTZSCH nachstehend ausgeführte sedimentpetrographische Untersuchung von schwarzen bituminösen Mergelschiefen mit feinen Karbonathäutchen, die sich im Steinbruch von Hohenreuth in den obersten Plattenkalken zwischen den dicken Bänken einschalten. Dieselben führen Pflanzenhäcksel und auf den Schichtflächen unbestimmbare kleine Zweischaler und Fischschuppen.

Bei der Schlämmanalyse (KOPECKI-KRAUS-Schlammgerät) ließen sich neben dunklen, faserigen, bituminösen Gemengteilen vorwiegend Kalkspat und Dolomit feststellen.

Außerdem fanden sich:

Muskovit, als feine, farblose Schüppchen; Biotit, stark gebleicht und häufig von Limonit und anderen Zersetzungsprodukten begleitet; Granat, farblos, splitterig; Zirkon, kurzprismatisch mit spitzer Pyramide; Rutil, hellgelb, kantengerundet; Turmalin, grünlich; Quarz.

Die Korngrößen der zuletzt aufgeführten Mineralien schwanken zwischen 0,05—0,2 mm Durchmesser. Glimmer, besonders Muskovit, tritt am häufigsten auf. Die anderen Mineralien sind seltener.

## 2. Rhätische Stufe.

Im Süden vom Hirsch-Graben, im Muldengebiet, heben sich die beiden Abteilungen der Rhätischen Stufe, die Kössener Schichten und die oberrhätischen Riffkalke, scharf voneinander ab und sind daher gesondert zur Darstellung gebracht, da sich die kartographische Trennung stets sicher durchführen läßt.

Die untere Abteilung bildet eine Schlammfazies, die ganz vorwiegend aus dunklen bis schwarzen Mergeln besteht, außerdem aus dunklen,



zumeist knolligen oder plattigen Kalken bzw. aus Wechsellagerungen von beiden. — In der jüngeren Periode ist eine völlige Änderung in den Ablagerungsbedingungen eingetreten. Der Einfluß des Landes war ausgeschaltet und im detritusfreien Wasser wuchsen die lichtgefärbten, in den unteren Teilen dickgebankten und in den oberen Teilen massigen Riffkalke empor, deren Fauna von den artenreichen Tiergesellschaften der Kössener Schichten stark abweicht und im wesentlichen nur aus riffbildenden Korallen und vereinzelt dickschaligen Zweischalern besteht.

Die Mächtigkeit der oberrhätischen Riffkalke [nach K. OSSWALD (1924, 1928) Thecosmilien-Kalk] ist, entsprechend ihren Bildungsbedingungen ganz erheblichen Schwankungen unterworfen, jedoch verschwinden dieselben trotz der sehr unregelmäßigen Riffsedimentation zwischen den Kössenern und dem Lias an keiner Stelle vollkommen, während in den Tegernseer Bergen ein derartiges Fehlen angenommen wurde (BODEN 1914, S. 181). Andererseits konnte in unserem Gebiet nirgends ein Profil gefunden werden, in dem die Riffbildung bis an die Basis des Rhäts hinabreicht, wie OSSWALD (1928, S. 28) im Wendelstein-Gebiet feststellt. Vielmehr sind die Kössener zwischen Plattenkalk und Oberrhät-Kalk überall entwickelt.

Die Plattenkalke gehen zumeist allmählich in die Kössener Schichten über. Auch ist unsicher, ob die petrographische Trennung der beiden Stufen immer mit der scharfen stratigraphischen Scheidung von norisch und rhätisch zusammenfällt, da in den obersten Plattenkalken vielfach Kössener Fossilien auftreten.

Aus den Kössener Schichten des Allgäus beschreibt O. M. REIS (1924, S. 71) Konglomerateinlagerungen von verschiedenen Stellen aus der Gegend von Hinterstein, die bis zu 20 m Mächtigkeit erreichen und durch Aufbereitung vom Untergrund infolge Heraushebung entstanden sind. In einer Kössener Schalenbreccie bei Kufstein wies LEUCHS (1928a, S. 72) kleine Trümmer von kalkigen, mergeligen und dolomitischen Gesteinen nach, die aus dem Hauptdolomit und Plattenkalk im Liegenden stammen.

Größere Mächtigkeit und Verbreitung besitzt die konglomeratische Ausbildung der Kössener Schichten im Berchtesgaden-Salzburger Gebiet.

Derartige Vorkommen, die Bodenbewegungen vor der Sedimentation der Kössener Schichten anzeigen und eine tektonische Phase zwischen Norikum und Rhät (altkimmerische Phase) andeuten, wurden in unserem Gebiet nicht beobachtet. Unbedeutende monomikte Konglomerate finden sich nach TRUSHEIM (1930, S. 36) im Rhät vom Karwendel-Vorgebirge, die jedoch lediglich durch submarine Aufarbeitung des Untergrundes entstanden sind und feinkörnige Kalkkonglomerate in den Kössenern vom Laber-Gebirge werden von H. G. STEINMANN (1931, S. 34) als schwache Vorläufer jener Bewegungen aufgefaßt, die am Ende der rhätischen Zeit einsetzten.

An fremdartigem Material wies K. REISER (1920, S. 82) in den Kössener Schichten Quarzsandkörner und winzige Glimmerschüppchen in dünnen Mergelbänken nach und am Iseler eine Sandsteinbank als Einlagerung im Rhät.

Auch H. G. STEINMANN (1931, S. 33) fand vereinzelte Quarzkörnchen in den Kössener Mergeln.

Über den, durch einzelne Dolomitbänke gekennzeichneten obersten Plattenkalken lagern am Nordabhang vom Hohenwiesner Berg und Saurüssel-Kopf dünnplattige bis dickbankige oder massige, z. T. knollige, dunkelblaue Kalke als unterstes Glied der Kössener Schichten. Sehr günstig sind diese tiefsten Kössener Kalke im unteren Klaffen-Bach etwa bei 800 m aufgeschlossen und veranlassen hier einen Wasserfall. Weiter östlich finden sich am Wege, der am rechten Hang des Klaffen-Baches entlangführt, NW. von Punkt 927, blaue, knollige Kalke, z. T. mit mergeligen Zwischenmitteln, welche die Fortsetzung bilden. Plattige Kalke erscheinen wieder, als unterstes Schichtpaket der Kössener, bei der Kapelle W. von der Röhrelmoos-Alm und im Osten derselben stehen im Bachbett des unteren Marmormoos-Grabens, wo der Weg zum Sonnberg-Niederleger abgeht, ebenfalls im unmittelbaren Hangenden der Plattenkalke dunkle, plattige Kalke an, auf die am Wege noch dickbankige, bläuliche Kalke folgen. Die über diesem Kalkzug lagernden Kössener Mergel bilden das sumpfige Gebiet vom Hohen Moos-Graben und sind als schwarze, weiche Mergel, die einzelne feste Kalkbänke mit der Schalenbreccie enthalten, am Querwege aufgeschlossen, der beim „s“ von Moos-Graben vorbeiführt. Weiter nördlich zeigen sich die schwarzen Kössener Mergel in dem Bachriß, der bei der Quelle am Weg zur Röhrelmoos-Alm nach Norden hinaufführt, und auch in dem nächsten westlichen Bachriß ebenfalls mit eingelagerten fossilführenden dünnen, dunklen Kalkbänken. Unterhalb der Quelle stehen jedoch zu beiden Seiten des Weges und im Bachbett dickbankige und plattige Kalke an, die eine Einlagerung in den Kössener Mergeln bilden und die auch in dem hügeligen Gelände südlich vom Wege wiederkehren. Im Mittereck-Graben unterteufen die Mergel oberhalb vom Steig, der vom Gufel-Kopf kommt, die massigen Rhät-Kalke. Aufschlüsse liegen am Wege und unterhalb desselben. Dunkle, z. T. knollige Kalkbänke sind eingeschaltet. Im Gebiet des Marmormoos-Grabens sind die Mergel von Schutt verhüllt. Dieselben stehen jedoch N. von der Röhrelmoos-Alm in dem Grabenriß W. vom Tränk-Graben, überlagert durch den Oberrhät-Kalk, an. Die östliche Fortsetzung findet sich in den aus plattigen Kalken und Mergeln bestehenden Kössenern, auf denen die Weiden der Sonnberg-Alm liegen und die besonders an der Höhe 1572 gut beobachtet werden können. Dieselben entwickeln sich aus den Plattenkalken und tauchen unter die Oberrhät-Kalke des Roß- und Buch-Steins ein. Bis in den oberen Bucher-



sulz-Graben lassen sich dieselben an dessen Südseite verfolgen und verschwinden dann unter dem Schutt.

Die sattelförmige Aufbruchzone N. vom Schön-Berg zeigt die Kössener Schichten in ganz ähnlicher Entwicklung. Jedoch herrschen hier die Mergel weitgehend vor. Die mächtigeren dunklen Kalklagen des südlicheren Zuges treten ganz zurück.

Unter dem Schutt des Alm-Baches tauchen anstehende, dunkle Kössener Kalke W. von der Quelle (Kalten-Br. 1190 m) hervor. Gute Aufschlüsse in den Kössener Mergeln erscheinen oberhalb der verfallenen Redeben-Alm am Wege zum Gatterl (1468 m). Auch hinter dem Gatterl führt der Weg zum Roß-Stein noch ein Stück weit durch die Kössener Schichten, die als schwarze, weiche Mergel, wechsellagernd mit zumeist dünnbankigen, knolligen oder dickbankigen, dunklen Kalken entwickelt sind. Auch die Wiesen N. vom Gatterl (1468 m) sind aus Kössenern aufgebaut, die bis zu den zackigen schroffen Rhät-Felsen („In der Feile“) reichen. Die östliche Fortsetzung wird von der breiten, sumpfigen Talmulde des Zinner-Baches durchschnitten, in dessen oberen Teil die schwarzen, sehr fossilreichen Mergel anstehen. Im Gebiet des oberen Gurn-Baches bilden dieselben als wasserundurchlässiges Gestein ein von stehenden Wasseransammlungen erfülltes Gelände, das im Norden und Süden von aufragenden Rhätkalk-Zügen eingeschlossen ist und sich nach den Hochböden gegen die Schwarzentenn-Alm hinunterzieht.

Am Nordrand des Muldengebietes stehen die Kössener Mergel mit fossilführenden Kalkbänken im Sattel zwischen den Plattenkalken des Spitz-Kampen und dem Oberrhät-Kalk des Brand-Kopfes an, der sich als steile Mauer über den Mergeln erhebt. Infolge ihrer weichen Beschaffenheit veranlassen die Kössener Schichten die sattelförmige Einfurchung zwischen den harten aufragenden Gesteinen. Westlich vom Sattel bilden die Mergel ein sumpfiges Gebiet. Östlich sind dieselben unterhalb der steilen Wiesen und schroffen Wände des Kampen von Schutt verhüllt. Nördlich der Mühlalalm-Hütte stehen jedoch dicke, dunkle Kalkbänke der Kössener Schichten an, die Korallen enthalten und Terebratel-Schalen. Auch im Schutt finden sich Kössener Mergel, während sich S. der Alm-Hütte am Nordabhang vom Mühlal-Eck schroffe Felsen aus Oberrhät-Kalk erheben.

Die Mächtigkeit der Kössener Schichten ist hier viel geringer als bei den Vorkommnissen weiter im Süden und beträgt höchstens 50 bis 100 m. Nördlich vom Schön-Berg schwellen dieselben auf 200 bis 300 m an, wobei das Liegende nicht erreicht ist. Im südlichsten Zuge läßt sich im Klaffen-Bach die Höchstmächtigkeit von etwa 500 m feststellen, die sich S. vom Roß-Stein auf 200 m herabmindert.

Die Oberrhät-Kalke bilden für die tektonische Übersicht eine vorzügliche Leitschicht. Als weißgraue, zumeist kahle Felsrippen treten dieselben im Landschaftsbilde überall hervor, eingeschaltet zwischen den



weichen, zumeist von Vegetation oder von Schutt verhüllten Kössener Mergeln und dem mit Almweiden bedeckten Lias. Dieselben erweisen sich als das am besten aufgeschlossene Gestein des Gebietes. Nordöstlich vom Alpel, im Süden der Seekar-Alm, finden sich im Oberrhät gelbgraue, zuckerkörnige, von Drucksuturen durchzogene Dolomite mit weißen, etwas gröber kristallinen Kalzitadern.

Derartige, diagenetisch zu Dolomit umgeformte Oberrhät-Kalke sind als unbedeutende Putzen und Knauern aus dem Oberrhät des Setz-Berges, von der Boden-Spitz und der Stümpfling-Alm aus dem Tegernseer und Schlierseer Gebiet bekannt (OSSWALD, 1924, S. 124). Größere Ausdehnung erlangt diese dolomitische Oberrhät-Fazies in der breiten Mulde N. vom Brünn-Stein und Traithen. Dieselbe findet sich hier immer in den tiefsten Lagen des Oberrhäts, in der Nähe der Kössener Mergel (HASEMANN, 1929, S. 15).

Am Loch-Stein zeigt der korallenführende Oberrhät-Kalk feinoolithische Strukturen. Der Rhätkalk-Zug, welcher im S. vom Kampen durchzieht und seine Fortsetzung an der Seekar-Straße und an der Mark-Wand findet, erreicht am Brand-Kopf eine Mächtigkeit von etwa 100 m. Am Nordabhang vom Mühlthal-Eck konnten nur etwa 50—60 m festgestellt werden. Die geringste Dicke der oberrhätischen Riffbildungen fand sich in dem Graben, der zwischen Hochfeichten und Zinner-Leite herunterzieht. Bei der Höhenlinie 1330 m bildet der massige Kalk hier eine 20 m hohe Stufe, über die ein Wasserfall herüberstürzt. In der westlichen Fortsetzung schwillt derselbe an und erreicht in der, an Korallenstöcken reichen, zackigen, schroffen Felspartie „In der Feile“ eine Mächtigkeit von 200 m. Zwischen Alpel und Alm-Bach findet sich derselbe Rhätkalk-Zug in einer Breite von über 400 m. Gegen Osten am Loch-Stein wurden etwa 100 m ermittelt und bis zum unteren Gurn-Bach stellt sich kaum eine Veränderung ein, da die Oberrhät-Kalke hier infolge einer Spezialfalte verbreitert werden. Der Oberrhät-Zug am Nordabhang vom Schön-Berg besitzt eine Mächtigkeit von 200 m, die S. vom oberen Gurn-Bach und am Schwarz-Eck auf 300—400 m anschwillt. Bei dem südlichsten Oberrhät-Zug sind die Riffbildungen in den mittleren Teilen des Gebietes am wenigsten mächtig entwickelt. Im Mittereck-Graben stehen oberhalb vom Wege nicht über 50 m dicke, massige Rhät-Kalke an. Im Hochlahner-Graben veranlassen dieselben die Bildung eines Wasserfalles. Im Graben, der von der Ampertal-Alm herunterzieht, bildet derselbe Rhätkalk-Zug Felsen, bleibt jedoch, ebenso wie im Tränk-Graben, unter 100 m zurück. Am Roß-Stein tritt wiederum eine Anschwellung auf 300 m ein. In den tieferen Teilen desselben heben sich einige dicke Bänke heraus, während der obere Teil massig ausgebildet ist und keinerlei Schichtung oder Bankung erkennen läßt. Auch am Gufel-Kopf steigt die Mächtigkeit auf 200 m an und noch weiter gegen Westen auf 250 m.

Während die Schichten der rhätischen Stufe im S. vom Hirsch-Bach

eine ziemlich erhebliche Mächtigkeit erlangen und für die Entwicklung des Landschaftsbildes von so großer Bedeutung sind, treten dieselben in der nördlichen Randzone der Kalkalpen sehr an Bedeutung zurück. Die Fazies der oberrhätischen Riffkalke fehlt im Focken-Stein—Geigerstein-Gebiet und am Ring-Berg, sowie in der kalkalpinen Vorzone der Schlierseer Berge vollständig. Dieselben sind durch die mergelig-kalkige Kössener Fazies mit vertreten, welche hier ausschließlich das Rhät aufbaut. Diese Unterschiede erklären sich durch die verschiedenartigen Ablagerungsbedingungen. Die Schlammzufuhr dauerte in den nördlichen Gebieten im Oberen Rhät fort und hinderte die Bildung von Riffkalken, deren Entwicklung nur im klaren Wasser möglich ist. Die unregelmäßig gestaltete Faziesgrenze fällt jedoch nicht überall mit der Grenze von Vorzone und Muldengebiet zusammen, so z. B. im Benediktenwand-Gebirge, N. vom Herzogstand, im Laber-Gebirge und am Wendel-Stein treten die oberrhätischen Riffbildungen an vereinzelt Stellen in der kalkalpinen Randzone wieder auf. Aber auch die Fazies der Kössener Schichten ist im Roßstein-Gebiet viel mächtiger als im Norden. Nördlich vom Geiger-Stein und Focken-Stein schalten sich die schwarzen Mergel und die fossilführenden, dunklen, zuweilen auch oolithischen, Kalke der Kössener Schichten nur als wenige Meter mächtige Lage zwischen Plattenkalk und Lias ein. Südlich davon erreichen dieselben, aber nur stellenweise, eine etwas größere Mächtigkeit von 30—40 m. Ähnliche Verhältnisse finden sich am Ring-Berg. Dieses Anschwellen der Kössener Schichten gegen Süden scheint am oberbayerischen Kalkalpenrande eine allgemein verbreitete Erscheinung zu sein.

### 3. Lias.

An dem Wege, der von der Röhrelmoos-Alm, im N. vom Marmor-moos-Graben, zu den Roßstein-Almen hinaufführt, fanden sich an der Grenze von Oberrhät und Lias eigenartige klastische Gesteine, die nähere Beachtung verdienen.

Das Gesteinsmaterial der einzelnen Bestandteile ist völlig gleichartig und besteht aus einem makroskopisch dichten, grau bis gelblichgrau gefärbten Kalk, der übereinstimmt mit den im Roßstein-Gebiet weit verbreiteten, fleckenlosen, gelben und grauen Lias-Kalken. Die Komponenten sind gut gerundet und ihre Größe schwankt zwischen kleinen Körnchen und rundlichen oder eiförmigen Brocken von 2 cm Durchmesser. Zuweilen erreichen dieselben auch 3 cm Größe. Die Kalkbrocken liegen in einem dunklen, sehr feinkörnigen, kalzitisch-tonigen Bindemittel ohne sich gegenseitig zu berühren. Bindemittel und Körner sind sehr eng miteinander verwachsen (Taf. 1, Fig. 1).

Im Dünnschliff zeigen die Kalkbrocken kieselige oder auch in Kalzit umgewandelte Spongien-Nadeln im Längs- und Querschnitt, außerdem Bruchstücke von Foraminiferen-Schalen und einzelne Echinodermen-Reste. Dieselben organischen Be-



standteile finden sich auch im Bindemittel. In dem letzteren sind auch dunkle Gemengteile eingestreut in Form von kleinen Körnchen und länglichen, oft stäbchenförmigen Gebilden. Makroskopisch werden dieselben als weiche Fetzen im Gestein sichtbar, die mit der Nadel herauspräpariert werden können und die sich als dunkle, von Kalzit infiltrierte, während der Sedimentation eingeschwemmte Pflanzenteile erweisen.

Ein einzelnes Stück zeigt makroskopisch eine feiner breccienhafte Struktur. Unter den Bestandteilen treten vor allem wieder die gelbgrauen, dichten Lias-Kalke hervor, die zumeist geringe Größen besitzen, nur vereinzelt erreichen dieselben 1 cm Durchmesser. Dunkle Gemengteile, die ebenfalls aus dem Lias stammen, beobachtet man als kleine Körnchen oder als Einsprenglinge von einigen Millimetern Dicke.

Im Dünnschliff zeigt sich das Gestein aus zumeist sehr kleinen Kalkbröckchen aufgebaut, die in einer klaren, kalzitischen Grundmasse schwimmen. In der Grundmasse sind zahlreiche Echinodermen-Bruchstücke und Foraminiferen eingebettet. In etwas größeren Kalkbrocken werden ebenfalls Echinodermen-Reste sichtbar, außerdem zarte, zumeist kalzitisierte Spongien-Nadeln und Bruchstücke von Foraminiferen-Gehäusen.

Ein ähnlich zusammengesetztes, klastisches Lias-Gestein fand sich 800 m W. vom Gufel-Kopf, nahe beim Punkt 880, auch unmittelbar im Hangenden vom Rhät. Die hauptsächlichsten Bestandteile werden ebenfalls von den gelbgrauen, dichten, fleckenlosen Lias-Kalken gebildet. Zumeist sind nur sehr kleine Körnchen vorhanden, die vereinzelt auf 4 mm anwachsen. Ein einzelner Brocken von 4 cm Durchmesser besteht aus einem Mergel, der z. T. schwarz gefärbt ist, z. T. grau mit dunklen Flecken. Ein anderer von  $5\frac{1}{2}$  cm Länge zeigt einen gelblichen Kalk mit dunklen Lagen. Dazu kommen noch einige kleinere dunkle Mergelfetzen als Einsprenglinge. Sämtliche Bestandteile lassen sich ohne Schwierigkeit mit Lias-Gesteinen identifizieren (Taf. 1, Fig. 2).

Im Dünnschliff erweist sich das Bindemittel aus teils gröber, teils feiner körnigem, klarem Kalzit-Aggregat bestehend. In demselben liegen unzerbrochene Echinodermen-Reste und Bruchstücke von Foraminiferen-Gehäusen. Ferner beobachtet man Spongiennadel-Querschnitte in der Kalzit-Masse. Vereinzelt werden Neubildungen von körnigem Chalzedon im Kalzit erkennbar, die mit diesem eng verwachsen sind. Die klastischen Liaskalk-Körnchen sind gut gerundet und schwimmen in dem Kalzit-Bindemittel ohne sich gegenseitig zu berühren. Zahlreiche in Kalzit umgewandelte Querschnitte und auch vereinzelt Längsschnitte von Spongien-Nadeln werden in denselben sichtbar. Seltener treten Neubildungen von Quarz auf. Auch die dunklen pflanzlichen Gebilde finden sich im Bindemittel als kleine Körnchen oder in Form von dünnen Leisten ziemlich reichlich.

Im Hochlahner-Graben, in dem die massigen Rhät-Kalke von Lias-Fleckenkalken mit mergeligen Zwischenmitteln überlagert werden, zeigten sich mehrfach an der Grenze von Rhät und Lias dieselben eigenartigen konglomeratisch-breccienhaften Bänke.

Die Konglomerate, welche an verschiedenen Stellen am Südrand der Schönberg-Mulde an der Grenze von Rhät und Lias auftreten, bestehen fast völlig aus den fleckenlosen Kalken, die im Lias des Roßstein-Gebietes eine sehr weite Verbreitung besitzen. Andersartige Be-



standteile können ebensowohl mit Lias-Gesteinen identifiziert werden. Fremdes Material wurde bei der Anhäufung der Konglomerate nicht zugeführt und die Erosion schnitt nicht einmal bis in die unterlagernde Trias ein. Da die klastischen Bildungen das Rhät unmittelbar überdecken, die wesentlichste Sedimentation der Lias-Schichten jedoch erst später erfolgte, ist die Erosionsphase in die ältere Lias-Zeit zu verlegen. Eine dünne Decke von Lias-Sedimenten war über dem Rhät schon gebildet, als schwache, zu Heraushebungen über den Meeresspiegel führende Bodenbewegungen die Erosionserscheinungen auslösten, welche die Anhäufung der, möglicherweise noch nicht völlig verfestigten, Lias-Sedimente bewirkten. Die starke Abrollung der Komponenten deutet auf Trockenlegung der Gesteine während der Erosion hin.

In eine derartige frühliassische Bewegungsphase verlegt E. SPENGLER (1927, S. 138) die Bildung von Verwerfungsspalten im Dachstein-Kalk des Dachstein-Gebirges, die mit Lias-Hierlatz-Sedimenten ausgefüllt sind. Während LEUCHS (1928a, S. 72) die Spaltenbildung, wie viele ähnliche Vorkommen der Berchtesgaden-Salzbürger Alpen als vorliassisch deuten möchte, obgleich ebensowohl frühliassische Bewegungen angenommen werden, welche auch die vielfach beobachtete transgressive Lagerung von Lias-Stufen, die nicht dem untersten Lias angehören, über rhätischen Schichten erklären.

Für diese Fragen sind die Feststellungen H. G. STEINMANN's (1931, S. 40) im Laber-Gebirge von Bedeutung. Die Hangendgrenze des Oberrhät-Kalkes wird im zentralen Laber-Gebirge als eine Transgressionsfläche angesehen. Der Ablagerung vom Lias gingen Störungen mit nachfolgender Erosion voraus, so daß die ungeheuer schnell wechselnde Mächtigkeit des Rhäts durch vorliassische Abtragung zu erklären ist. Zwischen Rhät und Unter-Lias vollzogen sich also einschneidende tektonische Bewegungen, während im Westen, Süden und Osten des zentralen Laber-Gebirges ein allmählicher Übergang von Oberrhät-Kalk in Lias-Kieselkalk vorhanden ist.

Die transgressive Lagerung vom Lias-Hierlatzkalk wird aus den Bergen zwischen Lech und Loisach auch von M. RICHTER eingehend geschildert. Dieselbe reicht vielfach bis auf den Hauptdolomit herab. Basalkonglomerate finden sich an der Transgressionsfläche aus Hauptdolomit-Brocken und sonstiger Ober-Trias und können eine Mächtigkeit von 10 und mehr Metern erreichen. In Klüften angereichertes Brauneisen, sowie schalige Konkretionen von Bohnerz, zeigen außerdem eine Verwitterungsperiode vor der Hierlatz-Transgression an. Auf einer gehobenen Schwelle, dem späteren Stirnrandgebiet der Lechtal-Decke, war diese vorliassische Abtragung am stärksten. Diese Krustenbewegung an der Wende von Trias und Jura ist bereits von wesentlicher Bedeutung für die geologische Entwicklungsgeschichte des Gebietes (M. RICHTER, 1931, S. 45—47 und S. 217—218).

Die Bewegungen, welche zur Aufhäufung der Konglomerate im Hangenden des Ober-Rhäts im Roßstein-Gebiet führten, sind in eine etwas jüngere Zeit zu verlegen, die schon der Lias-Periode angehört. Dieselben müssen also als innerliassisch oder frühliassisch bezeichnet werden. Zwischen der vorrhätischen, altkimmerischen und der oberjurassischen, jungkimmerischen Phase vollzogen sich also an einzelnen Stellen der östlichen Kalkalpen Bodenbewegungen, die sich in der Zeit zwischen Ober-Rhät und Lias abspielten und auch nachrhätische, die in den unteren Abschnitt der Lias-Zeit fallen.

Dem unregelmäßigen Relief der Oberfläche vom Oberrhät-Kalk, sowie den unsteten Verhältnissen, die durch Bodenbewegungen am Ende vom Rhät und im Unterlias hervorgerufen wurden, entspricht die reiche fazielle Gliederung vom Lias und die starken Mächtigkeitschwankungen, sowie die oft vorhandenen Sedimentationsunterbrechungen und auch die Entfernungen von Schichtlagen durch Aberosion.

Die Schilderung der Gesteinsfolgen innerhalb der Lias-Formation kann im wesentlichen nur nach der petrographischen Ausbildung erfolgen, da die Möglichkeit fehlt, überall das wirkliche Alter der Schichten festzustellen. Der Fazieswechsel ist oft sehr schroff, so daß nahe nebeneinander gelegene Profile in der Entwicklung der Schichten schon erhebliche Verschiedenheiten zeigen. Außer diesem schnellen seitlichen Verdrängen der Fazies, vertreten dieselben Gesteinsarten oft ganz verschiedene Altersstufen. Auch die einzelnen Gesteinstypen lassen sich oft schwer trennen, da dieselben durch Übergänge miteinander verbunden sind.

Die roten Lias-Kalke, die in dem Muldengebiet vom Risser-Kogel, von der Rot-Wand und vom Brunn-Stein stets die untersten Lagen vom Lias bilden und auch dem tiefsten Lias angehören, sind im Roßstein-Gebiet nur ganz vereinzelt vorhanden. Dagegen besitzen die fleckenlosen, gelben bis gelbgrauen, zumeist plattigen Kalke eine sehr große Verbreitung und erreichen oft ziemliche Mächtigkeiten. Hauptsächlich findet sich die Fazies der Fleckenkalke, aus erheblich anschwellenden Serien von dünn- und dickgebankten, gefleckten Kalken bestehend, die in ununterbrochener Folge mit grauen, weichen Mergeln wechsellagern. Fast ebenso verbreitet ist die Fazies der Kieselkalke. Dieselbe baut sich aus z. T. gefleckten, kieseligen Kalkbänken auf, zwischen denen ebenfalls fort und fort weiche Mergellagen eingeschaltet sind. Die Kieselsäure tritt in Form von Knollen und Schnüren oder in feiner Verteilung auf. Weniger verbreitet sind helle, grobspätige Crinoiden-Kalke mit Neubildungen von Quarz. Untergeordnet ist die Fazies der schwarzen Schiefer vertreten.

Ganz ähnliche Gesteinsausbildungen der Lias-Formation beschreibt OSSWALD (1924, S. 129—132) aus dem Wall-Berg—Risser-Kogel-Mulden-



gebiet und dieselben Lias-Fazies kehren auch am Brunn-Stein wieder (HASEMANN, 1929, S. 16—19).

Am Südwestrande der Lias-Mulde des Schön-Berges finden sich an dem Wege, der NO. von Punkt 880 zum Gufel-Kopf führt, Fleckenkalke und gelbe, fleckenlose Kalke als unterster Teil der Lias-Schichten. Nur vereinzelt stellen sich auch rote Kalke ein. Am Gufel-Kopf werden die oberrhätischen Riffkalke von dunklen, dichten, felsbildenden Lias-Kalken unmittelbar überlagert, in denen sich, zusammen mit Kalkspat, öfters Anreicherungen von Eisenoxydul beobachten lassen.

Die Lias-Kalke enthalten Querschnitte von Ammoniten und Brachiopoden. Ein Ammonit wurde von J. SCHRÖDER als *Aegoceras* (*Amblyoceras*) sp. bestimmt, der mit dem *Ammonites gagateus* YOUNG (REYNES 1879, Taf. L, Fig. 20—21) aus der Raricostaten-Zone verglichen werden kann. Die Amblyoceraten erscheinen zuerst im untersten Lias- $\beta$  und reichen bis in den unteren Mittel-Lias hinauf. Zwischen dem Ober-Rhät und den dunklen Lias-Kalken klafft also eine Lücke. Zum mindesten fehlt der Lias- $\alpha$ .

Unter dem Mikroskop erweist sich der Lias-Kalk als äußerst feinkörnig mit länglichen und viereckigen Einschlüssen von grobkörnigem Kalzit. In dem Kalk schwimmen eine Anzahl Echinodermen-Täfelchen und außerdem werden Bruchstücke von Foraminiferen-Schalen sichtbar. Ganz vereinzelt zeigen sich auch Querschnitte von Spongien-Nadeln mit erkennbarem Achsenkanal. Ferner konnten einige kleine Quarzkörner beobachtet werden.

Am Wege vom Gufel-Kopf zur Schönberg-Alm trifft man vom Hirschenlahner-Graben ab nur Kieselkalke an, die hier also fast den ganzen Südflügel der Schönberg-Mulde von der Höhenlinie 1170 bis über 1300 m aufbauen. Wo der Almboden beginnt, stellen sich gefleckte Kalke ein, während bei den Almhütten wieder Kieselkalke vertreten sind. Nördlich der Almhütten bildet der Nordostrand des Schön-Berges einen mächtigen Steilabfall, an dem steil nördlich geneigte Fleckenkalk-Bänke mit eingeschalteten dünneren Mergellagen in ununterbrochener Folge erschlossen sind. Diese gehören dem nach Süden überkippten Nordflügel der Schönberg-Mulde an. Der ganze Gipfelbereich des Schön-Berges von der Höhe 1621 bis zum Kreuz (1555 m) und auch weiter nach Westen wird dagegen von den gelben, dickbankigen oder plattigen, fleckenlosen Lias-Kalken gebildet, in denen nur ganz vereinzelt graue Fleckenkalke auftreten. Da dieselben unter den Fleckenkalken und über dem Ober-Rhät liegen, nehmen sie am Nordrand der Schönberg-Mulde die untersten Lagen vom Lias ein.

Gesteinsentwicklung und schneller Fazieswechsel des Lias lassen sich in der östlichen Fortsetzung vom Südflügel der Schönberg-Mulde gut studieren.

Ein vereinzelt Vorkommen von Crinoiden-Lias findet sich unterhalb der Cenoman-Felsen im Südosten der Schönberg-Alm. Das Cenoman

lagert über Radiolariten und diese stoßen an einer Querstörung mit dem Crinoiden-Lias zusammen. Im Ampertal-Graben, der S. von der Ampertal-alm beginnt und zur Röhrelmoos-alm herunterzieht, finden sich zwischen Rhätkalk-Blöcken Aufschlüsse im Lias-Fleckenkalk mit dünnen Mergelzwischenmitteln, darunter stehen plattige und auch dickbankige, dunkle Kalke an, ebenfalls abwechselnd mit wenig mächtigen Mergelschnüren. Die letzteren werden unmittelbar von Oberrhät-Kalk unterlagert und vertreten offenbar die gelben, plattigen Kalke vom Nordrand der Schönberg-Mulde. 400 m weiter östlich, im mittleren Teil des Tränk-Grabens, von der Höhenlinie 1180 bis zur Bachgabelung bei 1260 m ist zwischen Rhät-Kalk und Oberem Jura ein fortlaufendes, sehr gleichförmiges Profil durch die gesamten Lias-Schichten aufgeschlossen, die hier lediglich in einer dunklen, schiefrigen Mergelfazies entwickelt sind. In den unteren Teilen finden sich dunkle, geflammte, schwach verkieselte Kalke eingeschaltet. Im oberen Profilabschnitt wechsellagern die Mergel mit ebenfalls dunklen, gefleckten Kalken. Eine Bank aus rotem Crinoiden-Kalk wurde beobachtet. Auch im linken Arm vom Tränk-Graben zeigen sich unter der Steilstufe, die vom Oberen Jura gebildet wird, die Lias-Gesteine als dunkle Schiefer mit Kalkbänken.

Die streichende Fortsetzung des Lias-Profiles im Tränk-Graben ist an dem Wege von den Roßstein-Almen zur Röhrelmoos-alm aufgeschlossen. Unterhalb der roten Radiolarite treten lediglich Kiesellias-Gesteine und Fleckenkalke am Wege aus, die mehrfach miteinander wechsellagern. Etwa auf der Höhenlinie 1220 m folgen über den Oberrhät-Kalken Fleckenkalke, die mit weichen, dünnen Mergellagen abwechseln. Zwischen beiden beobachtet man an der Basis der Fleckenkalke noch 2 m mächtige schwarze Mergel, darunter eine 0,5 m dicke Kalkbank mit Eisengeoden und dann wulstige blaue Kalke.

Ein schöneres Profil in den Lias-Schichten zeigt sich an dem Wege von den Roßstein-Almen zur Sonnberg-alm. Am nordsüdlich verlaufenden Kamm, dem der Weg folgt, lagern unter dem Oberen Jura kieselige Lias-Schichten, die am Wege als graue, entkalkte Verwitterungsprodukte in Erscheinung treten. Gute Aufschlüsse finden sich im Kiesel-Lias am östlichen Steilhang gegen den Roß-Stein zu. Darunter erscheinen Lias-Fleckenkalke in 10—20 cm dicken Bänken mit Zwischenlagen von grauen, weichen, schiefrigen Mergeln. Dann stellen sich, die Rhät-Kalke unmittelbar überlagernd, die gelben bis gelbgrauen, fleckenlosen, plattigen Lias-Kalke ein. Diese letzteren, die im Roßstein-Gebiet immer ein tieferes Lias-Niveau einnehmen, bauen auch den Kamm auf, der vom Ostfuß des Buch-Steins zur Bucher-alm hinunterzieht. Stellenweise finden sich in denselben Hornsteinlagen und dunkelrot gefärbte Partien. Auch gefleckte Kalke wurden beobachtet.

Im Gebiet der Lias-Mulde vom Seekar-Kreuz herrscht die Fazies der Fleckenkalke vor. Zwischen Seekar-alm und Alpel sind dieselben oft



sehr dickbankig. Auch die schönen Almböden der Rauh-Alm bestehen aus dick- und dünnbankigen Fleckenkalken mit schiefrigen Zwischenmitteln. Oberhalb der Seekar-Alm, beim Aufstieg zum Seekar-Kreuz, finden sich neben Fleckenkalken auch sehr reichlich grobspätige, weiße Crinoiden-Kalke. Der Gipfel (1601 m) wird von Fleckenkalk gebildet. Am Südflügel der Mulde legen sich über den Oberrhät-Kalk „In der Feile“ die gelben, fleckenlosen Lias-Kalke, die vielfach von Drucksuturen durchschwärmt sind und auch hier wieder die untersten Lagen vom Lias bilden.

900 m weiter östlich werden in dem Graben, der S. von der Rauh-Alm zwischen Hoch-Feichten und Zinner-Leite herunterzieht und sich beim Punkt 1265 mit dem Zinner-Bach zum Gurn-Bach vereinigt, die Oberrhät-Kalke von etwa 20 m mächtigen, plattigen, dunklen Lias-Kalken überlagert mit reichlichen, schwarzen Hornsteinknollen. Darüber stellen sich Lias-Fleckenkalke ein, die zur Rauh-Alm hinüberleiten. Die gelben, fleckenlosen Lias-Kalke sind also hier durch schwarze, hornsteinführende Plattenkalke ersetzt. Zwischen diesem Hornstein-Lias und den Fleckenkalken ist eine 1 m dicke, dunkle Kalkbank eingeschaltet, die ganz erfüllt ist von Glaukonit-Körnern.

Im Dünnschliff zeigt dieser Glaukonit-Kalk eine Grundmasse aus sehr feinkörnigem, trüb erscheinenden Kalzit. In demselben finden sich jedoch reichlich unregelmäßig nesterförmige Einschlüsse von grobkörnigem Kalzit, die auf eine diagenetische Umkristallisation hindeuten. Organismenreste bilden einen wesentlichen Bestandteil des Gesteins. Foraminiferen sind vertreten, jedoch nur in Bruchstücken, außerdem sehr reichlich Echinodermen-Täfelchen und Spongien-Nadeln. Der Glaukonit bildet zumeist gut gerundete, seltener eckige Körner. Häufig ist derselbe an die organischen Reste gebunden und füllt den Achsenkanal der Spongien-Nadeln oder häufiger noch die Lücken im Gitterwerk der Echinodermen-Platten aus. Auffallend ist auch das Auftreten von eckigen Quarzkörnern, die ziemlich zahlreich in dem mannigfaltig aufgebauten Gestein eingesprengt liegen. [Anm.: M. RICHTER (1931, S. 63) stellte auch bereits neben eckigen Quarzsplittern vereinzelt Glaukonit im Lias-Fleckenmergel fest.]

Am Nordrande der Seekarkreuz-Mulde werden am Nordabhang vom Mühlthal-Eck die Oberrhät-Kalke unmittelbar von dickbankigen Fleckenkalken überlagert, zwischen denen sich dünne Mergelschiefer einschalten. In den Fleckenkalken finden sich häufig Kieselknollen, oft reihenweise angeordnet. Dieselben hornsteinführenden Fleckenkalke lassen sich nach Westen zum Brand-Kopf hinauf verfolgen. In geringer Mächtigkeit erscheinen am Brand-Kopf auch rote Lias-Kalke. Am Zwiesel-Eck liegen unterhalb vom Gipfel über dem Ober-Rhät als unterste Lias-Schicht wieder die gelben, plattigen Kalke, die z. T. rot gefärbt sind. Der Gipfel (1459 m) wird bereits von Fleckenkalken aufgebaut, die den ganzen Südabfall einnehmen. Nur selten findet sich auch die Kieselkalk-Fazies.

Die Bestimmung einiger Ammonitenfunde aus dem Lias in der Umgebung der Roßstein-Almen wurde von J. SCHRÖDER ausgeführt.

Zwei Stücke von *Rhacophyllites diopsis* GEMM. stammen aus dem gelben, fleckenlosen Kalk. Die Form tritt im Mittleren Lias auf, bei genauerer Feststellung des Horizontes im unteren Mittel-Lias. Demselben

Gestein gehört ein *Vermiceras* sp. an, der mit *Vermiceras parthenope* REYNES aus der *Bucklandi*-Zone verglichen werden kann (REYNES, 1879, T. XVII, Fig. 10). Dieser Fund zeigt demnach unterliasisches Alter an. Ein *Harpoceras (Fuciniceras) lavinianum* MENEH. findet sich auf einer Kiesellias-Bank. Die Spezies ist im allgemeinen im oberen Mittel-Lias (Domeriano) vorhanden, wurde jedoch von K. RENZ (1920, S. 532) auch im unteren Mittel-Lias festgestellt.

Die genauesten Angaben über die Mächtigkeit vom Lias erhalten wir im mittleren Abschnitt der südlichen Mulde, in deren Kern der Obere Jura den Lias überlagert. Die Mächtigkeit schwillt hier bis zu 400 m an, erreicht jedoch stellenweise nur 300 m und bleibt auch dahinter zurück. Am Schön-Berg beträgt die Mächtigkeit vom Lias etwa 450 m, obgleich das Hangende nicht aufgeschlossen ist. Der Lias muß hier fast seine vollständige Mächtigkeit besitzen. Aber auch im Gebiet des Seekar-Kreuzes, in dem die nördliche Mulde am breitesten ist, konnten 400 m festgestellt werden. An der Gesamtmächtigkeit kann auch hier kein erheblicher Betrag fehlen.

Die Entwicklung der Lias-Schichten in der kalkalpinen Vorzone des Geiger-Steins und des Focken-Steins, sowie des Ring-Berges wurde bereits eingehend dargestellt, so daß nichts wesentliches hinzuzufügen ist.

#### 4. Oberer Jura.

Der Obere Jura ist im Roßstein-Gebiet recht einförmig ausgebildet. Die Verbreitung ist gering und auf den mittleren Abschnitt der südlichen Mulde beschränkt, in dem sich die Schichten als schmales Band zwischen Lias und Cenoman einschalten. Die Sedimente zeigen keine so schroffen Fazieswechsel als im Lias, sondern eine viel gleichförmigere Beschaffenheit. Dieser Umstand sowohl, wie die geringe Mächtigkeit und das Fehlen von terrigenem Material, deutet auf eine Vertiefung des Meeres gegenüber der Lias-Zeit hin, so daß die wesentlichste Meerestiefe zur Oberjura-Zeit anzunehmen ist. — Anhaltspunkte für das Vorhandensein von Dogger-Sedimenten wurden bisher im Roßstein-Gebiet nicht aufgefunden.

Die Tierwelt des Ober-Juras ist, außer den hie und da auftretenden Aptychen, lediglich durch Radiolarien gekennzeichnet, die, abgesehen von der typischen Schichtentwicklung, zur Altersfeststellung dienen können. Die Mikrofauna der Lias-Schichten, Spongien, Echinodermen, Foraminiferen, wurde in den Dünnschliffen der Oberjura-Gesteine nicht festgestellt.

Im allgemeinen können rein kalkige Ausbildungen unterschieden werden, die ganz frei sind von konkretionärer Kieselsäure. Außerdem finden sich auch Kalke mit Hornsteinen in gröberer oder feinerer Verteilung und solche Ablagerungen, die nur aus zumeist rotgefärbtem Hornstein (Radiolarit) bestehen. In den Dünnschliffen zeigt sich eine wesentlichere Differenzierung der kalkig-



kieseligen Oberjura-Gesteine, ferner eine reiche Mikrofauna und starke diagenetische Umformungen.

Die wahre Mächtigkeit der Oberjura-Schichten ist kaum genau zu ermitteln, da überlagerndes Neocom fehlt und dieselbe außerdem durch die praecenomane Erosion stellenweise vermindert wurde. Dadurch werden Mächtigkeitsschwankungen vorgetäuscht. Jedoch war die praecenomane Erosion in diesem Gebiet nur recht schwach, da der Obere Jura zwischen Lias und Cenoman zwar oft etwas ausgedünnt ist, aber nie ganz fehlt. Die durchschnittlich in Erscheinung tretende Mächtigkeit kann etwa mit 40—50 m angenommen werden.

Günstige Aufschlüsse, in denen die Oberjura-Schichten eingesehen werden können, finden sich an der Südflanke der Cenoman-Mulde und lassen sich vom Ostabhang des Schön-Berges durch den Tränk-Graben bis zu den Roßstein-Almen verfolgen. Unterhalb des im Osten austreichenden Cenomans bildet der Ober-Jura Steilhänge und ist auch im Norden vom Cenoman, an der Südseite der Hoch-Platte, wieder sehr gut aufgeschlossen.

Im Südosten der Schönberg-Alm, O. vom Hochwand-Graben, sind die Schichten des Oberen Juras unterhalb vom Cenoman in einer mehrere Meter hohen Wand freigelegt. Diese bestehen aus rötlichen, knolligen, z. T. sehr kieselreichen, fest aufeinandergepackten Bänken von 0,1 bis 0,5 m Dicke.

Eine dichte, dunkelrote Kalkbank erweist sich im Dünnschliff als ein echter Radiolarien-Kalk, dessen feinkörnige, von rotem Pigment durchsetzte Grundmasse ganz erfüllt ist mit Gitterkugeln von Radiolarien, deren zartes, aus runden Maschen bestehendes Skelett besonders an den Rändern häufig noch erkennbar wird. Teile vom äußeren Gittergerüst der Radiolarien fehlen jedoch ganz. Die ursprüngliche Kieselsubstanz der Skelette ist überall durch Kalzit ersetzt. Nur ganz vereinzelt sind Reste von körneligem Chalzedon erhalten geblieben. Neubildungen von Quarz wurden nicht beobachtet.

Eine andere Bank besteht aus einem grauen, sehr lichtrötlichen Kalk, der von Drucksuturen, mit roten, glänzenden Tonhäuten durchzogen ist. Hornstein findet sich in Form von mehr oder minder großen Knollen oder als Lagen, stets eng verwachsen mit dem von Kalzitadern durchschwärmten Kalk. Im Dünnschliff fallen besonders dunkle, rundliche oder ovale Körner auf, deren Formen auf umgewandelte Zentralkapseln von Radiolarien hindeuten. Die Struktur ist zwar zumeist völlig verloren gegangen, nur vereinzelt beobachtet man noch Teile des zarten Skelettes; auch vom äußeren Gittergerüst der Radiolarien sind Bruchstücke vorhanden. Der an die Stelle der kieseligen Organismen getretene Kalzit ist sehr feinkörnig, woraus sich die Trübung und das aggregatpolarisierende Verhalten erklärt. Im allgemeinen sind die Fossilien schwebend in der ziemlich grobkörnigen und daher klaren Kalzitgrundmasse eingebettet. Die letztere sowohl, wie die Fossilreste sind teilweise von Brauneisen durchtränkt. Ab und zu erkennt man grünliche Körner, die vermutlich von einer Ferroverbindung herkommen. Die Größe der Radiolarien-Kapseln beträgt etwa 0,1 bis 0,15 mm. Die Körnung der Grundmasse ist etwas gröber. Ganz vereinzelt treten kleine Quarzsplitter oder Quarzneubildungen auf.

Eine graue Kalkbank, die infolge der zahlreichen, mit roten Tonhäuten bedeckten Drucksuturen ein flaseriges Gefüge besitzt, zeigt im Dünnschliff ein ganz

anderes Bild. Ein wesentlicher Teil des Gesteins wird von kurzen, sehr zarten, stengeligen Gebilden aus Kalzit aufgebaut, die an den Rändern oft eine feine Zähnelung erkennen lassen. Seltener besitzen die Bestandteile auch eine länglichere, gebogene oder gekrümmte Gestalt. Die Organismen, die hier gesteinsbildend auftreten, bestehen aus einem Haufwerk von Bruchstücken vom äußeren Gittergerüst der Radiolarien. Nur vereinzelt sind kugelige Zentralkapseln. Die Grundmasse setzt sich aus äußerst feinkörnigem, trübem Kalzit mit Brauneisenausscheidungen zusammen. Ziemlich häufig beobachtet man kleine Quarzsplitter von 0,02 mm Größe.

Ein ähnliches Strukturbild zeigt ein Oberjura-Kalk, der in dem Graben O. von der Ampertal-Alm ansteht. Die Bruchstücke der Gerüst-Elemente (Stacheln, Nadeln) der Radiolarien liegen an einzelnen Stellen stark angehäuft. Die meisten sind kurz, seltener finden sich langgestreckte und schwach gekrümmte. Auch die feine Zähnelung kehrt an den Rändern vielfach wieder. Einzelne Bruchstücke sind hohl. Die sehr feinkörnige, trübe Kalzitgrundmasse ist häufig diagenetisch in gröberen Kalzit umgewandelt und von zahlreichen Körnern aus Eisenhydroxyd durchsetzt. Neubildungen von Chalzedon beobachtet man ziemlich reichlich, die in feiner Verteilung den Kalzit durchdringen. Zuweilen zeigen auch die Radiolarien-Bruchstücke Umwandlungen in körnigen Chalzedon. Kleine Quarzsplitter sind gelegentlich eingestreut, die, ebenso wie in den anderen Schriffen, als eingewehter Quarzstaub gedeutet werden können.

Übereinstimmende Schichtentwicklungen wie am Ostabhang vom Schön-Berg beobachtet man weiter östlich im Tränk-Graben. An der Gabelung bei 1165 m ist die Überlagerung des Lias' durch die roten, knolligen, hornsteinführenden Kalke des Oberen Juras mit Aptychen im Bachbett angeschnitten. Im linken Arm vom Tränk-Graben stürzt unterhalb vom Cenoman ein Wasserfall über die Oberjura-Schichten. In plattiger Ausbildung mit Hornsteineinschlüssen finden sich die Schichten, eine kleine Stufe bildend, im rechten Arm des Tränk-Grabens, oberhalb vom Cenoman, am Nordflügel der Mulde wieder. Dieselbe Steilstufe aus hornsteinführenden Kalken tritt auch am Südwestabhang der Hoch-Platte unterhalb vom Weg zu den Roßstein-Almen nochmals in Erscheinung.

Ein graugrüner bis rötlicher, dichter Kalk von der Bachgabelung des Tränk-Grabens zeigt im Dünnschliff eine von roten Pigmentkörnern durchsetzte, feinkörnige Grundmasse, in der zahlreiche kugelige Zentralkapseln von Radiolarien eingeschlossen sind. Das zarte Gittergerüst ist an den Rändern oft noch erkennbar. Bei einem großen Teil findet sich feinkristalliner Kalzit als Ausfüllung, vielfach jedoch auch sphärolithischer Chalzedon oder ein Gemisch von Kalzit und Chalzedon.

Eine grünlichgraue bis dunkelrote Kalkbank enthält dieselben kugelligen mit Kalzit oder rosettenartigem Chalzedon ausgefüllten Radiolarien-Kapseln. Außerdem finden sich in der feinkörnigen Grundmasse kurze, stets in Kalzit umgewandelte, hohle Stacheln vom Radiolarien-Skelett, die parallel in einer Richtung angeordnet sind.

Die Oberjura-Gesteine, mit ihrem reichen Inhalt an Radiolarien, zeigen die weitgehenden Umformungen dieser, ursprünglich kieseligen Gebilde in Kalzit, sowie die Neubildungen von Chalzedon unter Verdrängung des Kalzites. Die Wanderung der organogenen Kieselsäure tritt hierdurch in Erscheinung, sowie die konkretionäre Anreicherung derselben zu Knollen und Bänken.



Ein ebensolcher gegenseitiger Austausch von kohlensaurem Kalk und organogen in Spongien-Nadeln ausgeschiedener Kieselsäure, der zur Bildung von mehr oder minder umfangreichen, chalzedonischen Quarzkonkretionen führt, ist auch in den verschiedenen Lias-Gesteinen weit verbreitet (BODEN, 1915, S. 209—210). Dieselben Erklärungen sind auch für die Entstehung der Hornsteine im Muschelkalk, in den Partnach-Kalken und im Rhät anzunehmen.

Sämtliche in den Trias- und Jura-Schichten auftretenden konkretionären Kieselsäureanreicherungen sind daher als Umlagerungsprodukte anzusehen von organischer, dem Gestein ursprünglich beigemengter Kieselsäure.

In den Flysch-Kalken sind Neubildungen von Quarz, die zur Entstehung von Kieselkalken und Kalkhornsteinen führen und deren Kieselsäure während der Ablagerung in den kieseligen Spongien-Nadeln aufgespeichert war, eine bekannte Erscheinung, die schon oft beschrieben wurde. Im Flysch sind jedoch auch Auflösungen und Wanderungen von detritogenem Quarz vorhanden, sowie Anreicherung von Quarz durch Verwitterungslösungen (BODEN, 1925a, S. 15—16; 1930, S. 85—86).

Sehr eingehende Untersuchungen alpiner Hornsteinbildungen sind von A. WINKLER (1925) und A. SCHWARZ (1929) ausgeführt. SCHWARZ liefert den Nachweis, daß irgend ein grundsätzlicher Unterschied zwischen den Feuersteinen der nordischen Kreide, deren Bildungsgeschichte schon sehr eingehend erforscht wurde, und den Hornsteinen des alpinen Mesozoikums nicht besteht.

Ebenso wie die Feuersteine der Kreide sind die eigenartigen, weitgehenden Anreicherungen von Kieselsäure in vielen Horizonten der alpinen Trias- und Jura-Formation nicht durch chemische Ausflockung der Kieselsäure im Meere als ein ursprüngliches Kieselsäuresediment entstanden, sondern dieselben bilden eine nachträgliche Einschaltung innerhalb der Schichten, die sich während der Diagenese vollzog. Es fand jedoch nicht eine Zuführung sedimentfremder Kieselsäure statt, sondern die letztere wurde durch die Organismen dem Meere entzogen und war daher dem Sediment in feiner Verteilung beigemischt. Das im Gestein zirkulierende Wasser bewirkte einen Platzaustausch der organogen ausgeschiedenen Kieselsäure gegen das umschließende Kalksediment und führte eine Konzentration derselben zu Hornsteinknollen und Bänken als nachträgliche Bildungen herbei.

Derartige diagenetische Vorgänge konnten sich aber nur über dem Grundwasserhorizont vollziehen. Zu diesem Schluß kommen auch R. HEINZ (1930) und F. TRUSHEIM (1930, S. 47—48). Waren die Sedimente unter den Grundwasserspiegel untergetaucht, so war die Hornsteinbildung verhindert. Der Zeitpunkt des Beginns derselben erfolgte also erst nach Ablagerung der gesamten Gesteins-Serie und nach der Heraushebung aus dem Meere.

In den oberjurassischen Radiolariten und hornsteinführenden Kalken finden sich die stärksten Anreicherungen von ehemals organogener Kieselsäure. Da innerhalb der Oberjura-Schichten in einzelnen Gebieten bereits Breccien mit verfestigten Hornsteinen auftreten, müßten dann wohl verschiedene Verkieselungsperioden angenommen werden, die infolge Emporhebungen und Wiederuntertauchen der Schichten hervorgerufen wurden. Durch derartige in mehrere Zeiträume zerfallende Hornsteinbildungen lassen sich vielleicht die verschiedenartigen Hornsteingenerationen erklären (TRUSHEIM, 1930, S. 48—49). Auch im Roßstein-Gebiet, sowie in den angrenzenden Teilen der oberbayerischen Alpen wurden auf Spalten und Klüften auftretende Hornsteine bisher nicht beobachtet. Die Hornsteinbildung muß also vor der Faltung ihren Abschluß erreicht haben.

Merkwürdigerweise wurde die *Calpionella alpina* LOR. in den Schliffen von Oberjura-Gesteinen des Roßstein-Gebietes nicht aufgefunden, während dieselbe in der nördlich vorgelagerten kalkalpinen Randzone sehr häufig auftritt. Besonders zeigte sich dieselbe in großen Mengen in den, dem Ober-Jura und dem Neocom eingelagerten Feinbreccien von Tegernsee und von Lenggries (BODEN, 1915, S. 214; 1925a, S. 32—34). Die Forschungen von M. RICHTER (1931) stellten die weite Verbreitung dieser Formen in den oberbayerischen Alpen zwischen Lech und Loisach fest: im Malm-Kalk (1931, S. 54) sowohl, wie im kalkigen Radiolarit zusammen mit Radiolarien (1931, S. 65), besonders reichlich in den Aptychen-Schichten (1931, S. 68) und im Bindemittel von Aptychen-Breccien, die dem Wetzstein-Horizont des Neocoms eingelagert sind (1931, S. 80). Außerdem geht dieselbe auch in die Basiskalke vom Neocom hinein (1931, S. 81). Im Ober-Jura des Wendel-Steins wurde die Form von OSSWALD (1929, S. 54) nachgewiesen.

Am Ostabhang der Ring-Spitz, beim Oberhof, fand sich die *Calpionella alpina* in dunklen, schieferigen Mergeln mit eingelagerten härteren, gelblichen Kalken, die durch tektonischen Druck zumeist zu einer Breccie umgeformt worden sind. Die Schiefer bilden das Liegende vom sicheren Ober-Jura und sind durch Übergänge mit diesem verknüpft. Auf Grund der petrographischen Entwicklung erfolgte die Zuweisung dieser Schichten mit *Calpionella alpina* zum Lias oder Dogger (BODEN, 1915, S. 215—216).

Nach sehr eingehenden, kritischen Feststellungen von J. CADISCH (1932) ist das Auftreten der Calpionellen, die in drei Arten zerfallen, im gesamten Alpengebiet, in den Karpathen, in Toskana, auf Elba und Corsika in einwandfreien Profilen auf den Ober-Jura und die Unterkreide beschränkt. Die Angaben, welche den Formen den Leitwert für diese Schichten absprechen, werden als nicht entscheidend bewertet.

Darnach müßte man sich wohl entschließen, die Mergel im Liegenden des Ober-Jura an der Ring-Spitz auch dieser Formation zuzuweisen, obgleich derartige Oberjura-Gesteine bisher nicht bekannt wurden.



Klastische Einlagerungen fehlen in den Oberjura-Schichten des Roßstein-Gebietes, ebenso Aptychen-Breccien. Auch aus dem Risser-Kogel—Rotwand- und Brunnstein-Muldengebiet sind Küsteneinflüsse im Oberen Jura nie bekannt geworden. Dieselben waren hier wohl ganz ausgeschaltet.

Die oberjurassischen und untercretazischen Seichtwasserfazies mit den feinbreccienhaften und sandigen Einlagerungen am äußersten Nordsaum der Kalkalpen wurden in den Arbeiten über die Tegernseer und die Lenggrieser Berge näher geschildert (BODEN, 1914, 1915; außerdem 1930, S. 219). Dünnschliffbeschreibungen finden sich noch in der Arbeit über das Flysch-Gebiet zwischen Isar und Loisach bei Tölz (BODEN, 1925a, S. 32—34). Die Aalbach-Breccien bei Tegernsee sind dann von LEUCHS (1929, S. 417—425) nochmals eingehend untersucht. Beide, unabhängig von einander gegebenen Beschreibungen stimmen gut überein.

Feinsandige, graue bis blaugraue Bänke beschreibt neuerdings M. RICHTER (1931, S. 66 u. S. 218) aus den Aptychen-Schichten und untergeordnet Bänke von Aptychen-Breccien mit bis centimetergroßen Geröllen von Kalk und Hornsteinen. Außerdem wurden in zwei Schleifsteinbrüchen SW. von Unter-Ammergau am Bremen-Eck bis zu 1 m mächtige Einschaltungen von schwarzen und grünen Schiefen und Mergeln mit faustgroßen Geröllen schwarzer Kalke gefunden, die aus den Kössener Schichten oder den Fleckenmergeln stammen.

Aptychen-Breccien und gröbere Breccien aus Lias, Dogger und Radiolarit sind auch im unteren Neocom eingelagert. In den Hohenschwanger Alpen liegen in der mittleren Abteilung vom Neocom mitunter klastische Bänke, die in Aptychen-Belemniten-Breccien überleiten. Grüne, dichte Kalkbrocken erreichen Größen bis zu 3 cm. Die Neocom-Breccien erinnern teils an die des Cenomans. Auch grobe Sandkalkbänke aus eckigen Quarzkörnern mit Glaukonit und Biotit sind vorhanden (1931, S. 80, 81).

Alle derartigen Vorkommen von oberjurassischen und untercretazischen Seichtwasserfazies (Feinbreccien, Sandsteine, Aptychen-Breccien) zeigten sich immer in einer schmalen Zone am äußersten Nordrande der Kalkalpen und konnten in derselben Ausbildung vom Schlier-See bis ins Allgäu verfolgt werden. Man glaubte daher, die auf ein Flachmeer hindeutenden Oberjura-Fazies seien an den kalkalpinen Nordsaum gebunden.

Dagegen wies neuerdings TRUSHEIM dieselben oberjurassischen Flachmeerbildungen in der Mittenwalder Karwendel-Mulde bei den Türmen der Vereins-Alm und, in größerer Mächtigkeit, im Riß-Tale unweit Hinter-Riß nach. Die bei ihrer Einbettung noch formbaren Komponenten der Konglomeratbänke entstammen sämtlich dem Oberen Jura und erreichen bis 5 cm Durchmesser. Anhäufungen von Aptychen, Ammonitenschalen, Belemniten u. a. begleiten die Konglomeratbänke. [Anm.: Eine ähnliche Seichtwasserfazies der Oberjura-Neocom-Schichten, wie

am Kalkalpenrande, beschreibt auch M. FURLANI (1921) aus dem westlichen Teil der Thiersee-Mulde bei Landl. Hier treten in der Serie der bunten Aptychen-Schiefer sandige Schichten auf, deren Schichtflächen Fließwülste und Hieroglyphen zeigen. Überlagert werden dieselben von grauen, sandigen, gefleckten Neocom-Mergeln, die nach oben in eine Flysch-Fazies übergehen.]

Während diese klastischen Ablagerungen im Ober-Jura der Mittenwalder Karwendel-Mulde denjenigen am Nordrande der Kalkalpen gleichen, schildert TRUSHEIM (1930, S. 39—45) aus demselben Muldenzug weitere Konglomerate im Malm, die jedoch von den ersteren erheblich abweichen und einer jüngeren Bildungszeit entsprechen. Diese oberjurassischen Hornstein-Breccien finden sich als sedimentäre Einlagerungen, sowohl im Nord- wie auch im Südflügel der Mulde, vom Zundweiler-Kopf bis in die Gegend von Hinter-Riß, und erreichen Mächtigkeiten bis zu 6 m. Abweichend von den älteren klastischen Einschaltungen führen diese jüngeren neben reichlichen Oberjura- und Lias-Gesteinen auch Ober-Trias bis zum Plattenkalk, sowie Quarzbrocken und Quarzkörner. Das Bindemittel ist reich an organischen Resten.

Die bis in den Plattenkalk hinuntergreifende Erosion, welche diese Mittenwalder polymikten Hornstein-Breccien aufhäufte, muß wohl in ein anderes Gebiet verlegt werden, da in der Mittenwalder Karwendel-Mulde gleichförmige Lagerung zwischen den Jura- und Trias-Schichtgliedern herrscht. Auch die tektonischen Bewegungen, welche die Erosion auslösten, spielten sich in anderen Gebirgszonen ab, aus denen der Schutt zugeführt wurde.

Die Hornstein-Breccien der Mittenwalder Karwendel-Mulde werden von TRUSHEIM zeitlich und genetisch den mächtigen Breccien gleichgesetzt, die im Rofan-Gebirge den Oberjura-Schichten eingelagert sind. Die letzteren gehören bereits dem südlichsten breiten Muldenzug der bayerisch-tirolischen Kalkalpen an. Ihre Entstehung war umstritten. Entgegen der Anschauung, die in den Bildungen tektonische Reibungs-Breccien sah (WÄHNER, STEINMANN), dringt mehr und mehr die Erkenntnis durch, daß hier echte sedimentäre Konglomerate vorliegen, die infolge Verlandung zur Oberen Jura-Zeit durch die Erosion aufgehäuft wurden (AMPFERER, 1908, S. 281, 1926, S. 21; TRUSHEIM, 1930, S. 45—46). Hierfür spricht besonders die Gleichartigkeit mit den jüngeren Mittenwalder Vorkommen, deren Auftreten eine tektonische Entstehung ausschließt.

Auch nach den Darlegungen von H. P. CORNELIUS (1927, S. 120 bis 130) kommt für die polymikten Rofan-Breccien lediglich sedimentäre Aufhäufung in Frage. Vielleicht ist noch spätere tektonische Verknüpfung hinzugekommen.<sup>1)</sup>

<sup>1)</sup> Die Urschrift war bereits abgeschlossen, als noch eine kurze Mitteilung über das Sonnwend-Gebirge von E. SPENGLER erschien (1934, S. 61—64). Nach diesen



Klastische, den Oberjura-Schichten eingelagerte Bildungen finden sich also nicht nur in einer küstennahen Zone am äußersten Nordrande der Kalkalpen, sondern auch in mittleren und südlichen Teilen des oberbayrisch-tirolischen Oberjura-Beckens, teils den nördlichen Vorkommen gleichend, teils viel gewaltiger und großartiger.

Dabei ist vielleicht hervorzuheben, daß die groben Breccien z. B. von der Rofan-Spitz im Sonnwend-Gebirge, in denen oberjurassische Hornsteine, Lias-Gesteine und solche aus der Oberen-Trias von faustgroßen Brocken bis zu kleinen Körnchen wirr durcheinandergemischt liegen, keinerlei Ähnlichkeit mit den lagenweise auftretenden Feinbreccien aus dem Ober-Jura von Schliersee, Tegernsee und Lenggries besitzen. Die Aufhäufung der Rofan-Breccien muß wohl viel stürmischeren Vorgängen ihre Entstehung verdanken. Die Erosion schnitt auch in viel mächtigere Schichtmassen ein als am Kalkalpenrande.

Die oberjurassischen Seichtwasserbildungen im äußersten kalkalpinen Norden wurden früher lediglich als eine Küsten- und Brandungsfazies aufgefaßt, die sich am emportauchenden kristallinen Nordrand der ostalpinen Geosynklinale entwickelte, der z. T. freilag oder nur eine dünne Decke mesozoischer Sedimente trug. Die Vorkommen im Rofan und in der Mittenwalder Karwendel-Mulde erfordern jedoch die Annahme von erheblichen Bodenbewegungen und Verlandungen im Oberjura-Meer. O. AMPFERER (1908, S. 298) hat schon vor Jahren betont, daß bereits vor der Anhäufung der groben oberjurassischen Rofan-Schuttmassen Gebirgsbildung stattgefunden haben muß, und zwar nicht allein Hebung, sondern auch Aufrichtung der Schichten. Diese Vorgänge fallen in eine innerjurassische Zeit und waren für die Entstehung der Hornstein-Breccien von entscheidender Bedeutung.

LEUCHS und TRUSHEIM verlegen diese orogenen Ereignisse in die jungkimmerische Gebirgsbildung, wobei eine ältere Phase, in der die feinkörnigen Breccien entstanden, von einer jüngeren unterschieden wird, in der sich die groben Schuttmassen bildeten.

Es muß nun die Frage aufgeworfen werden, ob die Oberjura-Breccien am Kalkalpenrande lediglich durch Brandungswirkung am heraustretenden Nordrand der Tethys-Region erklärt werden können.

LEUCHS (1929, S. 422) nimmt als Vorbedingung für die Bildung dieser Breccien tektonische Bewegung an, da eine Änderung der gleichmäßigen Sedimentationsverhältnisse eingetreten ist.

Diese tektonischen Vorgänge, die sich jedoch nur als reine Vertikal-

---

neuesten Darstellungen gibt es im Sonnwend-Gebirge zwar feinkörnige Sedimentär-Breccien von oberjurassischem Alter, welche sowohl mit den Radiolarien-Gesteinen als mit den Oberjura-Kalken in regelmäßiger Wechsellagerung stehen, während die eigentlichen Hornstein-Breccien als Dislokations-Breccien angesehen werden, die am Überschiebungskontakt zweier Faltungsstockwerke entstanden. Der Streit um die Rofan-Breccien ist also immer noch nicht abgeschlossen.

bewegungen äußern, wären dann mit den kimmerischen Orogenbewegungen weiter im Süden in nähere Beziehung zu bringen. Indessen ist nur die ältere Phase vertreten, während die jüngere Hauptphase der südlicheren Gebirgszonen fehlt oder wenigstens nicht in der gleichen Form in die Erscheinung tritt. Außerdem beginnt die Breccienbildung am Kalkalpenrande schon im Lias und dauert bis in das Neocom fort.

Auch G. STEINMANN (1925, S. 463) setzt für die Erklärung der Breccien voraus, daß während der Jura-Zeit Landstreifen auftauchten, abgetragen wurden und ihr Material zu klastischen Einschaltungen in den Meeresabsätzen verarbeitet wurde. Diese jurassischen Emporwölbungen waren die Vorläufer der cretazischen und tertiären Bewegungen und bildeten sich im Bereich der späteren Deckenstirnen bzw. der durch die spätere Faltung am stärksten beanspruchten Gebiete.

Die jungkimmerische Phase ist auch weiter im Osten am Hohen Göll durch J. KÜHNEL (1929) bekannt geworden. Hier traten vor der Ablagerung des oberen Juras flachwellige Faltungen ein, die eine tiefgreifende Erosion hervorriefen.

Vor der mittelcretazischen Gebirgsbildung vollzogen sich also mehrfach teils in der Trias, teils in der Jura-Zeit Bodenbewegungen, die für die Ausgestaltung der bayrisch-nordtiroler Kalkalpen eine wesentlich größere Bedeutung besitzen als bisher angenommen wurde. Im Gegensatz zu der mittelcretazischen und der tertiären Gebirgsbildung, die eine über das ganze Gebiet sich erstreckende regionale Verbreitung besitzen, sind diese älteren alpidischen Phasen an einzelne Gebirgsstöcke oder Gebirgszonen gebunden, während in weiten Gebieten keine Spuren davon anzutreffen sind. Die Aufrichtung der Schichten war nur unbedeutend bei diesen Vorgängen. Zumeist traten überhaupt nur Hebungen ein, die zu einer Trockenlegung und einer mehr oder minder weitgehenden Erosion und Schuttanhäufung führten. Jedoch erreichten diese, an die praemittelcretazischen Phasen geknüpften Erosionswirkungen und Aufschüttungen von Konglomeraten nicht annähernd die Bedeutung und Ausdehnung wie diejenigen in der Kreide und im Tertiär.

### 5. Cenoman.

Das Vorkommen von Ablagerungen der Cenoman-Periode, über deren Ausbildung bereits kurz berichtet wurde (BODEN, 1925b, S. 488—489; 1930, S. 148, 175—176), ist beschränkt auf den östlichen Abschnitt der breiten südlichen Teilmulde, dessen Kern dieselben ausfüllen. Infolge der tiefen Achsenlage der Mulde wurden hier die ehemals viel ausgedehnteren cenomanen Bildungen vor der Erosion geschützt.

Im Südosten der Ampertal-Alm tauchen die Schichten unter dem Schutt hervor, nehmen das Gebiet des Plattel-Berges, der von den Quellbächen des Tränk-Grabens durchschnitten wird, ein und streichen im



Süden der Hoch-Platte, N. von den Roßstein-Almen, aus. Das Cenoman-Vorkommen im Südosten der Schönberg-Alm gehört zu demselben Muldenkern und ist lediglich an einer Querstörung nach Süden verschoben.

Die besten Aufschlüsse in den Cenoman-Ablagerungen sind von dem Wege aus zu erreichen, der am östlichen Steilabhang der Bergkuppe N. von den Roßstein-Almen herumführt. Hier lassen sich zwei scharf voneinander gesonderte Schichtgruppen unterscheiden.

Zu unterst findet sich eine 30—40 m mächtige Folge aus unaufhörlich miteinander abwechselnden Lagen von Mergeln und feinkörnigen, fest verkitteten Breccien. Nach dem häufigen Auftreten der *Orbitolina concava* können diese Ablagerungen als Orbitolinen-Schichten bezeichnet werden.

Die dunklen, braun verwitternden, auf Schicht- und Kluffflächen von weißem Kalkspat durchsetzten Mergel und sandigen Mergel, deren Dicke zwischen 1,5 m und dünnen Schnüren schwankt, erhalten oft ein eigenartiges, an Moränenstrukturen erinnerndes Aussehen, durch unregelmäßig eingestreute, zumeist kantige oder auch gut abgeschliffene Gerölle. Derartige geröllführende Mergel, die auf ein murenartiges Abgleiten von Schlamm und Schuttströmen hindeuten, wurden auch in der südlichen Randfazies der Kieselkalkgruppe des Flysches häufig angetroffen (BODEN, 1925a, S. 17—18).

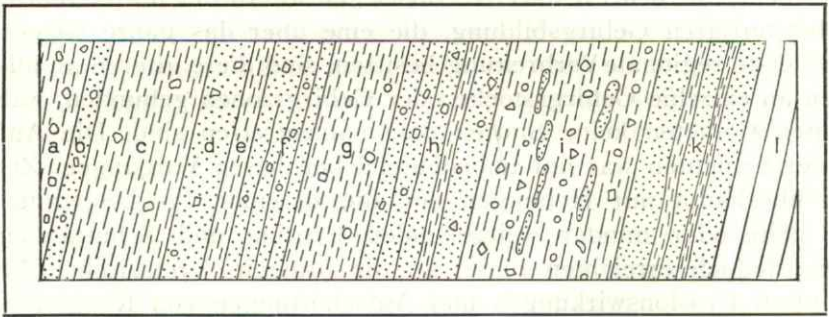


Abb. 1

Profil in den Orbitolinen-Schichten am Nordrand der Cenoman-Mulde N. von den Roßstein-Almen.

a = Mergel mit Geröllen; — b = Feinbreccien mit Geröllen; — c = Mergel z. T. mit Geröllen; — d = Feinbreccien mit einzelnen Geröllen; — e = Mergellage; — f = Feinbreccien mit einzelnen Geröllen; — g = Mergel mit einzelnen Geröllen; — h = Feinbreccien mit einzelnen größeren Geröllen und einer Mergelzwischenlage; — i = Mergel mit Geröllen und Linsen von Feinbreccien; — k = feinere und gröbere feste Breccienbänke mit Mergelzwischenlagen; — l = Oberer Jura: Kalke mit Hornsteinen und Aptychen.

Die Breccien zeigen alle Übergänge zwischen dünnen Platten und 1 m dicken Bänken oder dieselben sind zu Linsen und Knollen aufgelöst, die in den Mergeln schwimmen. Das Baumaterial besteht vorwiegend

aus feinem, splinterigen Grus von Oberjura-Gesteinen, die an der Oberfläche herauswittern, aber auch Lias und obertriassische Kalke werden kenntlich, sowie Hauptdolomit, der neben den jüngeren Gesteinen oft ziemlich häufig auftritt. Gelegentlich beobachtet man Quarzkörner. Unregelmäßig verteilt finden sich auch gröbere Brocken von mehreren Zentimetern Durchmesser aus Jura und Ober-Trias als Einsprenglinge, die zumeist eine, auf geringe Verfrachtung hindeutende, kantige und eckige Beschaffenheit besitzen oder, ähnlich wie in den geröllführenden Mergeln, sehr stark abgerollt und geglättet sind. Stellenweise reichern sich dieselben auch an, so daß ein eigentümliches Gemisch von feinkörnigem und größerem Material entsteht.

Von den gut abgeschliffenen Geröllen der Orbitolinen-Schichten konnten in den Aufschlüssen N. von den Roßstein-Almen nachfolgende Gesteinstypen gesammelt werden:

1. 6 Dolomite mit stark abgeschliffener und geglätteter Oberfläche. Korngröße  $1\frac{1}{2}$ —6 cm. Hauptdolomit oder Dolomit aus dem Plattenkalk.
2. 3 dunkle, dichte, völlig gerundete Kalke. Korngröße 2—10 cm. Kössener Kalk oder Plattenkalk.
3. 1 feinkörniger Kalk. Korngröße 5 cm. Plattenkalk.
4. 8 Lias-Hornsteine, zumeist schwarz oder seltener ausgebleicht und porig, glatt abgeschliffen, glänzende, wie mit Lack überzogene Oberfläche. Korngröße 1—8 cm. Ein dunkler Lias-Hornstein erweist sich im Dünnschliff ganz erfüllt von Spongien-Nadeln aus Chalzedon im Längs- und Querschnitt. Ein anderer schwarzer Lias-Hornstein zeigt im Dünnschliff eine körnelige Chalzedon-Grundmasse mit zahlreichen Einschlüssen von Kalzit, die stellenweise die Struktur von Crinoiden-Resten erkennen lassen. In der Chalzedon-Grundmasse reichlich Spongien-Nadeln, im Längs- und Querschnitt.
5. 10 Lias-Kalke, stark abgerollt und geglättet. Zumeist ganz frisch, seltener mit gelber Verwitterungsrinde. Korngröße  $2\frac{1}{2}$ —7 cm.
6. 1 hellroter Oberjura-Kalk, Korngröße 3 cm.
7. 1 oberjurassischer Hornstein. Korngröße 4 cm.

Die obere bis zu 20 m mächtige Abteilung vom Cenoman stellt in Bezug auf Gesteinsmaterial und Bildungsgeschichte stark von den Orbitolinen-Schichten abweichende Ablagerungen dar. Dieselben bilden grobe Hauptdolomit-Breccien, in denen alle Korngrößen vermischt liegen und die durch gelb verwitterndes Dolomitmehl verkittet wurden. Gut abgeschliffene Bestandteile fehlen vollkommen. Durchmesser von 5—10 cm sind bei den eckigen und kantigen Brocken ziemlich häufig. Größen von 30—40 cm kommen nur vereinzelt vor. Ganz selten sind auch andere Gesteine eingesprengt. Zum Beispiel wurde oberjurassischer Hornstein gefunden und mehrere Stücke von rotem, grobspätigen Lias-Crinoidenkalk, die wohl von weiterher verfrachtet sein müssen, da diese Lias-Fazies in dem Roßstein-Gebiet nur ganz selten entdeckt wurde. Aufbereitete Gesteine der Orbitolinen-Schichten konnten in den Hauptdolomit-Breccien nicht nachgewiesen werden.

Die günstigsten Aufschlüsse in den Hauptdolomit-Breccien liegen wiederum am Steilhang N. von den Roßstein-Almen, wo die Grenze gegen



die unterlagernden Orbitolinen-Schichten scharf ausgeprägt ist. Auch an dem Wege, der von den Almen nach Nordwesten führt, finden sich die Hauptdolomit-Breccien und lassen sich bis in den oberen Teil vom östlichsten Quellbach des Tränk-Grabens verfolgen. Weiter im Westen fehlen dieselben.

In den beiden westlichen Quellbächen des Tränk-Grabens, am Plattelberg, sind die Orbitolinen-Schichten ebenfalls freigelegt. Im linken Grabenast bestehen dieselben aus meist massigen oder sehr dickgebankten, orbitolinenreichen Mergeln und sandigen Mergeln mit stellenweisen Einlagerungen von Feinbreccien. Im rechten Grabenast lagert über den Aptychen-Schichten eine 1 m dicke Bank aus feinkörniger Breccie und sandigem Mergel, darüber folgen, 1,50 m mächtig, blaue Mergel mit sehr vielen Orbitolinen. Unterhalb vom Wasserfall findet sich eine Breccienbank, die aus einem Gemisch von grobem und feinerem, klastischem Material besteht, unter dem Oberer Jura stark hervortritt, als Einlagerung in den blauen, sandigen, z. T. feinbrecciösen Mergeln, die weiter oberhalb nochmals eine Steilstufe bilden, über die ein Wasserfall herüberstürzt. Die Ausbildung der Orbitolinen-Schichten ist hier viel weniger abwechslungsreich wie N. von den Roßstein-Almen. Vor allem treten die gröber klastischen Bänke sehr zurück.

Eine ganz ähnliche Entwicklung aus orbitolinenführenden, sandigen Mergeln und Feinbreccien mit viel herausgewitterten Oberjura-Hornsteinen zeigt das Cenoman-Vorkommen im Südosten der Schönberg-Alm, das hier hohe Felsabstürze bildet und ebenfalls den ober-jurassischen Radiolarit überlagert.

Die nachfolgenden Dünnschliffbeschreibungen der mannigfaltig zusammengesetzten Feinbreccien des Roßstein-Cenomans bestätigen und ergänzen die makroskopischen Beobachtungen in Bezug auf die Bestandteile, welche die Gesteine aufbauen:

Körner aus feinkörnigem Karbonat ohne organische Einschlüsse (Trias-Gesteine). Körner aus dichtem Kalk mit Einschlüssen von Spongien-Nadeln aus Chalzedon. Eckige Splitter aus körnigem Chalzedon. Ziemlich reichlich kleinere und auch gröbere Quarzkörner. 2 Crinoiden-Bruchstücke. Bindemittel klarer Kalzit. — Roßstein-Alm.

Vornehmlich wird die Feinbreccie aus Trias-Dolomit- oder Trias-Kalzitkörnern mit feinkörnigem Gefüge und ohne organische Einschlüsse aufgebaut. Außerdem Lias-Körner mit zahlreichen Spongien-Nadeln aus Chalzedon, die den Achsenkanal erkennen lassen. Splitter aus körnigem Chalzedon oder aus einem Gemisch von Chalzedon und Kalk. Kleine eckige Quarzsplitter. Die Komponenten sind durch ein klares kalzitisches Bindemittel miteinander verkittet. — Roßstein-Alm.

Splitter aus dichtem Kalk mit kleinen Chalzedon-Rosetten (Radiolarien). Kalkkörner mit Spongien-Nadeln aus Chalzedon mit Achsenkanal. Reichlich Splitter aus körnigem Chalzedon und auch aus einem Gemisch von Chalzedon und Kalzit bestehend. Teile von Muschel- oder Schneckenschalen. 2 Echinodermen- und 1 Lithothamnien-Bruchstück. Das kalzitische Bindemittel tritt gegenüber anderen Schliffen etwas zurück. — Roßstein-Alm.

Zahlreiche Körner aus feinkörnigem Karbonat ohne organische Einschlüsse (Trias-Dolomit). Dichte Kalkkörner mit Neubildungen von körnigem Chalzedon und Ein-

schlüssen von Spongien-Nadeln, die im Längsschnitt und Querschnitt den Achsenkanal erkennen lassen. Splitter aus körnigem Chalzedon. Einzelne kleine Quarzkörner. Kalkspat als Bindemittel und auf Adern. — Roßstein-Alm.

Hauptsächlich mehr oder minder kantengerundete Kalkkörner mit kreisrunden, aus sphäroidischem Chalzedon bestehenden Einschlüssen, die von Radiolarien oder Spongien-Nadeln herrühren. Vielfach sind dieselben in Kalzit umgewandelt. Auch Spongien-Nadeln im Längsschnitt, teils aus Chalzedon, teils aus Kalzit bestehend, werden in den Kalkkörnern sichtbar. Splitter aus meist körnigem, seltener büscheligem Chalzedon oder aus einem Gemisch von Chalzedon und Kalk. 1 Echinodermen-Bruchstück und 1 Lithothamnien-Rest. Die Bestandteile schweben in einer klaren kalzitischen Grundmasse. — Roßstein-Alm.

Im wesentlichen finden sich kantengerundete Splitter aus dichten, oberjurassischen Kalkkörnern, mit Einschlüssen von Radiolarien, deren Skelett vereinzelt noch erkennbar ist. 1 Korn aus schmutzigem, sandigen Kalk mit eckigen Quarzsplittern. Ganz selten auch vereinzelt Quarzsplitter. Die Bestandteile schweben in einer klaren, kalzitischen Grundmasse ohne sich gegenseitig zu berühren. — Roßstein-Alm.

Vorwiegend Körner aus dichtem Kalk mit Einschlüssen von Spongien-Nadeln und Radiolarien-Kapseln aus Chalzedon. Die Struktur vom Radiolarien-Skelett vielfach noch gut erkennbar. Außerdem Neubildungen von Chalzedon im Kalk. Zahlreiche eckige und kantige Splitter aus Chalzedon. Einzelne Körner aus körnigem Karbonat ohne organische Einschlüsse. Mehrere Echinodermen-Reste. Grobkörniges kalzitisches Bindemittel. — Roßstein-Alm.

Einzelne größere kantige Körner und viele kleine Splitter aus körnigem Chalzedon. Dichte Kalkkörner mit Neubildungen von Chalzedon und kreisrunden Querschnitten von Spongien-Nadeln aus radialstrahligem Chalzedon, z. T. mit Achsenkanal. Einzelne kleine gerundete Körner aus Quarz und sehr zahlreiche kleine Quarzsplitter. — Tränk-Graben.

Quarzkörner und Quarzsplitter sind sehr reichlich in einer trüben Kalzitmasse eingelagert. Außerdem auch Körner aus körnigem Chalzedon. — Tränk-Graben.

Das Gestein besteht ganz vorwiegend aus Crinoiden-Täfelchen, die Größen von 3—4 mm erreichen und durch eine klare, grobkörnige, kalzitische Grundmasse miteinander verkittet sind. Die Maschen der Crinoiden sind zumeist von Kalzit ausgefüllt, jedoch häufig auch von körnigem Chalzedon oder von Quarzkörnern. Zuweilen werden Querschnitte von Spongien-Nadeln innerhalb der Crinoiden-Täfelchen sichtbar. Vereinzelt Körner aus dichtem Kalk mit Spongien-Nadeln im Längs- und Querschnitt und mehrere eckige Körner aus körnigem Chalzedon. Ein länglich-oval geformtes Gebilde läßt die zarte Struktur einer Lithothamnie erkennen. — Tränk-Graben.

Körner aus dichtem Kalk, zumeist mit organischen Einschlüssen, Spongien-Nadeln oder Radiolarien. Kleinere und größere Körner aus körnigem Chalzedon, außerdem Körner aus körnigem Karbonat, so daß ein buntes Gemisch von kantengerundeten Körnern entsteht, die teils dem Jura, teils der Trias angehören. Einzelne kleine Quarzsplitter sind beigemengt. Das Bindemittel aus klarem Kalzit tritt sehr zurück. Die Körnchen erreichen Größen von 1 mm und seltener von 2 mm, vielfach aber auch nur von 0,1 mm oder 0,03 mm. — Südöstlich von der Schönberg-Alm.

Dichte Kalkkörner mit kreisrunden Einschlüssen von Spongien-Nadeln aus radialstrahligem Chalzedon. Einzelne mit Achsenkanal. Ein Kalkkorn mit Radiolarien-Kapsel. Eckige und kantige Splitter aus Chalzedon. Körnchen aus körneligem Karbonat. Zahlreiche eckige und kantige Quarzkörner und Quarzsplitter von etwa  $\frac{1}{10}$  mm Größe. Dünne Blättchen aus grünem Biotit. Sehr reichlich kleine Körnchen, oder unregelmäßige, größere Gebilde aus organischer Substanz. 1 Echinodermen-Täfelchen von 3 mm Größe, durchsetzt von Quarzkörnern. Trübe, feinkörnige kalzitische Grundmasse mit Neubildungen von Chalzedon.



Durch eine von E. KAUTZSCH ausgeführte sedimentpetrographische Untersuchung von demselben Gestein wurden an Mineralien mit dem spezifischen Gewicht  $s > 2,901$  (Abtrennung in Bromoform mit Zentrifuge) folgende Komponenten bestimmt:

1) Muscovit, farblos, in feinen dünnen Schüppchen; — 2) Biotit, apfelgrün in kleinen Blättchen. Bisweilen Erzeinschlüsse. In bräunlichen Abarten Rutilnadeln in Sagenitstruktur; — 3) Hornblende, stark gebleicht; — 4) Glaukophan in faserigen Bruchstücken mit Pleochroismus von blau-violett nach farblos; — 5) Turmalin in kleinen Nadeln (Pleochroismus von braun-violett nach farblos); — 6) Granat in farblosen und braunen Varietäten; — 7) Zirkon in langprismatischen und kurzen, gute Flächen besitzenden Kristallen; — 8) Rutil in hellbraunen bis gelblichen Nadeln; — 9) Titanit, wahrscheinlich als Neubildung. — Südöstlich von der Schönberg-Alm.

Das feinklastische kalkalpine Material, welches die Breccien vornehmlich aufbaut, stimmt mit den gröberen Einsprenglingen völlig überein. Es sind auch hier Oberjura- und Lias-Gesteine, sowie obertriassische Bildungen vertreten.

Die karbonatischen Jura-Körner sind an ihrem dichten Gefüge zu erkennen, sowie an den meist vorhandenen kieseligen, z. T. in Kalzit umgewandelten, organischen Einschlüssen (Radiolarien-Kapseln oder Spongien-Nadeln). Außerdem ist die Neubildung von Chalzedon im Kalk für die Jura-Gesteine bezeichnend. Auch die eckigen und kantigen Chalzedon-Splitter stammen aus den kieseligen Einschlüssen der Lias- und Oberjura-Gesteine.

Die Komponenten aus feinkörnigem Karbonat, ohne VerkieSELungen und ohne organische Einschlüsse, sind als obertriassische Dolomite oder Kalke anzusehen. Diese reichern sich zuweilen gegenüber den Jura-Körnern stark an, treten oft sehr zurück oder verschwinden ganz. Ältere Gesteine als Hauptdolomit konnten weder unter dem groben noch unter dem feinen Material nachgewiesen werden.

An organischen Bestandteilen zeigten sich Muschel- und Schnecken-schalen, Echinodermen-Reste und Lithothamnien. Auch ein ganz aus Crinoiden-Täfelchen aufgebautes Gestein wurde festgestellt.

Quarzkörnchen und Splitter finden sich fast in allen Schliffen, vereinzelt auch Glimmerplättchen. Grobe Bestandteile, die nicht aus den Kalkalpen hergeleitet werden können, wurden nicht entdeckt, sondern nur feines Quarz- und Glimmermaterial. In den sandigen Mergeln, die durch Übergänge mit den Feinbreccien verknüpft sind, reichern sich die Quarzkörner stark an.

Für das Auftreten von weiteren, aus kristallinen Gesteinen stammenden Beimengungen im Roßstein-Cenoman sind die schweren Mineralien von Wichtigkeit. Die große Menge von Hornblende und Glaukophan lassen vermuten, daß Amphibolite dabei beteiligt waren. Auch der Granat, sowie die ganze Mineralkombination, deutet auf die Zerstörung von kristallinen Schiefen hin.

Die mittelcretazischen Transgressions-Sedimente liegen konkordant auf ihrem oberjurassischen Untergrunde. Eine Winkeldiskordanz

ist nicht vorhanden. Die mittelcretazische Orogenese trat daher in der Roßstein-Mulde nicht durch Strukturveränderungen, sondern lediglich durch flache Heraushebungen in die Erscheinung. Auch kann die Erosion, die der Transgression des Cenoman-Meeres vorausging, in unserem Gebiet nur ein ganz unbedeutendes Ausmaß erreicht haben. Dieselbe griff nicht einmal auf den Lias herunter. Vom Oberen Jura sind auch nur geringe Teile abgeräumt. Ob noch Schichten, die in die Lücke zwischen Ober-Jura und Cenoman fallen, ursprünglich vorhanden waren und durch praecenomane Erosion abgeräumt wurden, entzieht sich der Beobachtung.

In den angrenzenden Landgebieten, welche die cenomane Meeres-transgression nicht überflutete, muß sich dagegen die Erosion schon während der Ablagerung der Orbitolinen-Schichten bis in die Obere Trias eingeschnitten haben, da außer den Jura-Komponenten auch obertriassische Gesteine gefördert wurden.

Das Vorkommen von stark abgeschliffenen Geröllen, sogar von sehr harten Hornsteinen, neben eckigen und kantigen Bestandteilen deutet vielleicht auf sehr verschieden weite Verfrachtung hin, auf denen das Material zugeführt wurde. Muß doch für den Quarz, für den Glimmer und für die Schwermineralien ein Verfrachtungsweg sogar aus dem im Süden unter den Kalkalpen hervortauchenden Kristallin angenommen werden, ähnlich wie für die bekannten exotischen Cenoman- und Gosau-Gerölle.

Die vornehmlich gleichmäßig feinkörnige Beschaffenheit der Bestandteile, welche die Feinbreccien aufbauen, läßt auf eine langdauernde, gleichförmig wirkende Erosion schließen, während der abwechselnd Feinbreccien, Mergel oder sandige Mergel in den sehr seichten cenomanen Meerestrog gefördert wurden, in dem sich reiches organisches Leben entwickelte, bei allmählichem Tiefersinken des Troges und langsamer Hebung des angrenzenden Landes. Die Ausbildung der Orbitolinen-Schichten liefert uns den Beweis, daß dieselben als ein unbedeutender Rest einer ehemals sehr viel ausgedehnteren Cenoman-Hülle anzusehen sind.

In den Erosions- und Akkumulationsverhältnissen traten zur Bildungszeit der oberen Abteilung vom Roßstein-Cenoman ganz wesentliche Veränderungen ein. Die Aufwärtsbewegungen im angrenzenden Landgebiet steigerten sich nach Ablagerung der Orbitolinen-Schichten sehr erheblich und führten zur viel kräftigeren und schnelleren Aberosion der Hauptdolomitmassen, die über den Orbitolinen-Schichten ausgebreitet wurden. Die Heimat vom groben Hauptdolomitschutt ist wohl in den südlich angrenzenden ausgedehnten Hauptdolomitmassen zu suchen. Im Wirkungsbereich der Erosion waren durch praecenomane Erosionsvorgänge die über dem Hauptdolomit gelegenen Schichten schon fast völlig entfernt.

Besonders bezeichnend für die Feinbreccien der Orbitolinen-Schichten



ist die stark hervortretende Verkittung durch Kalzit. Eine sehr weitgehende Zuführung von karbonatischen Lösungen hat demnach stattgefunden, wovon in den, lediglich durch Dolomitmehl verbackenen Hauptdolomit-Breccien nichts bemerkbar wird. Gegenüber diesen zeigen also die Orbitolinen-Schichten eine durchgreifende diagenetische Veränderung. Die Gegensätze deuten darauf hin, daß nach Ablagerung der Orbitolinen-Schichten Trockenlegung derselben und die damit sich vollziehende Diagenese stattfand, bevor sich die groben Breccien als breite Schuttströme darüberlegten. Hiermit stimmt die Beobachtung überein, daß die letzteren am östlichen Plattel-Berg unmittelbar auf Oberem Jura liegen. Der Bildung der Hauptdolomit-Breccien würde also eine teilweise Erosion der Orbitolinen-Schichten vorhergegangen sein.

In den Kernen der einzelnen Spezialmulden vom Brünstein-Muldengebiet liegt das Cenoman auf Schichten vom Lias bis zum Neocom. Im Bereiche vom nördlich anschließenden Hauptdolomit-Sattel transgrediert das Cenoman dagegen auf Hauptdolomit. Die Abräumung war also hier im Gefolge der mittelcretazischen Gebirgsbildung und vor der cenomanen Transgression stärker als in der Muldenzone. Das spricht aber dafür, daß die erste Anlage vom Hauptdolomit-Sattel bereits in die mittelcretazische Gebirgsbildung fällt und daß überhaupt die tektonische Gliederung in die Hauptgebirgszonen schon vor der Cenoman-Transgression erfolgte, während die postcretazischen Bewegungen eine gleichsinnige Fortführung der mittelcretazischen bilden.

Diese von HASEMANN (1929, S. 43—44) für das Brünstein-Gebiet ausgesprochene Ansicht, läßt sich auf das Roßstein-Gebiet übertragen und wurde früher vom Verfasser (BODEN, 1925b, S. 489) schon angedeutet. In den Sattelzonen N. und S. vom Roßstein-Muldengebiet fehlen zwar cenomane Ablagerungen, aber die groben und feinen Komponenten der Orbitolinen-Schichten und auch besonders der Hauptdolomit-Breccien, zeigen uns, daß hier während der Einsenkung und Zufüllung vom Cenoman-Trog bereits Hauptdolomit freilag, der eben während der mittelcretazischen Faltung aufgewölbt wurde. Die ersten Anlagen von Sattel- und Muldenzügen fallen daher auch in diesem Gebiet in die praecenomane Gebirgsbildung.

Ein ganz ähnliches Bild von der vorcenomanen Gebirgsbildung wie am Brünstein und Roßstein erhalten wir nach den Untersuchungen von KOCKEL, RICHTER und STEINMANN im Gebiet des großen Muldenzuges von Hohenschwangau bis zum Laber-Gebirge, in dem die Cenoman-Ablagerungen eine viel größere Verbreitung besitzen.

Eine nördliche Zone läßt sich hier unterscheiden, in der das Cenoman auf norischen Gesteinen liegt, eine mittlere mit Cenoman über Rhät- und Jura-Gesteinen und eine schwächer entwickelte südliche, in der es wiederum auf Hauptdolomit und Plattenkalk transgrediert. Der Mulden-

zug besitzt also in seinen allerersten Anfängen bereits praecenomane Anlage.

Im Kern der Ammer-Mulde des Laber-Gebirges, der mittleren der drei dort deutlich erkennbaren Cenoman-Mulden, liegt das Cenoman auf den verschiedenen Stufen des Juras, bzw. auf Neocom. Nördlich und südlich transgrediert dasselbe auf Hauptdolomit oder gering mächtigem Plattenkalk. Genau wie heute wurden auch schon vorcenoman die Muldenflügel im Norden und Süden von älteren Gesteinen gebildet und Schritt für Schritt kann die Transgression über immer jüngere Schichten nach dem Muldenkern zu verfolgt werden. Die postcenomane Ammer-Mulde fällt also mit dem praecenomanen Muldentiefsten zusammen. Weiter südlich in der Lahnenwies-Mulde ist wiederum Jura und Neocom von der vorcenomanen Abtragung verschont geblieben (KOCKEL, RICHTER, STEINMANN, 1931, S. 86, 92, 93, 100, 158, 159).

Die erste Anlage der Ammer-Mulde, sowie der hauptsächlichsten Mulden und Sättel zwischen Lech und Loisach, ist also ebenso wie am Brunn-Stein und Roß-Stein praecenoman. Alle tektonischen Grundelemente der späteren Faltung sind vorcenoman als weitgespannte Tektonik schon vorhanden.

In dem interessanten Gebiet zwischen Lech und Loisach wurde auch festgestellt, daß die vorcenomanen Bewegungen sich nicht allein auf eine leichte Faltung und Hebung erstreckten, sondern sich auch in einer gewissen Schollentektonik äußerten. Praecenomane Quer- und Diagonalsstörungen sind vorhanden, über die das Cenoman hinweggreift, sogar die ersten Anfänge der Deckenbewegung zeigen sich bereits (K., R., St., 1931, S. 102 und 219). Die Annahme einer Überschiebung der oberen auf die untere Vilser Decke etwa in der Mittleren Kreide wird erwogen (K., R., St., 1931, S. 194).

Im nördlichsten Abschnitt der Kalkalpen wurde in der Hölle (Schleifmühl-Graben) O. von Schwangau über Neocom auch Gault abgelagert, der nach oben allmählich in das Cenoman übergeht. Hier fand also keine praecenomane Heraushebung und Abtragung statt (K., R., St., 1931, S. 83 und 84 und 220).

Übereinstimmend mit den Verhältnissen am Roß-Stein reichen die Bestandteile der cenomanen Breccien und Konglomerate zwischen Lech und Loisach vom Hauptdolomit bis zu den Radiolariten. Als Seltenheit finden sich Quarzbrocken. Im Dünnschliff wurden, ebenso wie in den Orbitolinen-Schichten am Roß-Stein, eckige Quarzkörner, Muscovit und Biotit festgestellt (K., R., St., 1931, S. 91 und 96). Grobe exotische Gerölle fehlen auch hier im Cenoman und stellen sich erst in der Gosau ein (K., R., St., 1931, S. 104).

Zum Schluß sei in einer Tabelle noch die Fauna aufgeführt, die in den Orbitolinen-Schichten N. von den Roßstein-Almen auf-



gesammelt wurde. Hauptsächlich sind Gastropoden und Anthozoen durch Individuen- und Artenreichtum vorherrschend.

Die meisten Faunenelemente ließen sich gleichsetzen mit denjenigen der bekannten Cenoman-Vorkommen in den Bayerischen Alpen. Lediglich unter den Anthozoen zeigten sich einige unbekannte Typen, die wohl als Besonderheiten der Tierwelt vom Roßstein-Cenoman anzusehen sind.

Eine eingehende Durchsicht und Neubearbeitung der Cenoman-Faunen in den Bayerischen Alpen verdanken wir M. SCHLOSSER (1924, S. 82—95). Die damals noch vorhandene Lücke in der Kenntnis der Cenoman-Vorkommen ist nun durch die Aufsammlungen und Bestimmungen der Formen in den Orbitolinen-Schichten am Roß-Stein auch ausgefüllt.

	Zahl der unter-suchten Stücke:		Zahl der unter-suchten Stücke:
<i>Belemnites</i> sp. . . . .	2	<i>Cidaris</i> sp. . . . .	2
		<i>Cidaris</i> -Stacheln . . . . .	3
<i>Terebra cingulata</i> SOW. . . . .	1		
<i>Cerithium margaretae</i> GEIN. . . . .	7	<i>Cycloseris cenomanensis</i> E. u. H.	1
<i>Turritella granulata</i> SOW. . . . .	30	<i>Trochosmilia didymoides</i> FROM.	30
<i>Turbo scobinosus</i> GEIN. . . . .	4	<i>Trochosmilia cenomanensis</i> FROM.	2
		<i>Trochosmilia</i> cfr. <i>inconstans</i> FROM.	6
<i>Vola quinquecostata</i> SOW. . . . .	2	<i>Trochosmilia</i> n. sp. . . . .	9
<i>Spondylus latus</i> SOW. . . . .	1	<i>Trochosmilia</i> n. sp. . . . .	5
<i>Ostrea</i> sp. . . . .	1	<i>Coelosmilia</i> n. sp. . . . .	1
<i>Exogyra conica</i> SOW. . . . .	3	<i>Heliastrea lepida</i> REUSS. . . . .	2
		<i>Heliastrea</i> sp. . . . .	1
<i>Serpula rotula</i> GOLDF. . . . .	1	<i>Astrocoenia decaphylla</i> E. u. H. . . . .	7
<i>Serpula cincta</i> SOW. . . . .	2	<i>Astrocoenia</i> aff. <i>konincki</i> E. u. H. . . . .	18
<i>Serpula gordialis</i> SCHLOTH. . . . .	1	<i>Astrocoenia</i> div. sp. . . . .	3
<i>Serpula ampullacea</i> SOW. . . . .	1	<i>Heliopora</i> n. sp. . . . .	4
<i>Serpula quadricarinata</i> GOLDF. . . . .	4		
<i>Serpula septemcostata</i> GOLDF. . . . .	1	<i>Orbitolina concava</i> LAM. . . . .	zahlreiche

(Schluß des ersten Teils.)

### Angeführte Schriften.

- AIGNER, A., Das Tölzer Diluvium. — Mitt. d. Geogr. Gesellsch. München, 5, 1. Heft, München 1910.
- Das Benediktenwandgebirge. — Landeskundl. Forschungen herausgeg. v. d. Geograph. Ges. in München, 16. Heft, München 1912.
- AMPFERER, O., Studien über die Tektonik des Sonnwend-Gebirges. — Jahrb. d. Geolog. Reichsanst. 58, Wien 1908.
- Blatt Achenkirch und Benediktbeuern d. Geolog. Reichsanst., Wien 1912.
- Zur Geologie d. Unterinntaler Tertiärs. — Jahrb. d. Geolog. Bundesanst., Wien 1922.
- Zur Deutung der Hornsteinbreccien des Sonnwend-Gebirges im Unterinntal. — Geolog. Rundschau, Berlin 1926.
- Zur neuen Umgrenzung der Inntaldecke. — Jahrb. d. Geolog. Bundesanst., 81, Wien 1931.
- BODEN, K., Geologische Aufnahme der Tegernseer Berge im Westen der Weißach. — Geogn. Jahresh., 27, 1914, München 1915.
- Geolog. Untersuchungen am Geigerstein und Fockenstein bei Lenggries mit Berücksichtigung der Beziehungen zu den benachbarten Teilen der oberbayerischen Alpen. — Geogn. Jahresh., 28, 1915, München 1916.
- Der Flysch im Gebiete des Schliersees. — Geogn. Jahresh., 35, 1922, München 1923.
- Zum Gebirgsbau der oberbayerischen Alpen. — Zeitschr. d. D. Geol. Ges., 75, M.-B. Nr. 5—10, Berlin 1923.
- Das Flyschgebiet zwischen Isar und Loisach bei Tölz in Oberbayern. — Geogn. Jahresh., 38, 1925a, München 1926.
- Die Geröllführung der miozänen und oligozänen Molasseablagerungen im südbayerischen Alpenvorland zwischen Lech und Inn und ihre Bedeutung für die Gebirgsbildung. — Mitt. d. Geograph. Ges., 18, 3. Heft, München 1925b.
- Geolog. Wanderbuch f. d. bayer. Alpen. — F. Enke, Stuttgart 1930.
- CADISCH, J., Ein Beitrag zum Calpionellen-Problem. — Geol. Rundschau, 23, Berlin 1932.
- CORNELIUS, H. P., Über tektonische Breccien, tektonische Rauhacken und verwandte Erscheinungen. — Centralbl. f. Min. usw., Abt. B, Stuttgart 1927.
- FELS, E., Das Problem der Karbildung in den Ostalpen. — Petermanns Mitt., Erg.-Heft Nr. 202, Gotha 1929.
- FURLANI, M., Zur Stratigraphie der Jura- und Neocomschichten der Karwendelmulde bei Landl in Nordtirol. — Sitz.-Ber. d. Ak. d. Wiss. math.-naturw. Klasse, Wien 1921.
- HAHN, F. F., Ergebnisse neuer Spezialforschungen i. d. deutschen Alpen. 3. Die Kalkalpen Südbayerns. — Geol. Rundschau, 5, 2. Heft, Berlin 1914.
- HASEMANN, W., Geologie des Brunnstein- und Traithengebietes in den oberbayerischen Alpen. — Waldshut (Baden) 1929.
- HEINZ, R., Geologische Beobachtungen zur Bildungsweise und Entstehungszeit des Feuersteins und zum Schichtungsproblem. — Jahresber. d. Niedersächs. Geolog. Ver., 23, Hannover 1930.
- KLEBELSBERG, R. v., Glazialgeologische Notizen vom bayerischen Alpenrande, III und IV. — Zeitschr. f. Gletscherkunde, 8, Berlin 1914.
- KNAUER, J., Die geologischen Verhältnisse und Aufschlüsse des Walchenseekraftwerkes. — Geogn. Jahresh., 37, 1924, München 1925.



- KNAUER, J., „Grundfragen alpiner Formenkunde“ und die Entstehung des Walchenseebbeckens. — Geol. Rundschau, 17, Berlin 1926.
- Glazialgeol. Ergebnisse aus dem Isargletschgebiet. — Zeitschr. d. D. geol. Ges. 80, M.-B., Berlin 1928.
- Erläuterungen zum Blatt München-West (Nr. XXVII) der Geognost. Karte von Bayern 1:100000: Teilblatt Landsberg, München 1929. Teilblatt München-Starnberg, München 1931.
- KOCKEL, C. W., RICHTER, M., STEINMANN, H. G., Geologie der Bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach. — Wiss. Veröffentl. d. D. u. Ö. Alpenvereins, Nr. 10, Innsbruck 1931.
- & RICHTER, M., Deckengrenzen in den Vilser Alpen. — Jahrb. d. Geol. Bundesanst., 81, Wien 1931.
- KOEGEL, L., Der Schuttmantel unserer Berge. — Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpenvereins, 55, München 1924.
- Alpine Schuttformen. — Die Naturwissenschaften, 13, Berlin 1925.
- KÜHNEL, J., Geologie des Berchtesgadener Salzberges. — N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 61, Abt. B, Stuttgart 1929.
- LEUCHS, K., Polygene Konglomerate im nordalpinen Rhät und die altkimmerische Phase. — Geol. Rundschau, 19, Berlin 1928a.
- Beiträge zur Lithogenese kalkalpiner Sedimente. — N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 59, Abt. B, Stuttgart 1928b.
- Die Oberjurabreccien des Aalbachtals östlich Tegernsee. — Centralbl. f. Min. usw., Abt. B, Stuttgart 1929.
- Die Bedeutung von Staubstürmen für die Sedimentation. — Centralbl. f. Min. usw., Abt. B, Stuttgart 1932a.
- Die Bitumenführung des Hauptdolomits der norischen Trias. — „Kali“, 26, Heft 8, Berlin 1932b.
- LEYDEN, F., Diluviale Talgeschichte des Werdenfelser Landes und seiner Nachbargebiete. — Ostalpine Formenstudien, Abt. I, Heft 1, Berlin 1920.
- Grundfragen alpiner Formenkunde. — Geol. Rundschau, 15, Berlin 1924.
- Gliederung des altbayerischen Spätglazials. — Geol. Rundschau, 16, Berlin 1925.
- Zur Entstehung des Walchensees. — Geol. Rundschau, 17, Berlin 1926.
- OSSWALD, K., Das Risserkogelgebiet. — Geogn. Jahresh., 37, 1924, München 1925.
- Geolog. Karte und Geschichte der Wendelsteingruppe. — Mitt. d. Geogr. Ges. München, 21, 1928, München 1929.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E., Die Alpen im Eiszeitalter. — Leipzig 1909.
- PENCK, A., Die Terrassen des Isartales in den Alpen. Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen. — Sitzungsber. d. Preuß. Akad. d. Wiss., Phys.-Math. Klasse, Berlin 1922.
- Glazialgeol. Beobachtungen in den bayerischen Hochalpen. Alte Breccien und junge Krustenbewegungen in den bayerischen Hochalpen. — Die Eiszeit in den bayerischen Hochalpen. — Sitzungsber. d. Preuß. Akad. d. Wiss., Phys.-Math. Klasse, Berlin 1925.
- Geographischer Führer durch das Tor von Mittenwald. Berlin 1930.
- REISER, K., Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. — Geogn. Jahresh., 33, 1920, München 1922.
- RENZ, K., Beiträge zur Kenntnis der Juraformation im Gebiet des Monte Generoso. — Eclogae geol. Helvetiae, 15, Lausanne 1920.
- REYNÈS, P., Monographie des Ammonites, Paris 1879.
- RICHTER, M., Die Struktur der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn. — N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 68, Abt. B, Stuttgart 1929.
- Referat über: K. BODEN, Geologisches Wanderbuch für die Bayerischen Alpen. Stuttgart 1930. — Geol. Rundsch., Berlin 1931a.

- SCHLOSSER, M., Die Cenomanfauna der Bayerischen Alpen. — Centralbl. f. Min. usw., Stuttgart 1924.
- SCHWARZ, A., Untersuchungen über die Bildungsweise von sedimentären, festen Kieselsäuregesteinen nicht klastischen Ursprungs. — *Senckenbergiana*, 11, Frankfurt 1929.
- SIMON, L., Natur- und heimatkundliche Streifzüge im Bereich des Isarwinkels. — „Alt-Heimatland“, Wochenschr. f. Heimatkunde, Heimat und Naturschutz, Nr. 30 u. 40, München 1926 und 1927.
- Die Gegend von Tölz in der Nacheiszeit. 1. Die Sonderstellung des Tölzer Isar-Sees. — Abhandl. d. Geol. Landesuntersuchung am Bayer. Oberbergamt, 3, München 1931.
- SPENGLER, E., Über die von H. STILLE in der nördlichen Kalkzone der Ostalpen unterschiedenen Gebirgsbildungsphasen. — Centralbl. f. Min. usw., Abt. B, Stuttgart 1927.
- Über die Länge und Schubweite der Decken in den nördlichen Kalkalpen. — Geol. Rundschau, 19, Berlin 1928.
- Der zweite Teil von F. WÄHNER'S „Sonnwendgebirge“. — Centralbl. f. Min. usw., Abt. B, Stuttgart 1934.
- STEINMANN, G., Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? — Geol. Rundschau, 16, Berlin 1925.
- TROLL, K., Die Rückzugstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen. — Mitt. d. Geograph. Ges. München, 18, München 1925.
- TRUSHEIM, F., Die Mittenwalder Karwendelmulde. — Wiss. Veröffentl. d. D. u. Ö. Alpenvereins, Nr. 7, Innsbruck 1930.
- WINKLER, A., Über die Bildung mesozoischer Hornsteine. — Ein Beitrag zur Sediment-petrographie der Julischen Alpen. — TSCHERMAK'S Mineral. u. petrogr. Mitt., 38, Wien 1925.
- WOLF, H. V., Beiträge zur Kenntnis der eiszeitlichen Vergletscherung des Achensee-Gebietes in Tirol. — Mitt. d. Geogr. Ges. München, 15, München 1922.
- Eiszeitstudien im Risser Gebirge. — Mitt. d. Geogr. Ges. München 17, München 1924.
- Geolog. Ausgabe des Blattes Tegernsee d. Karte d. Deutschen Reiches 1:100 000, Piloty & Loehle, München 1926.



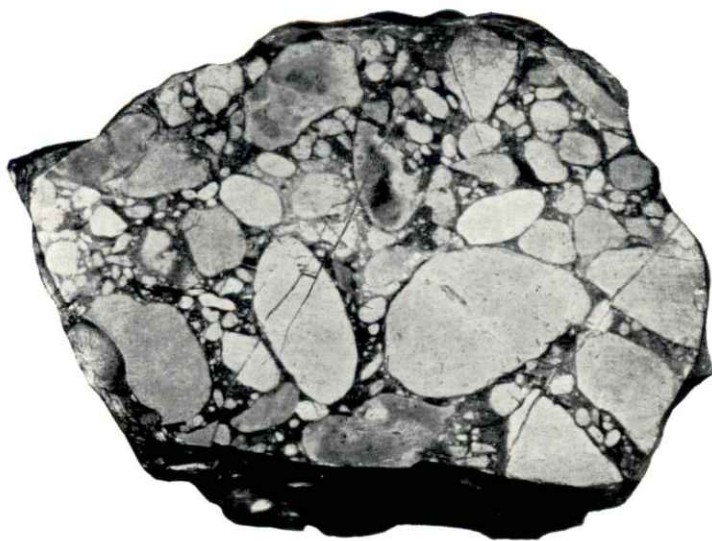


Fig. 1  
Grobes, frühliassisches Konglomerat. Marmormoos-Graben  
(nat. Größe).

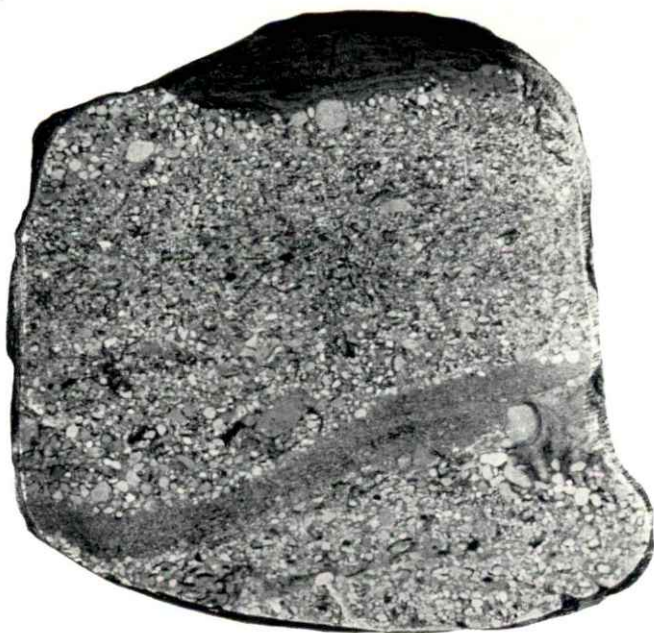


Fig. 2  
Feinkörniges, frühliassisches Konglomerat. Gufel-Kopf  
(nat. Größe).

# Überzählige Schichtablagerung und Scheintektonik

Von  
Jos. Knauer

Mit 2 Abbildungen und 3 Tafeln

## Inhaltsübersicht

	Seite
Einleitung . . . . .	47
Überzählige Schichtablagerung infolge Unterwassergleitung . .	48—51
Überzählige Schichtablagerung infolge örtlicher Sedimentanreicherung . . . . .	51—52
Scheintektonik . . . . .	52—54
Zusammenfassung . . . . .	54
Schriftenverzeichnis . . . . .	55

### Einleitung.

Bei einer im Jahre 1918/19 in Julbach (Niederbayern) abgeteuften Versuchsbohrung auf Erdöl wurde an den zeitweise gezogenen Bohrkernen eine allmähliche Zunahme der Schichtenneigung von etwa  $3^{\circ}$  an der Oberfläche bis gegen  $30^{\circ}$  in 812 m Tiefe festgestellt. O. M. REIS (1918/19), dem die Bohrproben zur wissenschaftlichen Auswertung zur Verfügung standen, suchte diese Zunahme des Einfallswinkels tektonisch zu erklären, indem er annahm, „daß infolge ununterbrochener vertikaler Senkung eines grabenartigen Mittelgebietes an steilgeneigten Randbruchflächen eine Auffaltungserhebung in einem Mittelgewölbe eintritt“. Außer dieser von O. M. REIS versuchten tektonischen Deutung läßt sich aber die Zunahme der Schichtenneigung der Tertiärablagerungen im südbayerischen Tertiärbecken noch auf andere Weise erklären, nämlich durch zusätzliche Schichtablagerung in den wannenförmigen Vertiefungen des Tertiärbeckens, wobei ein allmählicher Ausgleich des früher stärker ausgeprägten Bodenreliefs im Becken erfolgte. Diese zusätzliche Schichtablagerung kann erfolgt sein einerseits durch Summierung von Unterwassergleitungen, andererseits durch örtliche Anreicherung von Sedimentmaterial infolge von Strömungen oder aus sonstigen Gründen. Auf beide Erscheinungen soll im folgenden an Hand von Beispielen aus tertiären und spätglazialen Ablagerungen Südbayerns näher eingegangen werden.



**Überzählige Schichtablagerung infolge Unterwassergleitung.** — Bei Besprechung einiger in Schweizer Seen vorgekommener Uferabbruchkatastrophen weist ARN. HEIM (1908) auf die außergewöhnlichen Schichtungsverhältnisse hin, welche durch Unterwassergleitungen von Seeablagerungen entstehen. Es wird nämlich durch einen solchen Vorgang einerseits an denjenigen Stellen, wo sich die abrutschende Masse löst, ein Fehlbetrag der Schichtenfolge sich ergeben, also „unterzählige Schichtung“ entstehen, während im Ablagerungsgebiet der Rutschmasse eine zusätzliche Schichtmasse gebildet wird; in letzterem Falle wird also „überzählige Schichtung“ entstehen. Wenn die abgerutschte Masse einige Bindung besitzt und beim Rutschvorgang den Zusammenhang bewahrt, dann bildet sie einen in sich gefalteten, fladenförmigen Körper, der als überzählige Schicht zwischen ungestört gelagerten Schichten zum Absatz gelangt. Besteht die Rutschmasse aber aus lockerem Schlamm und Sand, dann kann sie abgleiten, ohne sich zu fälteln; sie löst sich beim Rutschvorgang in Brei und Wassertrübung auf und setzt sich dann in einer feinen weiter verbreiteten Schicht ohne Fältelung auf dem Grunde des stehenden Gewässers wieder ab und schaltet sich auf diese Weise als „überzählige“ Schicht in die Reihe der normalen Schichten ein. Die nach ARN. HEIM's Fig. 3 gezeichnete Abbildung 1 zeigt in schematischer

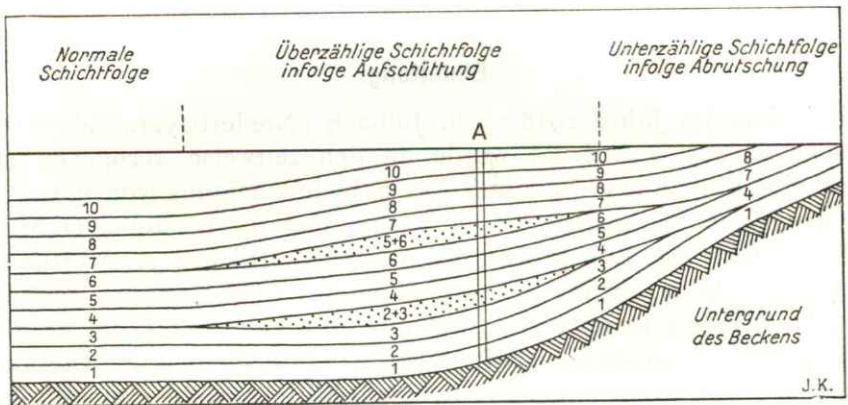


Abb. 1

Die nach A. HEIM (1908) gezeichnete Abbildung zeigt in schematischer Weise die Bildung überzähliger und unterzähliger Schichten auf dem Grunde eines Beckens, herbeigeführt durch Abrutsch von dem geneigten Beckenrand (rechts).

Darstellung die Bildung überzähliger und unterzähliger Schichten. Im rechten Teil des Schichtenquerschnitts sieht man den Ausfall der Schichten 2, 3, 5 und 6, welche durch Abrutsch von dem geneigten Beckenrand sich in die Tiefe verlagerten und dort als überzählige Schichten  $2 + 3$  und  $5 + 6$  in die normale Schichtenfolge eingebettet wurden. Während so im Abrutschraum die Mächtigkeit der Ablagerungen ab-

nahm, wurde sie im Ablagerungsraum der Abrutschmassen vergrößert. Die Folge davon ist zunächst eine Zunahme der Sedimentmächtigkeit in den tieferen Teilen des Beckens und in Verbindung damit eine allmähliche Abnahme des Neigungswinkels der sich bildenden Ablagerungen von unten nach oben, was zu einem Ausgleich des Gefälles des Beckenrandes führen muß. Würde man bei A eine Bohrung niederbringen, dann würde man in den oberen Schichten (7 bis 10) eine Schichtenneigung von etwa  $3^{\circ}$  feststellen können. Mit dem Eindringen in die tieferen Schichten (4 bis 6) würde der Neigungswinkel auf etwa  $13^{\circ}$  sich erhöhen. Schließlich bei Erreichen der tiefsten Schichten (1 bis 3) würde man den der ursprünglichen Hangneigung entsprechenden Neigungswinkel von etwa  $20^{\circ}$  vorfinden. Dieses Beispiel läßt erkennen, daß eine gegen die Tiefe zu sich einstellende Zunahme des Neigungswinkels der Schichten nicht immer tektonisch begründet sein muß, wie O. M. REIS bei der Julbacher Bohrung annahm, sondern daß sehr häufig auch durch überzählige Schichteinschaltung infolge Unterwassergleitung oder infolge anderer weiter unten zu besprechender Gründe eine Änderung des Neigungswinkels eintreten kann.

Daß die Bildung überzähliger Schichteneinlagerungen im Aufbau der Sedimente keine seltene Erscheinung ist, sondern daß solche Vorgänge sich im Laufe der Erdgeschichte sehr häufig ereignet haben müssen, dafür sprechen die Beschreibungen zahlreicher Beobachter wie K. ENDRISS (1899), F. X. SCHAFFER (1899, 1916), E. KOKEN (1902), O. M. REIS (1909), F. F. HAHN (1913) u. a. m. Diese Beschreibungen, wie auch die früher erwähnte Abhandlung ARN. HEIM's (1908), befassen sich im allgemeinen nur mit den Umformungen innerhalb der Abrutschmassen, sowie mit der lithologischen und stratigraphischen Bedeutung, welche diese Erscheinung für den davon betroffenen Schichtenbestand besitzt. Dagegen lassen sie den Einfluß auf die Lagerungsverhältnisse (Schichtenneigung) der solchermaßen betroffenen Ablagerungen außer Betracht. Gerade diese Folgen sind aber für die Beurteilung der Tektonik eines Beckensediments von erheblicher Bedeutung, wie weiter oben schon angedeutet wurde und wie an dem Beispiel einer fossilen Unterwassergleitung im folgenden gezeigt werden soll.

Im Jahre 1923 waren durch den vom Walchensee-Werk errichteten Kanalbau im Loisach-Gebiet bei Beuerberg (Oberbayern) tiefe Einschnitte in den dort sehr mächtigen Seeschlickablagerungen des spätglazialen ehemaligen Loisach-Sees geschaffen worden. Der aus mineralischer Wassertrübe abgesetzte hellgraue kalkigmergelige Seeschlick ist, wie aus den Abbildungen Fig. 1 auf Tafel I und Fig. 2 auf Tafel II ersichtlich ist, sehr gut geschichtet bzw. gebändert, so daß er zweckmäßig als Bändermergel bezeichnet werden kann. (Dieser Bändermergel ist infolge seines jugendlichen Alters (spätglazial) noch unverfestigt und leicht beweglich; er gab daher beim Aushub des Kanalbettes zu mannigfachen



Böschungsabbrüchen Veranlassung, wie in Fig. 1 auf Tafel I zu sehen ist). An der östlichen Kanalböschung bei km 1,96 der Kanalstrecke war im Juli 1923 eine sehr gut sichtbare Unterwasserrutschung aufgeschlossen, durch welche eine schüsselförmige oder rinnenförmige Vertiefung des ehemaligen Seegrundes vollkommen aufgefüllt und eingeebnet war, wie Abbildung 2 zeigt. Der Durchmesser der Vertiefung betrug etwa 25 m,

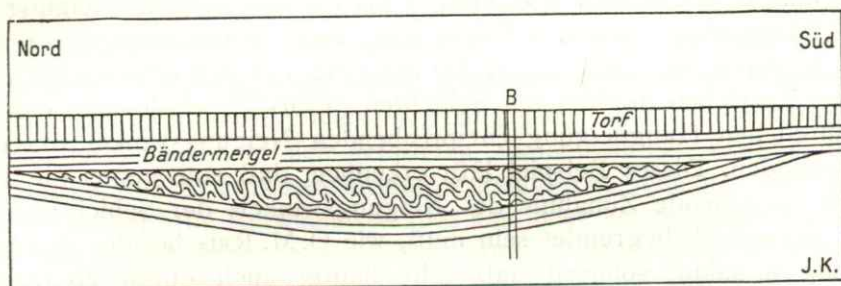


Abb. 2

Die Abbildung zeigt die Auffüllung und Einebnung einer Vertiefung auf dem Grunde des ehemaligen spätglazialen Loisach-Sees durch eine Abrutschmasse. Der Gegensatz zwischen den geneigt einfallenden Liegend- und den wagrechten Hangendschichten könnte eine Scheintektonik vortäuschen.

die ehemalige größte Tiefe in der Mitte etwa 2 m, der Neigungswinkel an der Wandung der Vertiefung durchschnittlich etwa  $15^{\circ}$ . Die Vertiefung selbst war offensichtlich in der den Untergrund bildenden Grundmoräne schon vorgebildet. Über der Grundmoräne wurden dann während des Bestandes des ehemaligen Loisach-Sees die Bändermergel abgesetzt, welche sich im allgemeinen zunächst in Schichten parallel zur Seebodenfläche niederschlugen und dabei das ursprüngliche Relief im allgemeinen weiter bewahrten. Mit dem Anwachsen der Schichtung bahnt sich aber bereits ein allmählicher Ausgleich des Reliefs durch stärkere Sedimentation in den Vertiefungen an, wie auf Fig. 1 auf Tafel 1 im Mittelgrund des Bildes vor der Krümmung des Kanals zu erkennen ist. An der Stelle der oben erwähnten schüsselförmigen Vertiefung aber ist nach längerer Dauer der Sedimentation infolge irgendeines Anstoßes (Überlastung, Erschütterung oder sonstiges Ereignis) der Bändermergel am Rande der Vertiefung ins Gleiten gekommen und in den Hohlraum derselben abgerutscht, wo die Abrutschmasse dann zur Ruhe kam. Letztere ist in zahlreiche steil aufgerichtete oder überkippte Falten gelegt, wie die Zeichnung Abb. 2 und das Bild Fig. 2 auf Tafel 2 zeigen. Der Abrutsch erfolgte anscheinend vom südlichen (rechten) Rande der Vertiefung, wie auch die nach Norden übergelegten Falten erkennen lassen. Außerdem schienen am rechten Rande die liegenden Bändermergel schräg abgeschnitten, also unterzählig ausgebildet zu sein. Die Oberfläche der Abrutschmasse muß infolge der wohl ziemlich breiigen Beschaffenheit

der letzteren eine nahezu ebene Fläche (Flüssigkeitsspiegel) gebildet haben; denn die später darüber abgelagerten Bändermergel liegen vollständig wagrecht und ungestört über der in sich gefalteten Rutschmasse und setzen sich auch über den Rand der früheren Vertiefung in ungestörter wagrechter Lagerung fort. Durch den Abrutschvorgang und die Ausfüllung der Vertiefung mit der überzähligen Rutschmasse ist an dieser Stelle eine ursprünglich vorhandene Hohlform des Seebodens verschwunden und eine Verebnung eingetreten. Dabei ist der an den Wänden der Vertiefung ursprünglich vorhanden gewesene Neigungswinkel der liegenden Schichten durch den Abrutsch ausgeglichen worden und in den hangenden Schichten herrscht wagrechte Lagerung. Eine bei B (siehe Abb. 2) niedergebrachte Bohrung würde also in der Tiefe auf stärker geneigte Schichten stoßen, welche zu dem Irrtum Veranlassung geben könnten, daß vor Ablagerung der hangenden Schichten eine Aufrichtung der liegenden Schichten infolge eines tektonischen Einflusses stattgefunden habe. Was bei der Besprechung der ARN. HEIM'schen Zeichnung (Abb. 1) als theoretische Möglichkeit erörtert wurde, ist hier an dem Beispiel der Unterwasserrutschung im ehemaligen Loisach-See als tatsächliche Erscheinung sichtbar.

**Überzählige Schichtablagerung infolge örtlicher Sedimentanreicherung.** — Die Einschaltung von überzähligen Schichten in die normale Sedimentation kann, wie ARN. HEIM (1908) schon betonte, nicht nur durch Ablagerung zusammenhängender Abrutschmassen geschehen, sondern auch durch Auflösung und Suspension der Gleitmasse und Wiederabsatz in tieferen Teilen des Beckens. Ferner besteht die Möglichkeit von örtlicher Anreicherung von Sedimentmaterial durch die Wirkung örtlicher Wasserströmungen. Ein sehr schönes Beispiel für derartige überzählige Schichtablagerung bietet Fig. 3 auf Tafel 3. Das Bild zeigt die in der Ziegelei Endorf (Oberbayern) aufgeschlossenen Molasse-Schichten. Die sehr gut geschichteten tonig-sandigen Mergel der Oberen Süßwasser-Molasse (sarmatische Schichten) sind von der alpinen Gebirgsbildung nicht mehr beeinflußt, sondern liegen ungestört in ihrer ursprünglichen Absatzlage an der Flanke einer wannenförmigen Vertiefung, deren ursprüngliche Neigung aus dem Einfallen des tiefsten Schichtenpaketes (a) zu ersehen ist. Durch Einschaltung der überzähligen Schichtablagerungen (a', b' und c') in die normalen Schichten des tieferen Teiles des Beckens (rechte Bildseite) wurde der ursprüngliche etwa  $13^{\circ}$  betragende Einfallswinkel der Schichten allmählich verringert und schließlich ganz ausgeglichen. Die unterste Bank des obersten Schichtpaketes (d) ist im Verbreitungsbereich der überzähligen Schichtablagerungen bereits vollkommen wagrecht gelagert, während sie außerhalb desselben (am linken Bildrand) die gleiche Neigung wie der liegende Schichtstoß (a) besitzt. Außer der Einschaltung der überzähligen Schichten (a', b' und c') macht sich aber auch eine gegen das



Beckeninnere zunehmende Verdickung der Schichten bemerkbar; dies ist insbesondere bei Schicht b, ferner in der obersten Bank des Schichtpakets a und bei dem gesamten Schichtpaket c zu bemerken. Die geschilderten Verhältnisse geben eine gute Illustration zu den Ausführungen G. GÖTZINGER'S (1911) über die Mächtigkeitzunahme von Seeablagerungen mit zunehmender Beckentiefe, die im Laufe der Zeit zu einem Ausgleich des Bodenreliefs des Seegrundes und zur Herausbildung des sogenannten „Schweb“ führen muß, der ja in allen unseren Seen durch die Lotungen festgestellt wurde.

In den Molasse-Schichten der Ziegelei in Endorf liegt nun ebenfalls die Tatsache vor, daß ein tieferes Schichtpaket (a) eine verhältnismäßig erhebliche Schichtenneigung von etwa  $13^{\circ}$  besitzt, während ein nur wenige Meter höheres Paket (d) im Hangenden bereits vollkommen wagrecht gelagert ist. Falls man hier bei C eine Bohrung niederbringen würde, dann könnte diese scheinbare Ablagerungsdiskordanz ebenfalls zu der irrümlichen Annahme eines tektonischen Vorganges während der Ablagerung Veranlassung geben. Der Augenschein des Bildes lehrt aber, daß eine tektonische Beeinflussung hier offenkundig nicht stattgefunden hat, daß jedoch diese Scheintektonik hier auf überzählige Schichtung und auf Mächtigkeitzunahme mit wachsender Beckentiefe zurückzuführen ist.

**Scheintektonik.** — Die vorstehend geschilderten Beispiele von überzähligen Schichteneinlagerungen und dadurch vorgetäuschten scheinbaren Lagerungsstörungen lassen erkennen, daß beim Vorliegen von Lagerungsunstimmigkeiten in Beckensedimenten große Vorsicht bei Rückschlüssen auf tektonische Einflüsse geboten ist. Lagerungsunstimmigkeiten allein genügen für solche Rückschlüsse keinesfalls, wenn nicht noch andere Anzeichen dafür sprechen. Dem Verfasser will scheinen, daß diesem Gedanken bei der Analyse der Tektonik epikontinentaler Beckensedimente bisher zu wenig Beachtung geschenkt wurde. So stellt z. B. S. von BUBNOFF (1931) in „Grundprobleme der Geologie“ auf S. 17 den Satz auf: „Das erste Grundgesetz der Lagerung superkrustaler Gesteine besagt, daß diese in horizontalen Platten abgelagert werden, von denen jeweils die oberste die jüngste ist. Wo das Prinzip der Horizontalität oder der vertikalen Altersfolge gestört ist, sind wir ganz allgemein berechtigt, eine nachträgliche Verlagerung der unter normalen Bedingungen gebildeten Gesteinsplatten anzunehmen.“<sup>1)</sup> Dieses Grundgesetz läßt S. von BUBNOFF uneingeschränkt für alle in Seen oder Meeren abgesetzte Ablagerungen gelten. Auch unter den vier Ausnahmen von diesem Gesetz ist über Lagerungsunterschiede zwischen tieferen und höheren Schichten eines Schichtpaketes nichts ausgeführt; es wird lediglich auf die Lagerungsstörungen

1) Vom Verfasser gesperrt.

in subaquatischen Rutschmassen als auf ganz örtliche Erscheinung hingewiesen, aber ihre Bedeutung als überzählige Schichteinlagerung und die daraus folgende Lagerungsunstimmigkeit wird nicht berührt. Das von S. VON BUBNOFF aufgestellte Grundgesetz kann uneingeschränkt nur für solche Teile der Sedimentationsräume gelten, in denen von Beginn der Sedimentation an bereits ebene und wagrechte Flächen vorhanden waren. Nicht aber kann dieses Gesetz gelten für diejenigen Teile der Sedimentationsräume, welche von Anfang an eine geringere oder größere Neigung besaßen. Diese umfassen aber sicher einen nicht geringen Teil der Sedimentationsräume. Erst nach einer angemessenen Zeit andauernder Sedimentation wird durch die zusätzliche Sedimentation in den tieferen Teilen der Beckenräume ein Ausgleich der Schichtenneigungen, wie weiter oben ausführlicher dargelegt wurde, eintreten und die wagrechten Schichtenablagerungen gegenüber den geneigten allmählich an Raum gewinnen.

Diese Ausführungen gelten natürlich nicht für die weiten ozeanischen Räume, sondern nur für enger begrenzte Sedimentationsräume, wie es z. B. unsere europäischen Epikontinentalmeere waren. Wenn sich nun innerhalb eines einheitlichen Schichtpaketes eines solchen Epikontinentalmeeres Lagerungsunstimmigkeiten finden, welche ein steileres Einfallen in der Tiefe und ein flacheres Einfallen oder auch söhliche Lagerung der höheren Schichten anzeigen, dann dürfte es sich empfehlen, nicht unbedingt auf einen während der Ablagerung der Schichten stattgefundenen orogenetischen Vorgang zu schließen, wie es bisher geschah. So schreibt zum Beispiel E. STACH (1932, S. 607): „Nach den von K. LEHMANN (1919, 1920) und H. BÖTTCHER (1925, 1927) dargelegten Anschauungen muß im westfälischen Ruhrkarbon mit einer teilweisen Gleichzeitigkeit von Sedimentation und Faltung gerechnet werden. Beweis hiefür ist die Zunahme der Faltungsstärke nach der Tiefe und die allgemein zu beobachtende größere Mächtigkeit der Sedimente in den Mulden gegenüber den Sätteln.“<sup>2)</sup> Ferner in der gleichen Abhandlung auf S. 616: „Daß die Erscheinung der Gleichzeitigkeit von Sedimentation und Faltung nicht eine auf das Ruhrkarbon beschränkte vereinzelte Beobachtung ist, bestätigen auch Ausführungen von O. STUTZER (1930), der an den Tertiärschichten des Wiener Beckens Zunahme der Sedimentmächtigkeit in den Mulden und Ansteigen der Faltungsintensität mit der Tiefe<sup>2)</sup> festgestellt hat. Auch an russischen, südrumänischen und polnischen Ölfeldern hat STUTZER solche Beobachtungen gemacht.“ In dieser ausschließenden Verallgemeinerung dürfte die von E. STACH vertretene Ansicht über gleichzeitige Sedimentation und Faltung sicher nicht allgemeine Gültigkeit besitzen. In vielen Fällen wird durch die erwähnten Erscheinungen eine Schein-

1) Vom Verfasser gesperrt.



tektonik vorgetäuscht, die in einfacher Weise durch überzählige Schichtung erklärt werden kann. Es ist daher auch nicht nötig, zur Erklärung dieser Scheintektonik auf die QUIERING'sche „Schrägschollen-Theorie“ (1926) zurückzugreifen, wie E. STACH versucht.

#### Zusammenfassung.

Im Vorstehenden wird auf Grund von einigen Beispielen von „überzähligen“ Schichteinlagerungen in „normalen“ Schichtpaketen gezeigt, wie durch solche Vorkommnisse scheinbare Lagerungsstörungen vorgetäuscht werden können. Es wird dann weiter dargelegt, daß man beim Auftreten solcher scheinbarer Lagerungsstörungen in Sedimenten epikontinentaler Meere mit Rückschlüssen auf „Gleichzeitigkeit von Sedimentation und Faltung“ sehr vorsichtig sein soll. Tektonische Einflüsse sind in solchen Fällen nur dann zweifelsfrei erwiesen, wenn auch andere Anzeichen dafür sprechen.

---

## Schriftenverzeichnis.

- BÖTTCHER, H., Die Tektonik der Bochumer Mulde zwischen Dortmund und Bochum und das Problem der westfälischen Karbonfaltung. — Glückauf, *61*, Essen 1925.  
— Faltungsformen und primäre Diskordanzen im niederrheinisch-westfälischen Schiefergebirge. — Glückauf, *63*, Essen 1927.
- BUBNOFF, S. VON, Grundprobleme der Geologie, Berlin 1931.
- ENDEISS, K., Geologie des Randecker Maars und des Schopflocher Riedes. — Z. deutsch. geol. Ges., *41*, Berlin 1889.
- GÖTZINGER, G., Die Sedimentierung der Lunzer Seen. — Verh. k. k. Geol. Reichsanst., Wien 1911.
- HAHN, F. F., Untermeerische Gleitung bei Trenton Falls (Nordamerika) und ihr Verhältnis zu ähnlichen Störungsbildern. — N. Jb. f. Min. usw., B.-Bd. *36*, Stuttgart 1913.
- HEIM, ARN., Über rezente und fossile subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung. — N. Jb. f. Min. usw., II. Bd., Stuttgart 1908.
- KOKEN, E., Über Gekrösekalke des obersten Muschelkalkes am unteren Neckar. — C. f. Min. usw., Stuttgart 1902.
- LEHMANN, K., Bewegungsvorgänge bei der Bildung von Pinggen und Trögen. — Glückauf, *55*, Essen 1919.  
— Das rheinisch-westfälische Steinkohlengebirge als Ergebnis tektonischer Vorgänge in geologischen Trögen. — Glückauf, *56*, Essen 1920.
- QUIRING, H., Die Schrägstellung der Westdeutschen Großscholle im Känozoikum in ihren tektonischen und vulkanischen Auswirkungen. — Jb. preuß. geol. L.-A. *47*, Berlin 1926.
- REIS, O. M., Beobachtungen über Schichtenfolge und Gesteinsausbildungen in der fränkischen Unteren und Mittleren Trias. — I. Muschelkalk und Untere Lettenkohle. — Geogn. Jh. *21*, München 1909.  
— Einzelheiten über Gesteinsarten, Schichtung und Aufbau des Niederbayerischen Tertiärs rechts der Isar. — Geogn. Jh. *31/32*, München 1918/19.
- SCHAFFER, F. X., Beiträge zur Parallelisierung der Miozänbildungen des piemontesischen Tertiärs mit denen des Wiener Beckens. II. — Jb. k. k. Geol. Reichsanst. *49*, Wien 1899.  
— Über subaquatische Rutschungen. — C. f. Min. usw., Stuttgart 1916.
- STACH, E., Gleichzeitigkeit von Sedimentation und Faltung. — Z. deutsch. geol. Ges., *84*, Berlin 1932.
-





Fig. 1

Aufn. v. J. Knauer

In dem Kanaleinschnitt sind die sehr gut geschichteten spätglazialen bzw. altalluvialen Bändermergel des ehemaligen Loisach-Sees aufgeschlossen. Die Schichten sind im allgemeinen wagrecht geschichtet, nur im Mittelgrund vor dem Beginn der Kanalkurve sieht man eine wellige Aufbiegung der Schichten, die aber nach oben sich immer mehr ausgleicht. Die Aufbiegung ist durch eine Erhöhung in dem aus Grundmoräne bestehenden Untergrund bedingt. (Die lockere Beschaffenheit und leichte Beweglichkeit der Bändermergel ist aus dem Bruch in der Böschung zu ersehen.)



Fig. 2

Aufn. v. J. Knauer

Das auf der Berme der östlichen Kanalböschung aufgenommene Bild zeigt das nördliche Ende der durch Unterwassergleitung ausgefüllten Vertiefung in den Bändermergeln des Loisach-Sees. Man sieht die vollkommen wagrechte Schichtung der in Augenhöhe gelegen gewesenen Schichten. Dagegen sind die untersten Schichten mit etwa  $15^{\circ}$  gegen den Beschauer geneigt (durch die perspektivische Verkürzung erscheint die Neigung größer). Sie sind ebenfalls ungestört gelagert und in sich parallel geschichtet. (Die scheinbaren Schichtknickungen im linken unteren Teil des Bildes sind durch die Unebenheiten der Böschungsfläche bedingt). Zwischen dem oberen und unteren Schichtpaket ist eine in sich stark verfaltete Bändermergelmasse eingeschaltet, welche von einer Unterwasserrutschung herrührt. Die gekröseartigen Falten sind nach links (Norden) übergelegt und zeigen an, daß die Rutschbewegung von rechts (Süden) herkam. Auf dieser mit ebener Fläche nach oben begrenzten Rutschmasse haben sich dann die hangenden wagrechten Bändermergel abgesetzt.



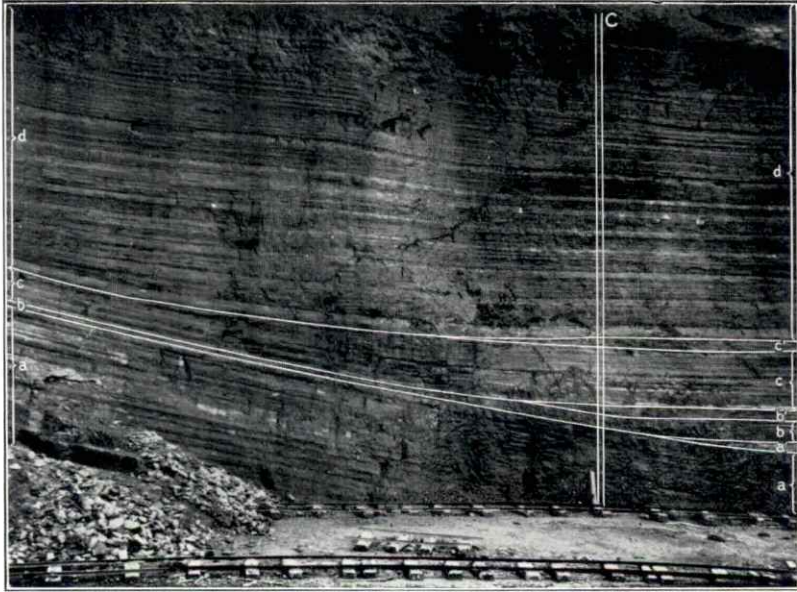


Fig. 3

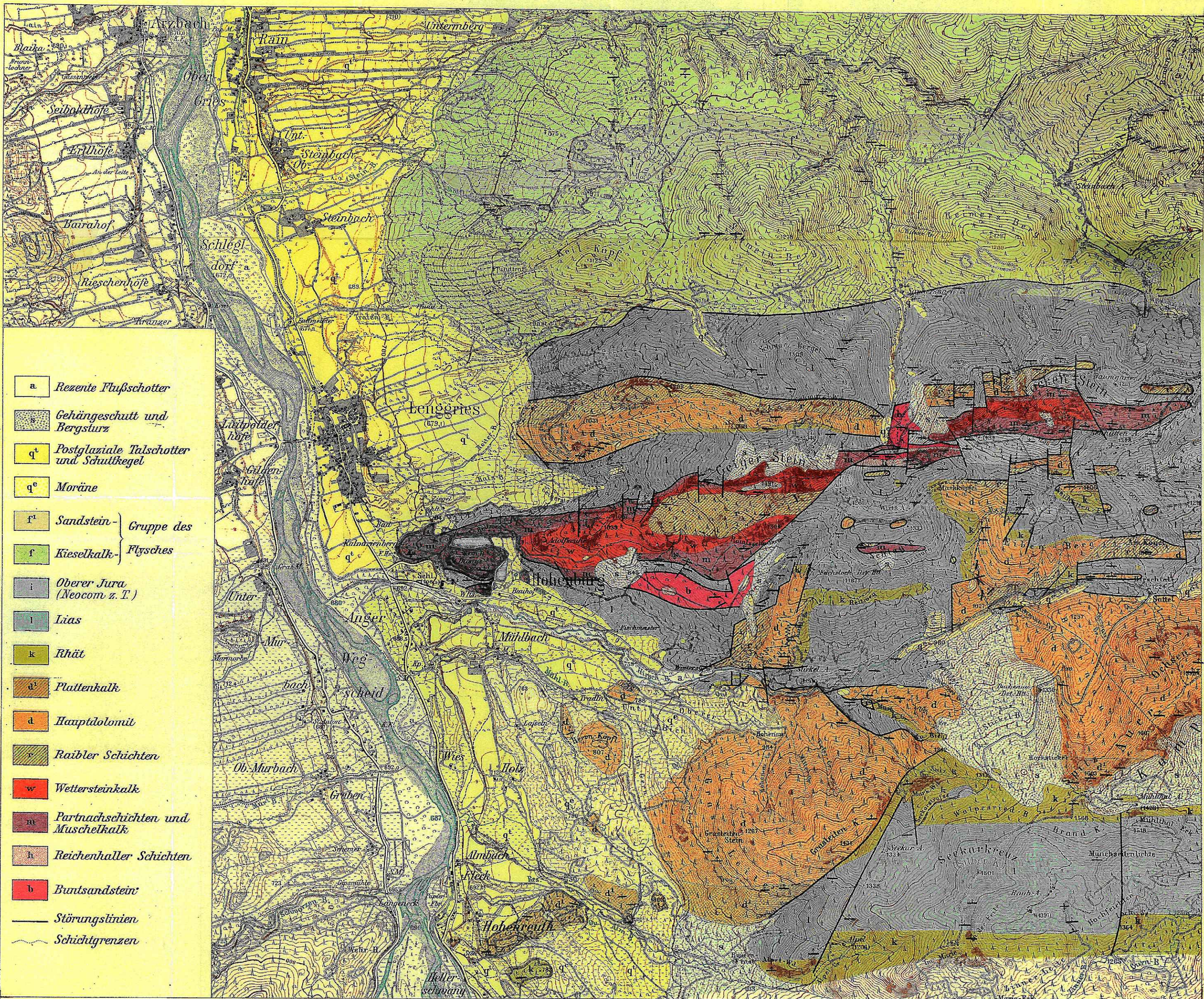
Aufn. v. J. Knauer

Das Bild zeigt die tonig-sandigen Molasse-Mergel in der Ziegelei Endorf (Oberbayern). Im rechten Teil des Bildes sind überzählige Schichteinlagerungen a', b' und c' zu sehen. Sowohl diese als auch die gegen die Beckentiefe zunehmende Schichtmächtigkeit (siehe oberste Bank von a, ferner Schicht b und Schichtgruppe c) sind die Ursache, daß die ursprünglich  $13^\circ$  betragende Schichtneigung der tiefsten Ablagerung (a) nach oben zu sehr rasch abnahm, so daß die Schichtgruppe d bereits vollkommen wagrecht gelagert ist. Eine tektonische Einwirkung ist hier, wie der Augenschein lehrt, völlig ausgeschlossen.



# Geologische Karte der Lenggrieser Berge im Osten der Isar.

Aufgenommen von Karl Boden.



- a *Rezente Flußschotter*
- Gehängeschutt und Bergsturz*
- q<sup>t</sup> *Postglaziale Talschotter und Schuttkegel*
- q<sup>e</sup> *Moräne*
- f<sup>1</sup> *Sandstein* } *Gruppe des*
- f *Kiesalkalk* } *Flysches*
- i *Oberer Jura (Neocom z. T.)*
- l *Lias*
- k *Rhät*
- d<sup>1</sup> *Plattenkalk*
- d *Hauptdolomit*
- Raibler Schichten*
- w *Wettersteinkalk*
- m *Partnachschichten und Muschelkalk*
- h *Reichenhaller Schichten*
- b *Buntsandstein*
- Störungslinien*
- Schichtgrenzen*

1:25 000  
1000m 800 600 400 200 0 1 2km

Topogr. Unterlagen u. Druck v. Bayer. Topogr. Bureau 1923

