

GEOLOGICA **BAVARICA**

Herausgegeben
vom

BAYER. GEOLOGISCHEN LANDESAMT

Nr. 41

**Oberkreide und Alttertiär des Helvetikums
am bayerischen Alpenrand im Westen von Tölz**

von

Ulrich v. Stackelberg, Bonn

Mit 20 Abbildungen und 1 Beilage

Die bayerische Flyschzone im Ammergau

von

Rudolf Reichelt, Dakar

Mit 12 Abbildungen und 3 Tafeln

**Die Entwicklung der ostalpinen Juraformation im
Vorkarwendel zwischen Mittenwald und Achensee**

von

Roland Ulrich, München

Mit 17 Abbildungen und 1 Beilage

M Ü N C H E N 1 9 6 0

An die Verfasser von Aufsätzen und Mitteilungen

Die der Schriftleitung der „Geologica Bavarica“ eingereichten *Manuskripte sollen satzfertig sein*, d. h. den „Anweisungen für die Verfasser naturwissenschaftlicher Arbeiten (Die Bonner Anweisungen)“ entsprechen. Demnach sind Satzänderungen entgegen der Niederschrift, soweit sie 10% der Satzkosten überschreiten, vom Verfasser zu bezahlen. Im einzelnen ist folgendes zu beachten:

Aufbau

Titel: kurz und bezeichnend.

Name des Verfassers: in der Überschrift mit ausgeschriebenem Vornamen.

Gliederung: klar und übersichtlich; bei längeren Arbeiten Inhaltsverzeichnis.

Zusammenfassung: bei größeren Arbeiten erforderlich.

Äußere Form

Text: in Maschinschrift, einseitig, 1½-zeilig, handgeschriebene Verbesserungen in Druckschrift. Unterscheiden zwischen Bindestrich (- kurz) und Gedankenstrich (— lang), zwischen ss und ß (Masse und Maße).

Angabe der Schriftart: Molasse wird **Molasse** (fett, für Überschriften); Hauptverwerfung wird **Hauptverwerfung** (gesperrt, für wichtige Angaben); Müller, K. wird **MÜLLER, K.** (Kapitälchen, für Autorennamen); Ceratites wird *Ceratites* (Kursiv, für Fossilnamen mit lateinischer Endung); } senkrechte Schlangenlinie am Rand für Kleindruck (**Petit**, bei Tabellen, Schichtenverzeichnissen von Bohrungen, Synonyma, Zitate, Textabschnitten von untergeordneter Bedeutung u. a.).

Fußnoten (Petit): fortlaufend beziffern, nachträgliche alphabetisch zwischenschalten, z. B. 6a).

Literaturzitate: durch Nennung des Verfassers, des Erscheinungsjahres und evtl. der betr. Seite; bei mehreren Arbeiten eines Verfassers im gleichen Jahr a, b, usw. hinzufügen (z. B. 1953 b). Bei mehreren Autoren einer Arbeit Namen in alphabetischer Folge und durch „&“ verbinden.

Schriftumsverzeichnis: am Schluß der Arbeit und alphabetisch geordnet. Beispiele für Literaturangaben

a) bei Zeitschriften:

LEUCHS, K.: Tektonische Untersuchungen im Wettersteingebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., 87, S. 703—719. 3 Abb., Berlin 1935.

b) bei Büchern:

RINNE, F.: Gesteinskunde. 12. Aufl. 428 S., 589 Abb., Leipzig (Max Jännecke) 1940.

Bebilderung

Bilder im Text sind „Abbildungen“, auf Tafeln stehen „Figuren“ oder „Bilder“ (bei Photographien).

Auf jeder Vorlage notwendig: Name und Anschrift des Verfassers, Nummer der Abbildung bzw. Tafel, gewünschte Verkleinerung (Satzspiegelgröße berücksichtigen!), Hinweis für „oben“ bzw. „unten“.

Alle *Vorlagen druckfertig* einreichen und zwar im Original. Vorlagen gegebenenfalls größer als ihre endgültige Wiedergabe zeichnen; nach Möglichkeit für einfarbigen Druck. Maßstab und Himmelsrichtung nicht vergessen. Beschriftung in magerer Blockschrift, keine Kuntschrift. Photos hochglänzend, weiß. Jede Vorlage mit kurzem erläuternden Text (**Petit**) versehen (z. B.: Abb. 11. Querprofil der . . .), der im Manuskript dort stehen muß, wo die Vorlage eingefügt werden soll. Bei reichlichem Bildmaterial frühzeitig mit der Schriftleitung in Verbindung treten.

Alle Druckangelegenheiten sind mit der Schriftleitung zu erledigen, *in keinem Fall unmittelbar mit der Druckerei.*

Sonderdrucke werden in unveränderter Form gedruckt, nur mit Zitatleiste versehen.

Der Verfasser erhält 50 Exemplare seiner Arbeit **kostenfrei**. Bei zwei und mehr Verfassern einer Arbeit erhöht sich die Gesamtzahl der Freiemplare auf 75.

Die Schriftleitung

GEOLOGICA **BAVARICA**

Herausgegeben
vom

BAYER. GEOLOGISCHEN LANDESAMT

Nr. 41

Oberkreide und Alttertiär des Helvetikums am bayerischen Alpenrand im Westen von Tölz

von

Ulrich v. Stackelberg, Bonn

Mit 20 Abbildungen und 1 Beilage

Die bayerische Flyschzone im Ammergau

von

Rudolf Reichelt, Dakar

Mit 12 Abbildungen und 3 Tafeln

Die Entwicklung der ostalpinen Juraformationen im Vorkarwendel zwischen Mittenwald und Achensee

von

Roland Ulrich, München

Mit 17 Abbildungen und 1 Beilage

M Ü N C H E N 1 9 6 0

Oberkreide und Alttertiär des Helvetikums am bayerischen Alpenrand im Westen von Tölz

VON ULRICH V. STACKELBERG, Bonn

Mit 20 Abbildungen und 1 Beilage

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	4
A. Einleitung	5
B. Stratigraphie	7
I. Helvetikum	7
a. Oberkreide	7
1. Stallauer Grünsandstein	7
2. Übergangsschichten	10
3. Pattenauer Schichten	12
4. Gerhardsreuter Schichten	14
5. Hachauer Schichten	15
b. Alttertiär	18
1. Weißer Kalksandstein — Glaukonitischer Sandstein	18
2. Alveolinen-Schichten	22
3. Assilimensandstein	24
4. Glaukonitschicht und Nummulitenkalk	26
5. Enzenauer Marmor	31
6. Stockletten	37
c. Zur Paläogeographie des Helvetikums	39
II. Flysch	41
III. Molasse	41
IV. Quartär	42
a. Pleistozän	42
b. Holozän	43
V. Quellen	43
C. Tektonik	44
I. Der tektonische Bau des Untersuchungsgebietes	44
II. Einordnung in den regionalen Bau des bayerischen Alpenrandbe- reiches	49
D. Gesamtergebnis	49
E. Schrifttum	51

Vorwort

Die Anregung zu vorliegender Arbeit gab Herr Professor Dr. P. SCHMIDT-THOMÉ. Ich möchte ihm für seine hilfreiche Unterstützung bei der Geländeaufnahme und bei der Auswertung der Ergebnisse herzlich danken.

Mein Dank gilt ferner Herrn Professor Dr. R. DEHM und Herrn Professor Dr. J. SCHRÖDER, die mir in großzügiger Weise die Bibliothek des Institutes für Paläontologie und historische Geologie und die Staatssammlung für Paläontologie zugänglich machten und mir während der Bestimmung meiner Fossilien einen Arbeitsplatz zur Verfügung stellten.

Herrn Privatdozent Dr. H. HAGN vom Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität München möchte ich ganz herzlich danken für die stets freundliche Unterstützung durch Rat und Tat, besonders auch für Hinweise bei der Korrektur des Manuskriptes. Er bestimmte den größten Teil der Mikrofossilien.

Die Geländekartierung erfolgte in den Sommermonaten 1956. Die Geländeaufnahmen wurden im Wintersemester 1956/57 und Sommersemester 1957 am Geologischen Institut der Technischen Hochschule München ausgewertet.

A. Einleitung

Das Helvetikum im Westen von Tölz zieht sich als schmale Zone am Nordhang der Flyschberge entlang. Es wird an zwei Seiten von breiten, durch Gletscher ausgeweiteten Talsenken begrenzt. Der östlichen folgt die Isar, der westlichen die Loisach. Im Norden flacht sich das Gelände sehr bald zur oberbayerischen Hochebene hin ab. Dem Helvetikum nördlich vorgelagert ist noch der schmale Höhenrücken des Buchberg, der dem südlichsten, steilgestellten Teil der Faltenmolasse angehört. Die Nordgrenze des Kartierungsgebietes bildet die Straße zwischen Tölz und Bichl. Im Süden ist die Nordgrenze des Flysches auf der Karte noch mit erfaßt. Im Osten schließt das Gebiet mit dem Einbach ab, im Westen mit der Straße München—Bichl—Kochel.

Das Tölzer Helvetikum wurde Ende des vorigen Jahrhunderts von IMKELLER bereits untersucht und im wesentlichen geologisch geklärt. Nach dem Kriege wurde das Helvetikum westlich von Tölz im Rahmen der Neubearbeitung der Geologischen Karte von Bayern 1 : 100 000 (Blatt Tegernsee), von SCHMIDT-THOMÉ revidiert. Zur Klärung der speziellen stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse erschien eine genauere, großmaßstäbliche Geländeaufnahme notwendig.

Die Kartierung erfolgte im Maßstab 1 : 5000. Als Unterlagen dienten die Blätter SW XIX/2, 3, 4; XX/2, 3, 4, 5 der amtlichen Flurkarte von Bayern. Die Originalkarte (1 : 5000) liegt im Geologischen Institut der Technischen Hochschule München vor. Im Rahmen dieser Veröffentlichung wurde — von einer groben Übersichtskarte (s. Abb. 1) abgesehen — nur von dem westlichen Teil des Aufnahmegebietes eine farbige geologische Karte im Maßstab 1 : 12 500 gebracht (Beilage 1).

Das Interesse der stratigraphischen Feinuntersuchung richtete sich hauptsächlich auf Schichten der obersten Oberkreide und des tiefsten Alttertiärs. Zu diesem Zweck wurden 35 Dünnschliffe und 40 Schlämmpfropfen untersucht. Fast alle Schlämmpfropfen lieferten eine reiche Mikrofauna. Nur die wichtigen Proben werden in der Arbeit erwähnt. Ihre Entnahmestellen (z. B. P 24) sind in der Profiltafel (Abb. 19) und auf der Beilage 1 verzeichnet. Außerdem wurden über 100 der zahlreichen, von mir gefundenen Makrofossilien genauer bestimmt. Ein großer Teil der Originale wurde der Münchener Staatssammlung für Paläontologie überlassen. Aus der Sammlung F. KRAUS, die der Münchener Staatssammlung einverleibt ist, bestimmte ich die Stücke, die er in meinem Gebiet gesammelt hatte. Es wird auf die ungekürzte Originalarbeit hingewiesen, in der einzelne Arten beschrieben werden und deren jeweilige Fundstelle genau bezeichnet wird. Auch ist dort die zur Bestimmung benutzte Literatur und das Vergleichsmaterial aufgeführt. Zur Darstellung der tektonischen Verhältnisse wurden 15 Querprofile durch das Gebiet gelegt (s. Abb. 19).

B. Stratigraphie

I. Helvetikum

a. Oberkreide

1. Stallauer Grünsandstein

Lithologie und Mächtigkeit:

Es handelt sich um einen feinkörnigen, dunkelgrünen bis intensiv hellgrünen, nahezu ungeschichteten, glaukonitischen Quarzsandstein. Im Schliff sieht man neben eckigen Quarzkörnern, aus denen sich das Gestein zum größten Teil zusammensetzt, Glaukonitkörner. Der Hauptanteil des Glaukonits, der dem Gestein seine charakteristische Farbe gibt, findet sich aber als Bindemittel in den Zwickelhohlräumen. Kalkiges Bindemittel tritt meist stark zurück, nur in einzelnen Lagen kann der Kalkgehalt stark zunehmen. Stellenweise zeigt sich auch fein verteilt Brauneisen, das wohl als Verwitterungsprodukt des Glaukonits oder Pyrits angesehen werden kann. Schon makroskopisch erkennt man Pyritknollen, die meist von einer rotbraunen Verwitterungszone von Brauneisen umgeben sind. Klufflächen erscheinen oft violett verfärbt.

Der Grünsandstein ist praktisch ungeschichtet, massig und in verschiedenen Richtungen von Klüften durchsetzt. Die Lagerung ist daher meist nur anhand von Fossilbänken zu bestimmen.

Die Gesamtmächtigkeit des Stallauer Grünsandsteins ist nicht aufgeschlossen, als Höchstwert treten im nördlichsten Sattel des Profiles 11 rd. 30 m auf.

Fossilführung und Alter:

Der Stallauer Grünsandstein zeichnet sich durch eine individuenreiche, aber artenarme Fauna aus:

Makrofauna:

Lima canalifera GOLDF. — *Exogyra laciniata* NILSSON — *Gryphaea vesicularis* LAM. — *Turritella quadrifasciata* SCHFH.

Da IMKELLER aus diesen Schichten bereits eine reiche Fauna bestimmt und beschrieben hat, wurde von mir bei der Fossilsuche das Gewicht mehr auf die übrigen Schichten gelegt.

Die Fossilisten von IMKELLER (1895/96; 1901) können im Rahmen dieser Arbeit nicht wiedergegeben werden, doch werde ich auf wichtige Arten im Text eingehen.

Der Erhaltungszustand der Fossilien ist im allgemeinen schlecht. Bei den Muscheln sind mit Schalensubstanz nur die Anisomyarier erhalten, während die Homomyarier auf Grund ihres Aragonitgehaltes und der damit verbundenen geringen Widerstandsfähigkeit stets als Steinkerne vorliegen. Die Schalen der Gryphaeen und Turritellen sind zum Teil verkieselt.

ROHATZSCH (1852) stellte nach Fossilbestimmungen durch GEINITZ diese Schicht in die obere Kreide, nachdem FLURL (1792) aus dem Stallauer Grünsandstein bereits „Gryphiten“ erwähnt hatte.

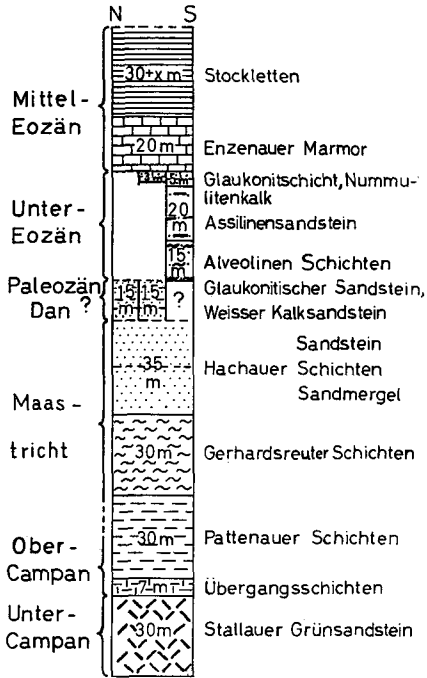


Abb. 2. Normale Schichtfolge des Helvetikums im Westen von Tölz.

In seiner ersten Arbeit stellte IMKELLER (1895/96) die Altersfrage noch für den Stallauer Grünsandstein und die Übergangsschichten gemeinsam. Er kommt, da sowohl unter- als auch obersenone Arten vorliegen, zu keinem sicheren Ergebnis. Doch mißt er im Endergebnis *Belemnitella mucronata* SCHLOTH. die größere Bedeutung zu und stellt beide Schichtserien in das Obersenon. In einer späteren Arbeit (1901) behandelt er die Faunen der beiden Schichtkomplexe gesondert.

Belemnitella mucronata tritt erst in den Übergangsschichten auf. Dagegen sind die spezifisch untersenonen Arten wie *Ostrea goldfussi*, *Ostrea semiplana* var. *armata* und *Exogyra laciniata* auf den Grünsandstein beschränkt. Außerdem finden sich noch einige Arten wie *Panopaea gurgitis*, *Lima canalifera*, *Goniomya designata*, *Crassatella arcacea* und *Ostrea bronni*, die gar nicht oder nur selten in den Mucronatenschichten, dagegen häufig im tieferen Senon auftreten. Damit kommt aber nur mehr den Übergangsschichten obersenones Alter zu.

Ob die Stallauer Grünsande außer dem Quadratensenon auch noch das Granulatensenon umfassen, läßt sich bei dem Fehlen des Leitfossils *Actinocamax granulatus* nicht sagen.

IMKELLER rechnet die mergeligen Fossilbänke im Liegenden der durch *Belemnitella mucronata* gekennzeichneten Schichten auf Grund des massenhaften Auftretens von *Gryphaea vesicularis* schon zum Obersenon, stellt sie allerdings auf Grund der petrographischen Ausbildung noch zu dem Stallauer Grünsandstein. Da sich in diesen Gryphaebänken bereits die Mergelfazies der Übergangsschichten andeutet, sich eine scharfe Grenze zwischen beiden Schichten petrographisch nicht ziehen läßt (was ja bereits in der Schichtbezeichnung zum

Ausdruck kommt), schlage ich vor, diese Zone mit den Gryphaeen-Bänken bereits zu den Übergangsschichten zu zählen.

Damit fiel die Grenze Stallauer Grünsandstein/Übergangsschichten mit der Grenze Untersenon/Obersenon zusammen.

Auf die Altersfrage des Stallauer Grünsandsteins ist hier etwas näher eingegangen worden, da er in allen stratigraphischen Tabellen des Helvetikums — entsprechend der ursprünglichen Anschauung von IMKELLER (1895/96) — in das Obersenon bzw. Obercampan gestellt wird. Mit der neuen Einstufung von IMKELLER (1901) in das Untersenon bzw. Untercampan steht auch das Alter der Pinswanger Schichten (= unteres Obercampan) als Hangendserie besser in Einklang.

REIS (1896) sah im Stallauer Grünsandstein und im Burgberg-Grünsand (bei Sonthofen), die er für gleichalt hielt, eine fazielle Vertretung der Seewermergel.

RICHTER und Mitarbeiter (1939) stellen die Stallauer Grünsandsteine an die Basis der Wangschichten.

HAGN (1953) bezeichnet sie als Transgressionshorizont der Wangschichten.

Verbreitung:

Neben dem Enzenauer Marmor (s. u.) ist der Stallauer Grünsandstein die morphologisch am stärksten hervortretende Serie im Tölzer Gebiet. Wir können ihn in mehreren hochaufragenden Sattelzügen von Osten nach Westen verfolgen.

Im Osten tritt er erstmalig nordwestlich der Jodquelle Krankenheil am Sauersberg in zwei Sattelzügen auf. Auf einer Erstreckung von 1,5 km ist er durch Schutt und Moränen verdeckt. Dann tritt er, durch eine Querstörung weit nach Norden versetzt, wieder südlich des Stallauer Weiher auf.

Auf der Ostseite des Stallauer Grabens lassen sich trotz stark gestörter Lagerung drei Grünsandsteinsättel ausscheiden, von denen der mittlere besonders mächtig wird. Zwischen Stallauer- und Schellen-Bach lassen sich die beiden nördlichen Züge gut weiterverfolgen. In ihnen findet sich auch ein großer Teil der aufgelassenen Steinbrüche, in denen noch bis Anfang dieses Jahrhunderts der Stallauer Grünsandstein zur Herstellung von Schleifsteinen gebrochen wurde (vgl. Beilage 1).

Der dritte, südlichste Sattelzug ist weniger gut aufgeschlossen und tritt in größerer Mächtigkeit erst wieder auf der Westseite des Schellen-Baches auf. Auf beiden Seiten des Schellen-Baches finden wir mehrere Grünsandsteinsättel. Weiter im Westen tritt diese Serie erst wieder südlich von Unterenzenau auf.

In der nach Westen hin anschließenden weiten Senke der Loisach und des Kochelsees finden wir als einzige Zeugen des Helvetikums nurmehr drei isolierte kleine Vorkommen von Stallauer Grünsand: die Aufschlüsse im Baumberger Hölzel, sowie den Geist- und Fuchsbüchel von Bichl. Die beiden letzteren liegen schon außerhalb meines Kartierungsgebietes, gleichen aber petrographisch und faunistisch vollkommen dem Grünsand im Osten. Sie streichen auf die östlichen Aufschlüsse des Murnauer Helvetikums (ZEIL 1954) zu. Aus diesem Grunde hielt v. GÜMBEL (1861) die Stallauer Grünsandsteine für gleichaltrig mit den „Gault“-Grünsanden von Grub, deren Alter durch Belemniten belegt war.

Vergleich mit anderen Gebieten:

v. GÜMBEL (1894) erwähnt mitten im Flysch Grünsandstein im Isartal bei dem Dorfe Arzbach. Nach einer mündlichen Mitteilung von Professor SCHMIDT-THOMÉ handelt es sich hierbei wohl um „Gault“-Quarzit der Flyschserie.

Faunistisch und petrographisch identisch mit dem Stallauer Grünsandstein sind die Grünsandvorkommen im Etzengraben östlich des Schliersees (IMKELLER 1900; RICHTER, CUSTODIS, NIEDERMAYER & SCHMIDT-THOMÉ 1939). REIS (1896) betrachtet die Burgberg-Grünsande von Sonthofen als gleichaltrig mit dem Stallauer Grünsandstein.

2. Übergangsschichten

Lithologie und Mächtigkeit:

Wie schon aus der Schichtbezeichnung hervorgeht, handelt es sich um eine Übergangsfazies zwischen Stallauer Grünsandstein und den Mergeln der Pattenauer Schichten.

Sie umfaßt stratigraphisch aufeinanderfolgend drei petrographisch verschieden ausgebildete Schichten:

3. Helle Mergel mit wenig Glaukonitkörnern (entsprechend den Pinswanger Schichten);
2. Glaukonitische, sandige Mergel (entsprechend den ursprünglichen Übergangsschichten);
1. Glaukonitischen Sandstein, der aber durch einen etwas stärkeren Kalkgehalt sich von dem dichten eigentlichen Stallauer Grünsandstein unterscheidet und massenhaft *Gryphaea vesicularis* enthält.

An der Grenze zwischen Stallauer Grünsandstein und Pattenauer Mergeln fanden wegen des Festigkeitsunterschiedes der Gesteine schichtparallele Bewegungen statt, die die Übergangsschichten stark ausdünnten oder stellenweise ganz ausquetschten. Die maximale Mächtigkeit beträgt 7 m auf der Ostseite des Schellen-Baches. Die Pinswanger Schicht wurde nur an einer Stelle (östlich des Stallauer Baches) mit einer Mächtigkeit von 3 m angetroffen. Im Gebiet von Neubeuern beträgt die Mächtigkeit ein Vielfaches hiervon.

Fossilführung und Altersstellung:

Die Schichten 1 und 2 enthalten fast nur Makrofossilien, während 3 bis auf *Belemnitella mucronata* nur eine Mikrofauna lieferte:

Makrofauna der gesamten Übergangsschichten:

Gryphaea vesicularis LAM. — *Turritella quadrifasciata* SCHFH. — *Placenticerus* sp.? — *Baculites vertebralis* LAM. — *Belemnitella mucronata* SCHLOTH.

Mikrofauna der Pinswanger Äquivalente:

Eggerellina inflata (FRANKE) — *Ataxophragmium compactum* BROTZ. — *Ramulina aculeata* (D'ORB.) — *Bolivinoidea decorata* (JON.) *laevigata* MARIE — *Pseudovalvulineria clementiana* (D'ORB.) — *Gyrodina nitida* (REUSS) — *Pullenia reussi* CUSHM. & TODD.

In den Übergangsschichten fanden sich *Belemnitella mucronata*, *Gryphaea vesicularis*, *Baculites carinatus*, *Baculites vertebralis* und *Exogyra lateralis*. Dies sind nach IMKELLER Arten, die ausschließlich oder vorzugsweise im Oberesenon auftreten. Interessant dürfte noch der Fund eines Ammoniten sein (der einzige, abgesehen von Baculiten), den Herr HEINECK (Bichl) am Fuchsbüchel bei Bichl machte. HEINECK bestimmte ihn als „*Dechenoceras coesfeldiense* SCHLÜT. = *Acanthoscaphites tridens-trinodosus*“.

Nach freundl. Mitteilung von Herrn Dr. F. SCHMID (Hannover) sind beide Formen nicht identisch. *Hoplitoplacentoceras coesfeldiense* (SCHLÜT.) tritt als Leitform im unteren Obercampan auf. Dagegen ist *Acanthoscaphites tridens-trinodosus* auf das untere Maastricht beschränkt. Beide Arten lassen sich ausschließen. Zwei knotige, kielartige Reihen auf der Externseite, außerdem zwei Knotenreihen auf den Flanken sprechen schon eher für die Gattung *Placentoceras*. Leider ist das Exemplar so schlecht erhalten, daß sich Genaueres nicht sagen läßt.

Aus den hellen Mergeln konnte ich eine reiche Mikrofauna ausschlämmen, die sich als völlig identisch mit derjenigen der Pinswanger Schichten erwies, die HAGN (1953) erstmalig im Gebiet von Neubeuern ausscheiden konnte und auf Grund der Foraminiferen in das untere Obercampan stellte. HAGN hatte schon vermutet, daß die Übergangsschichten IMKELLERS z. T. den Pinswanger Schichten entsprechen müßten. Ich konnte diese Schicht in meinem Gebiet nur an einer Stelle (s. o.) in einer Mächtigkeit von nur 3 m nachweisen. Daher ist hier davon Abstand genommen worden, sie als besondere Serie auszuscheiden. Doch bin ich sicher, daß die Pinswanger Äquivalente im Grenzbereich zwischen Grünsand und Pattenauer Mergel stets auftreten, wenn sie nicht tektonisch unterdrückt sind. Die Mikrofauna ist sehr reich und gut erhalten. Als wichtigste Form ist zu erwähnen *Bolivinooides decorata laevigata*, die nach WICHER & BETTENSTAEDT ihr Häufigkeitsmaximum im unteren Obercampan hat.

Nach HILTERMANN kommen Vorläufer schon im Quadratensenon, Nachzügler noch im untersten Maastricht vor.

Wichtig ist das Fehlen von *Bolivinooides draco miliaris*, die in den untersten Partien der Pattenauer Schichten nachgewiesen werden konnte und auf das obere Obercampan beschränkt ist (s. u.). — Es fanden sich nur Formen, die auch aus den Pinswanger Schichten bekannt sind.

Wie in den Pinswanger Schichten des Neubeurer Gebietes fanden sich außer Foraminiferen Bruchstücke von Inoceramenschalen in Form von Calcitprismen, Seeigelstacheln, Ostracoden, Fischschuppen und *Belemnitella mucronata*.

Verbreitung:

Die Übergangsschichten sind immer an den Stallauer Grünsandstein geknüpft.

Durch tektonische Reduktionen treten sie in stark wechselnder Mächtigkeit auf. Sie können ganz fehlen oder bis zu 7 m mächtig werden, wie auf der Ostseite des Schellen-Baches.

Nur an einer Stelle fand sich ein isoliertes Vorkommen von Übergangsschichten innerhalb der Pattenauer Mergel auf der östlichen Seite des Schellen-Baches.

Vergleich mit anderen Gebieten:

Die Ähnlichkeit der obersten Mergelpartien mit den Pinswanger Schichten von Neubeuern wurde schon erwähnt. Aber auch im Schlierseer Gebiet finden wir ähnliche Schichten. So bezeichnet HAGN (1953) die Mergel, die im Etzengraben Stallauer Grünsandstein überlagern, als in Fazies und Mikrofauna vollkommen mit den Pinswanger Schichten der Typlokalität übereinstimmend.

3. Pattenauer Schichten

Lithologie und Mächtigkeit:

Es handelt sich um einen hell- bis blaugrauen, sandarmen Mergel, der stets glimmerfrei ist und nur sehr wenig Glaukonit enthält. Von einem weichen, gut schlämbaren Mergel kann er in einen harten, splittrigbrechenden Mergelkalk übergehen.

Die maximale Mächtigkeit beträgt etwa 30 m. Die großen Mächtigkeiten in den Pattenauer Mulden der Profile 6—9 sind durch tektonische Repetition bedingt.

Fossilführung und Alter:

Sehr häufig finden sich Inoceramenbruchstücke, *Belemnitella mucronata*, *Lituola grandis* und Fischschuppen. Schon anhand dieser Makrofauna und der petrographischen Ausbildung lassen sich diese Schichten immer gut von anderen unterscheiden. Doch wurde diese Bestimmung stets durch Ausschlämmen einer Mikrofauna ergänzt.

Makrofauna:

Serpula subtorquata MÜNSTER — *Inoceramusex* aff. *cripsi* MANT. — *Pachydiscus neubergicus* (v. HAUER) var. *stallauensis* IMKELLER — *Belemnitella mucronata* SCHLOTH.

Mikrofauna:

Triplasia beisseli (MARIE) — *Lituola grandis* (REUSS) — *Gaudryina* (*Gaudryina*) *rugosa* D'ORB. — *Arenobulimina obesa* (REUSS) — *Arenobulimina subsphaerica* (REUSS) — *Dorothia pupa* (REUSS) — *Plectina* sp. — *Lenticulina rotulata* LAM. — *Neoflabellina rugosa* (D'ORB.) — *Ramulina aculeata* (D'ORB.) — *Gümbelina striata* (EHRENBG.) — *Gümbelina globulosa* (EHRENBG.) — *Pseudotextularia elegans* RZEHAK — *Bolivinooides decorata* (JON.) *laevigata* MARIE — *Bolivinooides draco miliaris* HILT. & KOCH — *Eouovigerina aspera aspera* (MARSS.) — *Buliminella laevis* (BEISSEL) — *Bolivina incrassata* REUSS. — *Gyroldina umbilicata* (D'ORB.) — *Stensiöina pommerana* BROTZ.

Probe 3, 9, 17, 21, 25 (s. Abb. 19) lieferten neben reichlich Inoceramenprismen, Ostracoden und Seeigelstacheln eine nicht sehr reiche und nur mäßig gut erhaltene Kalkschalerfauna mit einem stets vorhandenen Gehalt an Sandchalern. Viele Foraminiferen sind mit Pyrit ausgefüllt. Neben Schwammnadeln aus der Gruppe der Tetraxone treten auch Desmome auf, die als knorrige Skelettelemente die lithistiden Schwämme aufbauen.

Häufig sind Lageniden, Gümbelinen und Globotruncanen. Stets findet man *Bolivina incrassata* und *Neoflabellina rugosa*.

Probe 24 und 40 unterscheiden sich hiervon durch die reiche Mikrofauna und den außerordentlich guten Erhaltungszustand der Foraminiferen.

Probe 24 führte als wichtigste Arten *Bolivina incrassata*, *Bolivinoidea decorata laevigata* und *Bolivinoidea draco miliaris*.

In Probe 40 fehlte *Bolivinoidea decorata laevigata*. *Bolivinoidea draco miliaris* ist nach der Tabelle von HILTERMANN in MATTHES (1956) auf das obere Obercampan beschränkt. *Bolivinoidea decorata laevigata* reicht vom unteren Obercampan bis in das obere Obercampan, *Bolivina incrassata* aus dem Maastricht hinab bis in das obere Obercampan. *Triplasia beisseli* kommt vom Emscher bis zum unteren Mucronatensenon vor. Es kann sich bei diesen Schichten also weder um ein Äquivalent der Pinswanger noch um Pattenauer des Maastricht handeln, sondern um einen tieferen Horizont der letztgenannten Schichten. Es handelt sich demnach um oberes Obercampan. *Globotruncana calcarata*, die dafür kennzeichnend ist, konnte ich nicht finden. Wie zu erwarten, treffen wir diesen Horizont in beiden Fällen in der Nähe der Übergangsschichten an.

Bis auf *Bolivina incrassata*, *Bolivinoidea draco miliaris*, *Buliminella laevis* und *Pseudotextularia elegans* kommen alle Arten der Proben 24 und 40 auch in den Pinswanger Schichten von Neubeuern vor. Es handelt sich also um sehr ähnliche, aber doch etwas jüngere Schichten.

Auf Grund der Mikrofauna konnten somit innerhalb der Pattenauer Schichten zwei Horizonte ausgeschieden werden. Der tiefere umfaßt das obere Obercampan, der höhere reicht bereits in das Maastricht.

Verbreitung:

Wir treffen die Pattenauer Schichten stets in den Mulden zwischen den Grünsandsteinsätteln, wo sie wegen ihrer geringen Widerstandsfähigkeit und Undurchlässigkeit als sumpfige Senken in Erscheinung treten. Darum ist anzunehmen, daß auch unter dem sumpfigen Gelände zwischen den Grünsandsteinzügen im Nordwesten der Jodquelle Krankenheil und südlich des Stallauer Weihers Pattenauer Mergel anstehen, obschon sie nicht aufgeschlossen sind.

Besonders mächtig sind die Pattenauer Mergel zwischen Stallauer Bach und Schellen-Bach. Hier geben sie Anlaß zu zahlreichen Hangschlipfen, die das Gelände stellenweise recht unzugänglich machen. In diesem Bereich liegen auch die Aufschlüsse, in denen ich mehrere große Pachydyscen fand. Westlich des Schellen-Baches treten Pattenauer Schichten nicht mehr auf.

Vergleich mit anderen Gebieten:

Die Pattenauer Schichten des Tölzer Gebiets wurden von BÖHM (1891) als gleichaltrig mit denen des Siegsdorfer Gebietes erkannt.

Weiter werden Pattenauer Schichten erwähnt aus dem Gebiet des Haunsberges (TRAUB 1953), vom Kressenberg (REIS 1896), auf Blatt Bergen (DE KLASZ in GANSS 1956) und von Marienstein (v. AMMON 1895, IMKELLER 1905).

Trotz des recht ausgedehnten Verbreitungsgebietes liegen sie stets in sehr ähnlicher Ausbildung vor. Auch die Faunenbilder gleichen sich weitgehend.

4. Gerhardsreuter Schichten

Lithologie und Mächtigkeit:

Es handelt sich um einen dunkelgrauen bis schwarzen, sehr sandigen, stets glimmerhaltigen Mergel.

Von den Pattenauer Mergeln unterscheidet er sich durch seinen hohen Anteil an Sand und Glimmer.

In den tieferen Lagen finden wir bis zu 50 cm dicke Bänke aus festem, dunklem Kalk, die auf Grund der Fossilien schon zu den Gerhardsreuter Schichten gerechnet werden müssen. Die höheren Lagen sind sehr sandig, stellenweise glaukonitisch. Hier schalten sich wiederum schmale Kalkbänke ein.

Die Mächtigkeit beträgt etwa 30 m.

Fossilführung und Alter:

Von den unten aufgeführten Arten kommen gerade die Leitformen *Scaphites constrictus* und *Amussium inversum* sehr häufig vor. Dadurch lassen sich die Gerhardsreuter Schichten meist schon im Gelände eindeutig erkennen.

Bezeichnenderweise fehlt *Belemnitella mucronata*.

Makrofauna: *Trochocyathus mamillatus* v. GÜMBEL
Trochocyathus carbonarius REUSS
Cyphosoma cf. *corollare* AG.
Limea nux v. GÜMBEL
Amussium inversum NILSSON
Nucula subredempta J. BÖHM
Leda Reussi v. GÜMBEL
Leda Siegsdorfensis J. BÖHM
Leda semipolita J. BÖHM
Cucullaea Chiemiensis v. GÜMBEL
Arca Leopoldiensis ALTH.
Dentalium multicanaliculatum v. GÜMBEL
Turbo Trunensis J. BÖHM
Solarium granulatum ZEK
Volutilithes acuta SOW.
Scaphites constrictus SOW.
Desmoceras planorbiforme J. BÖHM
Bostrychoceras (Heteroceras) ex gr. polyplacum RÖMER

Mikrofauna: *Lituola grandis* (REUSS)
Neoflabellina reticulata (REUSS)
Gümbelina sulcata (EHRENBG.)
Pseudotextularia elegans RZEHAK
Pseudotextularia intermedia DE KLASZ
Pseudotextularia varians RZEHAK
Gublerina acuta robusta DE KLASZ
Bolivinooides draco draco (MARSSON)
Buliminella carseyae PLUMMER
Bolivina incrassata REUSS
Bolivina incrassata REUSS „gigantea“

Zur Ergänzung der Makrofauna wurden wiederum Schlammproben untersucht.

Die Proben 1, 2, 10, 13, 22 lieferten eine reiche Mikrofauna. Neben Kalkschalern treten schon reichlich Sandschaler auf, was seine Ursache in der verstärkten Zufuhr von klastischem Material hat.

Offt sind die Foraminiferen recht schlecht erhalten, da der Pyrit, der die Kammerhöhlräume ausfüllte, bei der Oxydation zu Brauneisen die Schalen sprengte. Häufig findet man Pyritsteinkerne von Foraminiferen und Muschel- bzw. Schneckenbrut.

Seeigelstacheln kommen häufig vor, doch fehlen die für die Pattenauer Schichten so charakteristischen Inoceramenprismen. Auch in der Liste der Makrofossilien fehlen die Inoceramen.

Als wichtigste Arten wären zu nennen *Bolivinoidea draco draco*, *Bolivina incrassata* „gigantea“ und *Pseudotextularia varians*. Alle drei Arten sprechen für Maastricht.

Häufig sind außerdem *Bathysiphon*, *Lituola*, *Spiroplectamina*, *Robulus*, *Vaginulinopsis*, *Truncatulina*, *Globotruncana*.

Verbreitung:

Die Gerhardsreuter Schichten treten immer nur im Grenzbereich zwischen Kreide und Tertiär auf. In den nördlicher gelegenen Mulden fehlen sie stets, sie dürften dort in den Muldenkernen bereits abgetragen worden sein.

Im Stallauer Bach grenzen Gerhardsreuter Schichten mit einer Nordost verlaufenden Querstörung direkt an Grünsandstein. Westlich des Stallauer Baches konnte ich Gerhardsreuter Schichten in ziemlich großer Verbreitung neu auffinden. In streichender Verlängerung treffen wir auf das bereits IMKELLER bekannte Vorkommen östlich des Eck-Grabens. Petrographisch wie mikro- und makrofaunistisch entsprechen sich beide Vorkommen völlig.

Erst auf der Westseite des Schellen-Baches treffen wir wieder Gerhardsreuter Schichten an. Hier befindet sich die einzige Stelle, an der die Auflagerung auf Pattenauer Schichten zu sehen ist. Die unteren Kalkbänke zeigen sich zwar stark zerklüftet und von Kalkspatadern durchzogen, so daß wir mit einer Bewegung an der Grenze der beiden Schichtkomplexe rechnen müssen. Dennoch braucht man an einer ursprünglich normalen Überlagerung nicht zu zweifeln. Zum Hangenden hin werden die Gerhardsreuter Schichten immer sandiger und nehmen den Charakter der Hachauer Schichten an.

Südlich Unterenzenau finden wir nochmals den fast unmerklichen Übergang von Gerhardsreuter in Hachauer Schichten.

Vergleich mit anderen Gebieten:

Im Gebiet des Haunsberges, am Kressenberg und bei Bergen liegen die Gerhardsreuter Schichten in ähnlicher Ausbildung wie bei Tölz vor. An den genannten Lokalitäten treten sie ebenfalls mit den Pattenauer Schichten zusammen auf.

5. Hachauer Schichten

Lithologie und Mächtigkeit:

Die Hachauer Schichten umfassen petrographisch zwei Einheiten:

Eine untere, bestehend aus fast schwarzen, sehr sandigen, glaukonithaltigen, glimmerreichen Mergeln;

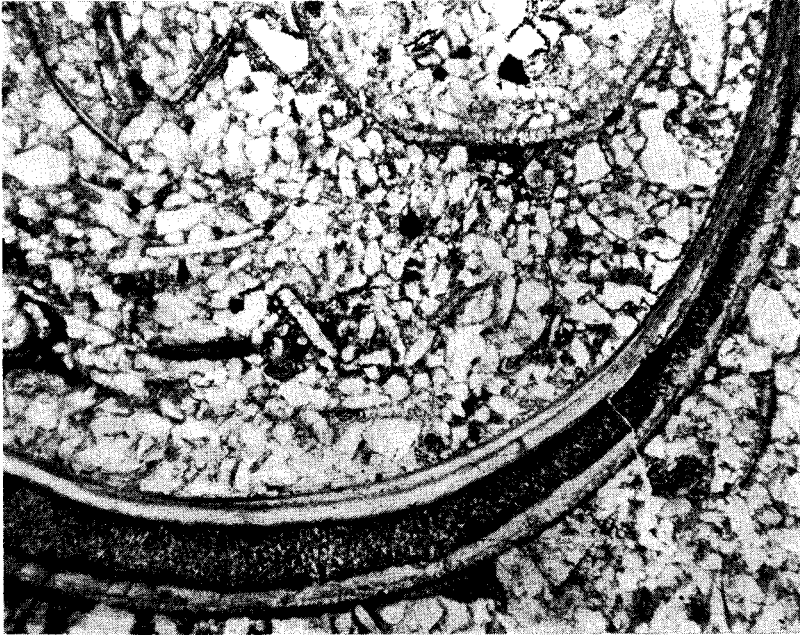


Abb. 3. Durchschnitt durch eine Ostreenschale in Hachauer Sandstein. Vergr. 1 : 13.

eine obere, gebildet aus einem fein- bis mittelkörnigen glaukonithaltigen Quarzsandstein mit viel Glimmer und kohligen Bestandteilen. Stellenweise wird dieser Sandstein fast quarzitisch.

Die Mächtigkeit der Hachauer Mergel dürfte 15 m, die der Sandsteine ebenfalls ca. 15 m betragen. Daraus ergibt sich für die gesamten Hachauer Schichten eine Mächtigkeit von ca. 30 m.

Fossilführung und Alter:

In den Sandmergeln fand sich im Schellen-Bach und Vorder-Riß-Graben nur *Gryphaea vesicularis*. Foraminiferen konnten nur aus diesen mergeligen unteren Partien der Hachauer Schichten ausgeschlämmt werden (Probe 8 und 11). Es zeigten sich hier neben Sandschalern wie *Bathysiphon*, *Lituola* und *Spiroplectammina* nur wenige, sehr schlecht erhaltene Kalkschaler indifferenten Gattungen wie *Robulus*, *Vaginulinopsis*, *Nodosaria* und *Marginulina*.

Die Sandsteine lieferten eine individuenreiche, aber artenarme Fauna.

Makrofauna: *Vola quinquecostata* SOW.
Vola sexangularis (D'ORB.) var. *alpina* REIS
Limatula semisulcata NILSSON
Ostrea cf. *goldfussi* HOLZAPFEL
Gryphaea vesicularis (LAM.) var. *proboscidea* D'ARCH.
Gryphaea vesicularis LAM.
Gryphaea sublaciniata REIS

Gryphaea vesicularis var. *proboscidea*, die kleine Gosauabart der *Gryphaea vesicularis*, tritt in einer fast quarzitischen Bank massenhaft auf (Abb. 3).

Typisch für die Hachauer Sandsteine sind astartige Gebilde von 2 cm Durchmesser. Es dürfte sich um Fraßspuren handeln.

Die Hachauer Schichten sind sicher jünger als die Gerhardsreuter Schichten, doch läßt sich aus der Fauna nicht sagen, ob sie auf das Maastricht beschränkt sind oder vielleicht noch höhere Stufen umfassen.

Verbreitung:

Im Schellen-Bach und südlich Unterenzenau gehen die Gerhardsreuter Schichten fast unmerklich in die Hachauer Sandmergel über.

Im Schellen-Bach fehlen die Hachauer Sandsteine, sie wurden von dem tektonisch angrenzenden Eozän unterdrückt. — Im Vorder-Riß-Graben sind die im Liegenden zu erwartenden Gerhardsreuter Schichten nicht aufgeschlossen. Hier werden die Sandmergel von fossilführenden Hachauer Sandsteinen überlagert.

Südlich Unterenzenau folgt auf die Hachauer Sandmergel nach ca. 5 m Schuttbedeckung ein Sandstein, der zwar keine Fossilien lieferte, aber petrographisch sehr den Hachauer Sandsteinen des Vorder-Riß-Grabens ähnelt, auch finden wir hierin wieder die dort erwähnten astartigen Gebilde.

Im Süden von Unterenzenau zeigt sich also die gleiche Folge von Sandmergel und Sandstein wie im Vorder-Riß-Graben.

Vergleich mit anderen Gebieten:

REIS (1896) beschreibt von der Typlokalität Hachau und Hoergering eine reiche Lamellibranchiaten- und Gastropoden-Fauna (ca. 150 Arten!).

Über die Hachauer Schichten des Tölzer Gebietes, die IMKELLER auf Grund faunistischer und petrographischer Vergleiche mit der Typlokalität ausgeschieden hatte, schreibt REIS: „An der Diagnose dieser Schicht, die man früher für Eozän hielt, sowie an ihrer Ausbeutung und der Feststellung der Lagerungsverhältnisse bin ich wesentlich beteiligt und kann die Angaben als zuverlässig bezeichnen“.

Die Schichten unseres Gebietes sind also sicher identisch mit denen der Typlokalität. Hier werden die Hachauer Schichten ebenfalls von Gerhardsreuter Schichten unterlagert, das Hangende bilden „tertiäre Grenzsandsteine“.

KNIPSCHER (1956) beschreibt aus dem rechten Seitengraben des Habaches südlich von Hachau einen grauen Kalksandstein mit *Crania austriaca* TRAUB, der petrographisch den Hachauer Schichten der Typlokalität entspricht. Auf Grund einer Mikrofauna aus Mergeln im Hangenden und Liegenden dieser Kalksandsteine stellt KNIPSCHER die ganze Serie in das Paleozän. Offensichtlich setzt sich auch hier die Fazies der Oberkreide bis in das Paleozän kontinuierlich fort¹⁾.

¹⁾ HAGN (1959) sieht dagegen in den Mergeln, aus denen KNIPSCHER seine Proben entnommen hatte, Äquivalente der Schichten, die bereits REIS (1896) in einem späteren Teil seiner Arbeit von den Hachauer Schichten abtrennte und in das Tertiär stellte. Demnach liegt kein Grund vor, das Obermaastricht-Alter der Hachauer Schichten anzuzweifeln.

Am Haunsberg fehlen die Hachauer Schichten, doch hält TRAUB (1938) sie nur für eine Fazies der Gerhardsreuter Schichten.

Hachauer Schichten werden vom Kressenberg erwähnt (SCHLOSSER 1925).

HAGN (1954) beschreibt diesen Horizont aus dem Gebiet von Neubeuern. Er fand *Globotruncana stuarti*, die ein Dan-Alter ausschließt. Die petrographische Beschreibung der Hachauer Schichten des Tölzer Gebietes durch IMKELLER paßt nach HAGN in allen Einzelheiten zu den Schichten seines Gebietes. Dennoch scheinen mir dort nur Äquivalente der Sandmergel vorzuliegen, da Sandsteine nur gelegentlich den Mergeln zwischengelagert sind. Es fehlen die eigentlichen, Ostreen führenden Sandsteine. Ob diesen aber bereits ein höheres Alter als Maastricht zukommt, läßt sich nicht sagen.

b. Alttertiär

1. Weißer Kalksandstein — Glaukonitischer Sandstein

Hier sollen diejenigen Schichten besprochen werden, deren stratigraphische Stellung nicht auf Grund von Fossilien gesichert werden konnte, die aber von Schichten unter- und überlagert werden, die mit Fossilien belegt sind.

Weißer Kalksandstein

Lithologie und Mächtigkeit:

Es handelt sich um einen fast weißen, oberflächlich meist mürben Kalksandstein.

Im Schliff erkennt man den beträchtlichen Anteil des kalkigen Bindemittels. Der Quarz ist meist gut gerundet, Glaukonit ist selten, Glimmer fehlt ganz.

Vom Liegenden zum Hangenden hin zeigt dieses Gestein eine zunehmende Kornverfeinerung. Aus einem groben Konglomerat an der Basis, das kleine Tonlinsen enthält, entwickelt sich ein grobkörniger, kalkreicher Quarzsandstein, der in den obersten Lagen in einen dichten, feinkörnigen, kalkhaltigen Quarzsandstein übergeht.

Die Mächtigkeit im Vorder-Riß-Graben beträgt etwa 15 m.

Fossilführung:

Die konglomeratischen Lagen im Vorder-Riß-Graben führen eine Fauna, die — wenn auch sehr schlecht erhalten — sich von derjenigen der Hachauer Sandsteine kaum unterscheiden läßt. Petrographisch sind diese Schichten aber sicher schon zu den Kalksandsteinen zu zählen. Beide Schichtglieder werden durch eine nur 5 m breite, schuttbedeckte Zone voneinander getrennt.

Im höheren Bereich führt der weiße Kalksandstein viel Bryozoen und kleinwüchsige Gryphaeen, die sich aber durch ihren schmalen, stark nach vorne gekrümmten Wirbel wesentlich von denen der Hachauer Schichten unterscheiden. Oft sitzen die Bryozoen den Ostreenschalen auf. Vereinzelt fanden sich Rotularien.

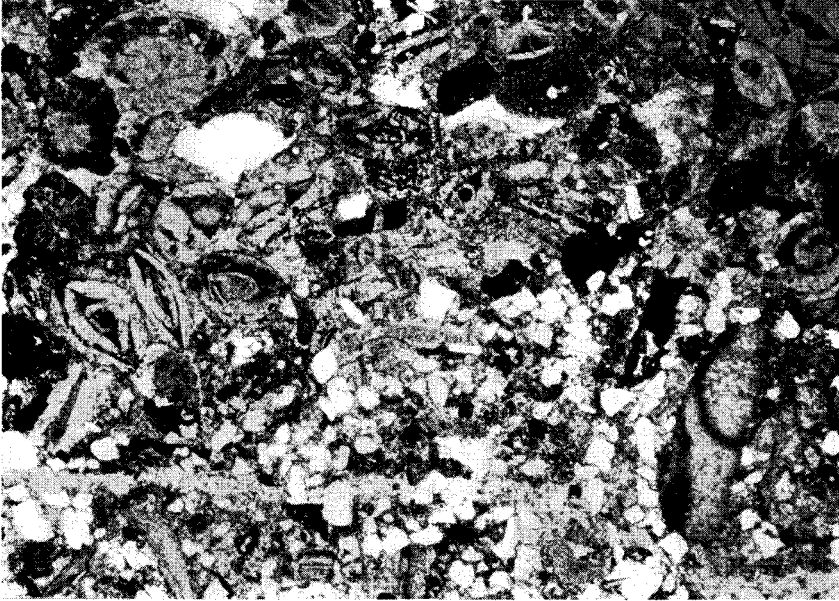


Abb. 4. Mit einer deutlichen Grenze lagern dem Glaukonitischen Sandstein Nummuliten führende Schichten der Roterz-Äquivalente auf. Vergr. 1:15.

Verbreitung:

Das Vorkommen im Vorder-Riß-Graben wurde bereits von IMKELLER beschrieben und in das Untereozän gestellt.

Entsprechende Schichten konnte ich auf der Ostseite des Schellen-Baches auffinden. Nur ist hier der Kalksandstein glaukonitreicher. Da die Schichten in geringer Breite aufgeschlossen sind, fehlen die tieferen konglomeratischen Lagen.

Die überlagernde, Nummuliten führende Glaukonitschicht gleicht sich an beiden Stellen völlig.

Glaukonitischer Sandstein

Lithologie und Mächtigkeit:

Es handelt sich um einen feinkörnigen, glaukonitreichen Quarzsandstein. Der Dünnschliff zeigt Quarz- und Glaukonitkörner, eingebettet in kalkigem Bindemittel. Glimmer fehlt auch hier.

Die Mächtigkeit im Profil 15 beträgt etwa 15 m.

Fossilführung:

Neben Bruchstücken von Ostreenschalen und Seeigeln fanden sich häufig Bryozoen. Ein unbestimmbarer irregulärer Seeigel wurde gefunden. Im Schliff erkennt man häufig Querschnitte durch Foraminiferen.



Abb. 5. Nummuliten-führende Kalke südlich von Unterenzenau. Vergr. 1 : 12.

Verbreitung:

Dieser glaukonitische Sandstein, der nur südlich Unterenzenau auftritt, wird mit einer scharfen Grenze vom Roterz-Horizont (s. u.) überlagert (Abb. 4).

Alter des Weißen Kalksandsteines und des Glaukonitischen Sandsteines:

Anhand der spärlichen Fossilien läßt sich altersmäßig keine Aussage machen. Doch dürfte das Fehlen der Nummuliten nicht ohne Bedeutung sein.

Im Vorder-Riß-Graben und südlich Unterenzenau lagern die Schichten fraglichen Alters anscheinend ungestört auf Hachauer Schichten. Wenn dieser Kontakt mit dem Liegenden sehr wahrscheinlich als normal angesehen werden kann, so gilt dies für die Hangendschichten als sicher. Im Schellen-Bach und im Vorder-Riß-Graben wird der weiße Kalksandstein von höherem Untercozän überlagert, südlich von Unterenzenau bildet basales Lutet das Hangende des Glaukonitischen Sandsteines.

Damit kommt — normale stratigraphische Lagerung vorausgesetzt — für diese Schichten ein Alter zwischen höchstem Maastricht und höherem Untercozän bzw. basalem Lutet in Betracht.

Es fragt sich nun, ob wir in den beiden Profilen eine lückenlose Schichtfolge vor uns haben oder nicht.

Über den Hachauer Schichten des Vorder-Riß-Grabens ist im Bereich der schon erwähnten Schuttbedeckung eine Schichtlücke möglich. Auch die dort zu beobachtende Konglomeratlage könnte dafür sprechen. Gegen eine Schichtlücke größeren Ausmaßes spricht die faunistische Verwandtschaft mit den Hachauer Schichten.

	S		N
	SÜDLICHER VORDER-RISS-GRABEN	NÖRDLICHER VORDER-RISS-GRABEN	SÜDLICH UNTERENZENAU
Mittel-Eozän	Stockletten Enzenauer Marmor		Roterzäquivalent
Unter-Eozän	Nummulitenkalk Assilinen Sandstein Alveolinen Schichten	Glaukonitschicht Weisser Kalksandstein	Glaukonitischer Sandstein
Paleozän		?	?
Dan		Hachauer Schichten	Hachauer Schichten
Maastricht			Gerhardsreuter "
Campan			St.Grünsandstein

Mittel-Eozän	Stockletten Enzenauer Marmor		Roterzäquivalent
Unter-Eozän	Nummulitenkalk Assilinen Sandstein Alveolinen Schichten	Glaukonitschicht	
Paleozän		Weisser Kalksandstein	Glaukonitischer Sandstein
Dan		Hachauer Schichten	Hachauer Schichten
Maastricht			Gerhardsreuter "
Campan			St.Grünsandstein

Abb. 6. Gegenüberstellung der Deutungen der drei Faziesbereiche innerhalb des Helvetikums.

Im Hangendbereich der Profile zwischen dem überlagernden Untereozän bzw. Mitteleozän und dem weißen Kalksandstein bzw. Glaukonitischen Sandstein tritt ein plötzlicher faunistischer und petrographischer Wechsel ein.

Es fragt sich nun, ob wir es mit einem abrupten Fazieswechsel oder mit einer Schichtlücke zu tun haben.

Gegen eine Schichtlücke spricht das Fehlen typischer Aufarbeitungsprodukte.

Für eine Schichtlücke spricht die Tatsache, daß völlig gleich ausgebildetes Untereozän im Vorder-Riss-Graben und Schellen-Bach auf merklich unterschiedlichen Schichten lagert.

Weiterhin entspricht die Ausbildung des basalen Lutets südlich Unterenzenau durchaus dem Enzenauer Marmor anderer Lokalitäten (Abb. 5).

Dagegen weicht der Glaukonitische Sandstein sehr stark von dem im Süden den Enzenauer Marmor unterlagernden Untereozän ab.

Außerdem zeigen die Schichten fraglichen Alters petrographisch viel Ähnlichkeit mit oberpaleozänen Ablagerungen aus dem Gebiet von Neubeuern.

Es bestehen also zwei Möglichkeiten (s. Abb. 6):

1. Es handelt sich um einen Fazieswechsel und nicht um eine Schichtlücke. Dann ist die fragliche Serie als fazielle Vertretung der Untereozän-Schichten anzusehen. Der Gesteinscharakter spricht nicht unbedingt dagegen, da es sich in beiden Fällen um Quarzsandstein mit kalkigem Bindemittel und wechselndem Glaukonitgehalt handelt.

Schwieriger ist das völlige Fehlen von Nummuliten, Assilinen und Alveolinen zu erklären, die das übrige Untereozän charakterisieren.

2. Es ist eine Schichtlücke anzunehmen. Dann handelt es sich bei den fraglichen Schichten nicht mehr um Äquivalente des Untereozäns, sondern um tiefere Horizonte.

Gehen wir von der Annahme des Fazieswechsels aus, so liegt ein Wandern der Fazies von Süden nach Norden vor.

Gehen wir von der zweiten Annahme aus, so müssen wir mit einer von Süden kommenden Transgression rechnen. Im Süden setzt die Transgression bereits unterhalb der Alveolinen-Schichten ein. Im nördlichen Vorder-Riß-Graben beginnt sie mit der Glaukonitschicht und setzt sich südlich Unterenau mit dem Roterzäquivalent fort.

Da eine solche Schichtlücke zwischen Paleozän und Mitteleozän aus anderen Gebieten des Helvetikums nicht bekannt ist, so könnte es sich nur um eine lokale Erscheinung handeln (s. S. 40).

Sowohl die Annahme einer Transgression als auch die eines Wanderns der Fazies erscheint erstaunlich innerhalb eines räumlich so begrenzten Gebietes. Doch ist mit einer der beiden Deutungen zu rechnen.

Bevor die Schichten nicht durch Fossilien belegt sind, kann man sich weder für die eine noch für die andere Deutung endgültig entscheiden.

Vergleich mit anderen Gebieten:

HAGN (1954) beschreibt von Neubeuern eine Reihe oberpaleozäner Ablagerungen, die zum Teil faziell recht gut mit den fraglichen Schichten meines Gebietes verglichen werden können²⁾.

TRAUB (1938) konnte am Haunsberg durch eine reiche Molluskenfauna Oberpaleozän nachweisen. Auch hier spricht der anscheinend allmähliche Faziesübergang gegen eine große Schichtlücke zwischen Oberkreide und Alttertiär.

Nach TRAUB taucht das Paleozän weiter im Westen unter rascher Verarmung der Fauna in der Tölzer Gegend wieder auf.

Am Kressenberg konnte REIS (1896) eine geschlossene Sedimentationsfolge nachweisen. Im Bereich der Adelholzener Fazies dagegen ist eine deutliche Schichtlücke ausgebildet.

2. Alveolinen-Schichten

Lithologie und Mächtigkeit:

Es handelt sich um einen grau-braunen, glimmerfreien Sandstein, der häufig große Stücke verkohlten Holzes enthält. Dieser kann übergehen in einen fast schwarzen, dichten, quarzitischen Sandstein (Abb. 7).

Im Schriff sieht man eckige Quarzbruchstücke in einer von Brauneisen durchtränkten calcitischen Grundmasse. Teilweise sind nur die Ränder der Quarze von einer dünnen Brauneisenschicht umhüllt, während das Bindemittel reiner Calcit ist.

Auf Klüften und in Hohlräumen zeigt sich oft eine starke sekundäre Vererzung.

Die Mächtigkeit beträgt etwa 15 m.

²⁾ Nachdem Oberpaleozän an mehreren Stellen aufgefunden werden konnte, gelang HAGN (1959) anhand von Schlammproben aus dem Kressengraben und Etzengraben erstmalig der Nachweis von Unterpaleozän = Dan im bayerischen Südhelvetikum. Damit ist hier der Raum für eine mögliche Schichtlücke zwischen Kreide und Tertiär beträchtlich eingeschränkt, an anderen Stellen des Südhelvetikums, wo tiefstes Alttertiär noch nicht nachgewiesen werden konnte, ist eine Schichtlücke möglich.

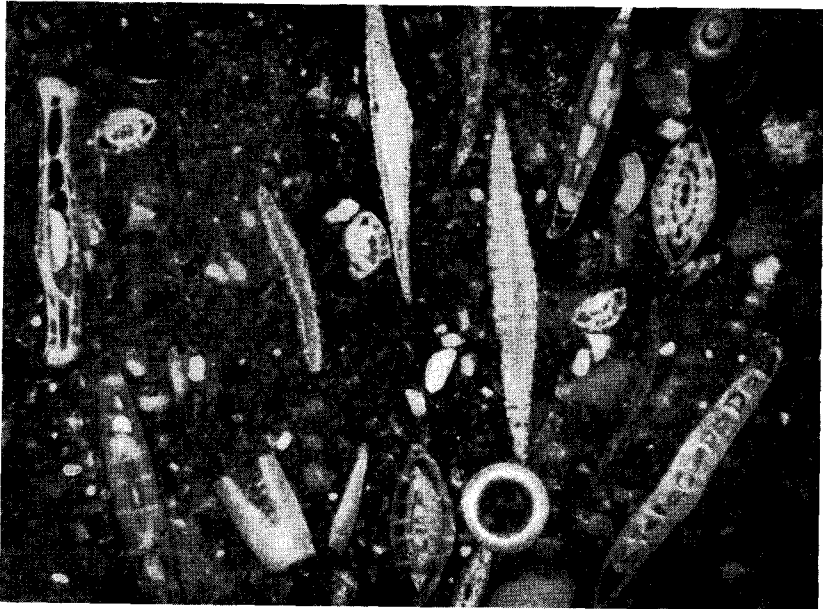


Abb. 7. Fast schwarzer, dichter, quarzitischer Sandstein mit Assilinen, Discocyclinen, Nummuliten und Wurmrohren. Vergr. 1:10 (Anschliff).

Fossilführung und Alter:

Makroskopisch erkennt man schon *Alveolina oblonga*, *Nummulites ataticus*, *Discocyclina*, *Operculina*, *Rotularia* und Abdrücke von hochgewundenen Schnecken.

Makrofauna: *Alveolina oblonga* D'ORB.
Nummulites ataticus LEYMERIE
Assilina sp.
Discocyclina sp.
Operculina sp.

Im Schliff sieht man neben diesen Formen noch reichlich Schnitte durch Milioliden (Abb. 8).

Nummuliten und Alveolinen sind ursprünglich kalkschalig erhalten und erst sekundär vererzt.

Alveolina oblonga D'ORB. und *Nummulites ataticus* LEYMERIE sichern das untereozäne Alter. (Näheres über die Bedeutung dieser Arten siehe unter Assilinen Sandstein.)

Verbreitung:

Die Alveolinen-Schichten treten nur im Vorder-Riß-Graben auf. Sie sind dort auf beiden Seiten des Baches aufgeschlossen.

Die festen Sandsteine sind nur auf eine Zone von wenigen Metern beschränkt. In den tieferen Lagen geht der Alveolinen Sandstein über in einen leicht zerfallenden, mürben Mergelsandstein mit viel Glimmer und etwas Glaukonit. Dies sind die tiefsten Horizonte des Untereozäns unseres Gebietes.

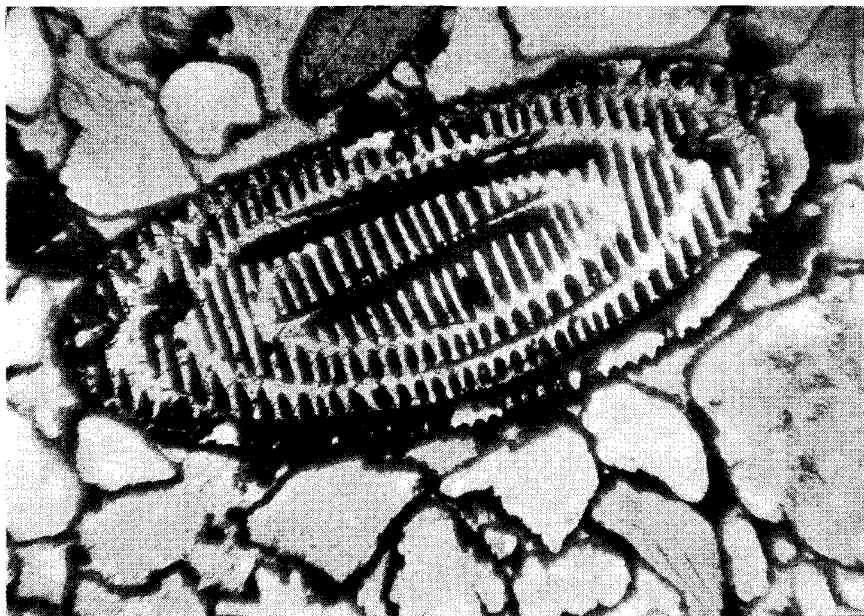


Abb. 8. *Alveolina oblonga* D'ORB. in Alveolinen-Schichten. Die Quarzkörner sind von einer dünnen Brauneisenschicht umhüllt. Vergr. 1 : 30.

Vergleich mit anderen Gebieten:

HAGN (1954) beschreibt aus seinem Gebiet Untereozän in Form von bräunlichen, mittelkörnigen bis konglomeratischen, eischüssigen Mürbsandsteinen mit kreideschaligen Nummuliten. Diese Schichten ähneln durchaus den Alveolinen- und Assilinen-Schichten. Er vermutete bereits in den Alveolinen-Schichten Untereozän.

GANSS (1956) bringt neue Beobachtungen aus dem Gebiet von Bergen bei Traunstein (Obb.).

3. Assilinen sandstein

Lithologie und Mächtigkeit:

In den tieferen Lagen ist ein feinkörniger, gelblich-bräunlicher, feinglimmeriger Sandstein ausgebildet. Er zeigt sich mürbe und porös, was durch Herauslösen des kalkigen Bindemittels hervorgerufen wurde. Nummuliten und Assilinen sind nur mehr als Hohlformen erhalten. Charakteristisch für diesen feinkörnigen Assilinen sandstein ist ein beträchtlicher Gehalt an kohligem Bestandteilen.

Zum Hangenden hin geht dieser Sandstein in einen hellen, grobkörnigen, glimmerfreien Kalksandstein mit Nummuliten und Assilinen über.

Im Schliff erkennt man reichlich gut gerundeten Quarz in einem kalkigen, etwas brauneisenhaltigen Bindemittel.

Die Mächtigkeit dürfte 20 m betragen.

Fossilführung und Alter:

IMKELLER führt aus diesen Schichten *Nummulites perforatus*, *Nummulites biarritzensis* und *Assilina leymeriei* an.

Nummulites perforatus erwähnt SCHLOSSER (1925) aus dem Lutet und Thanet. *Nummulites biarritzensis* D'ARCH. entspricht dem *Nummulites atacicus* LEYM.; dieser wurde schon aus den Alveolinen-Schichten erwähnt. *Assilina leymeriei* entspricht *Assilina granulosa*. *Alveolina oblonga* wurde von IMKELLER bereits in den Alveolinen-Schichten aufgefunden. In den Assilinen-Schichten konnte ich sie nun ebenfalls nachweisen.

Makrofauna: *Alveolina oblonga* D'ORB.
Nummulites div. sp.
Assilina div. sp.

Alle Großforaminiferen zeigen den für das Untereozän des bayerischen Helvetikums so charakteristischen kreideschaligen Erhaltungszustand.

Herr L. HOTTINGER, Basel, überprüfte die Bestimmung einer *Alveolina oblonga* aus meinem Gebiet und konnte die erste Bestimmung HAGNS bestätigen; dafür möchte ich Herrn Dr. HOTTINGER herzlich danken. Über die stratigraphische Bedeutung von *Alveolina oblonga* schreibt er in seinem Brief: „*Alv. oblonga* D'ORB. tritt zusammen mit *Assilina placentula* und *Assilina laxispira* auf. Im Lutétien mit Vorläufern der *Ass. spira* und *Ass. exponens* findet sie sich nicht mehr“.

SCHAUB (1955) teilt *Ass. granulosa* in *Ass. placentula* und *Ass. dowillei* auf. Nach seiner stratigraphischen Tabelle reicht *Assilina placentula* vom mittleren bis in das obere Yprésien. *Assilina laxispira* ist mehr oder weniger auf das obere Yprésien beschränkt, während *Assilina dowillei* etwas weiter hinaufreicht als *Assilina placentula*.

Die sogenannte Laki-Serie in Indien wurde auf Grund der Vergesellschaftung von *Alveolina oblonga*, *Nummulites atacicus* und *Assilina granulosa* in das Cuis gestellt. *Nummulites atacicus* kommt sowohl im Untereozän als auch im Mitteleozän vor, dagegen ist *Alveolina oblonga* auf das Cuis beschränkt. Im Cuis der Aquitaine und in Oberitalien kommt sie auch zusammen mit *Nummulites planulatus* vor.

Im Greifensteiner Sandstein des Wienerwald-Flysches, der ins Cuis gestellt wird, treten wiederum beide Formen zusammen auf.

Es ergibt sich hieraus, daß sowohl die Alveolinen-Schichten als auch die Assilinsandsteine zum Untereozän zu rechnen sind.

Verbreitung:

Ein neues Vorkommen von Assilinsandstein konnte ich nordwestlich der Jodquelle Krankenheil am Sauerberg auffinden. Es handelt sich um feinkörnige, glimmerreiche, meist ausgelaugte Sandsteine, so wie sie im unteren Teil dieser Schichten im Vorder-Riß-Graben vorliegen.

In besonders großer Mächtigkeit ist der Assilinsandstein auf beiden Seiten des Schellen-Baches ausgebildet. Auf der Westseite dieses Baches bildet er den Kern eines mächtigen Sattels. Im Vorder-Riß-Graben tritt er im Hangenden der Alveolinen-Schichten auf.

Zwischen Vorder- und Hinter-Riß-Graben bildet er den Kern der südlichsten Eozänaufsattelung. Westlich des Hinter-Riß-Grabens ist nurmehr der Südflügel dieses Sattels voll ausgebildet. Von hier aus läßt sich der Assilinen-sandstein bis zum Westende des Enzenauer Steinbruches verfolgen.

Vergleich mit anderen Gebieten:

Wie schon bei den Alveolinen-Schichten erwähnt, zeigen die untereozänen Mürlsandsteine aus dem Neubeuerner Gebiet große Ähnlichkeit mit dem Untereozän des Tölzer Gebietes.

Vom Haunsberg erwähnt TRAUB (1953) bis zu 100 m mächtige „Mittelschichten“, die petrographisch sehr an unsere Assilinen-sandsteine erinnern. Auch führt er aus diesen Schichten *Alveolina oblonga* an. Auf Grund der Lagerung zwischen Roterz- und Schwarzerz-Schichten stellt er sie aber in das Lutet.

4. Glaukonitschicht und Nummulitenkalk

Diese beiden Schichtglieder des Untereozäns dürften trotz der petrographischen Unterschiede altersgleich sein.

G l a u k o n i t s c h i c h t

Lithologie und Mächtigkeit:

Im Handstück erscheint die Glaukonitschicht meist rotbraun und stark eisenschüssig, nur die innersten Bereiche zeigen noch die ursprüngliche grüne Farbe des unzersetzten Glaukonits.

Im Schliff erkennt man, daß es sich um einen mergeligen Kalk handelt, der durchsetzt ist von Glaukonitkörnern. Sehr schön kann man an einzelnen Glaukonitkörnern den Übergang in Brauneisen erkennen. Ganz vereinzelt treten große gerundete Quarzkörner auf.

Die höchste Lage dieser Schicht umfaßt graue Mergelkalke mit viel Brauneisen-Pseudoiden neben reichlich Glaukonit. Auch hier finden sich noch vereinzelt große Quarzkörner. Dieser Mergelkalk verwittert sehr leicht und liegt im Aufschluß meist als brauner bis rostroter Mergelsand vor.

Die Mächtigkeit beträgt bei beiden Vorkommen (s. u.) 3 m.

Fossilführung und Alter:

Aus der Glaukonitschicht wurde von IMKELLER bereits *Nummulites planulatus* beschrieben. SCHLOSSER (1925) bestätigt diesen Fund. Es handelt sich um kleine, flache, nicht vererzte Nummuliten, die das Gestein stellenweise ganz erfüllen (Abb. 9).

Darüber folgt eine Zone, die massenhaft *Gryphaea gümbeli* enthält.

M a k r o f a u n a : *Nummulites planulatus* (LAM.)
Terebratula cf. hilarionis MENECHINI
Exogyra eversa MELLEVILLE
Gryphaea gümbeli MAYER

Die obersten Mergelkalke enthalten keine Makrofauna, dagegen fanden sich in Schlammproben vereinzelt vererzte Nummuliten neben unvererzten.



Abb. 9. *Nummulites planulatus* (LAM.). Die Kammerhohlräume sind mit Glaukonit oder sekundärem Brauneisen ausgefüllt. Vergr. 1 : 30.

Dies ist die Schicht, die IMKELLER als Roterz bezeichnet. Ich möchte sie wohl auch in die Nähe des Roterzes stellen, zähle sie aber noch, da Makrofossilien fehlen, zu der Glaukonitschicht, die auf Grund des *Nummulites planulatus* zum Untereozän gerechnet werden muß.

Diese Anzeichen von höherem Fe-Gehalt und das häufige Auftreten von *Gryphaea gümbeli*, die vom Kressenberg aus dem sogenannten Roterz, Schwarzerz und Nebengestein erwähnt wird, waren mit ein Grund, die Glaukonitschicht als Oberstes Untereozän anzusehen und nicht als normale Unterlage der Alveolinen-Schichten (s. Abb. 19, Profil 12).

Neben dem Auftreten von *Nummulites planulatus* erinnert auch der starke Glaukonitgehalt an den Nummulitenkalk (s. u.). Glaukonitschicht und Nummulitenkalk sind offenbar gleichalte, faziell unterschiedliche Ausbildungen.

Verbreitung:

Außer im Vorder-Riß-Graben tritt die Glaukonitschicht noch auf der Ostseite des Schellen-Baches auf. Auch hier grenzt sie im Süden mit einer Störung an Sandsteine des tieferen Untereozäns.

Vielleicht könnte zu dieser Serie auch der allerdings beträchtlich mächtigere Mergel gehören, den ROTHPLETZ (1901) im Norden des Enzenauer Marmors bei der Jodquelle Krankenheil am Sauerberg erwähnt und auf Grund von *Gryphaea gümbeli* und *Anomia tenuistriata* ins Untereozän stellt. Es handelt sich nach ROTHPLETZ um einen schwärzlichen, glimmerhaltigen Mergel mit Einlagerungen von festem, etwas glaukonitischem Kalkstein. Dieser Mergel ist heute nicht mehr aufgeschlossen.

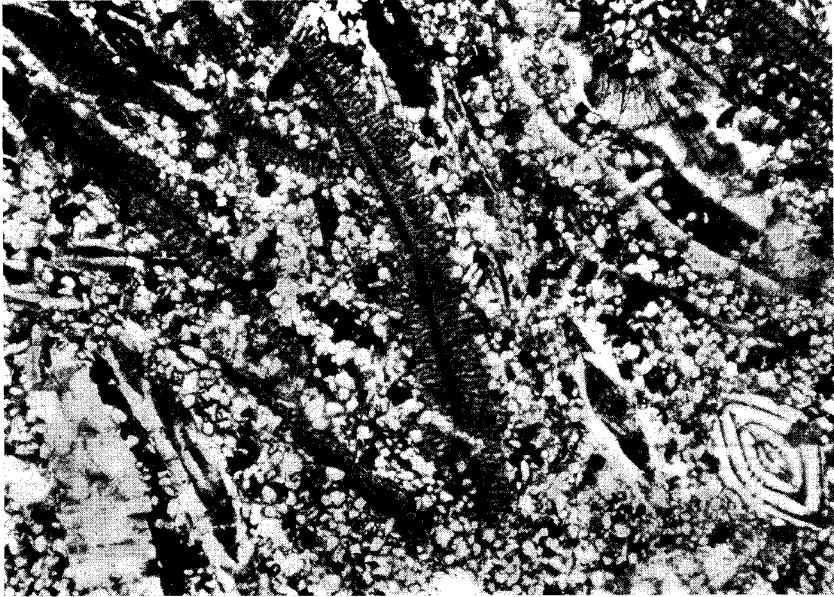


Abb. 10. Schnitt senkrecht zur Schichtfläche. Achsialschnitte durch Assilinen, Discocyclinen und Nummuliten (dunkle Punkte = Glaukonitkörner). Vergr. 1 : 14.

Nummulitenkalk

Es handelt sich um eine geringmächtige Serie, die ich in ihrer charakteristischen Ausbildung stets im Liegenden des Enzenauer Marmors antraf. Da der Nummulitenkalk noch dem Untereozän angehört, möchte ich ihn als Grenzhorizont besonders ausscheiden.

Lithologie und Mächtigkeit:

Dichte, nummulitenführende, graue Kalke mit geringen Gehalten an sehr feinen Quarz- und Glaukonitkörnern wechsellagern mit grünlichen, glimmerhaltigen, glaukonitreichen, feinkörnigen Kalksandsteinen, die keine Nummuliten aufweisen.

Die einzelnen Kalkbänke erreichen eine Mächtigkeit von 30 cm.

Im Liegenden nimmt der Nummulitenkalk die mehr sandige Fazies des Assilinen sandsteins an. Hier treten auch noch reichlich kalkschalige Nummuliten auf.

Im Hangenden lagert der Enzenauer Marmor ohne Übergang dem Nummulitenkalk auf.

Die Mächtigkeit beträgt etwa 5 m.

Fossilführung und Alter:

An Makrofossilien konnten nur Bruchstücke von Seeigeln nachgewiesen werden. Umso reicher ist der Nummulitenkalk an Foraminiferen. In den kalkigen Lagen setzt sich das Gestein oft zu einem großen Teil aus Nummuliten,



Abb. 11. Schnitt parallel der Schichtfläche. Hauptsächlich Medianschnitte durch Nummuliten. Vergr. 1 : 16.

Assilinen und Discocyclinen zusammen. Diese sind fast alle in die Schichtfläche eingeregelt, so daß ein Schliff senkrecht dazu hauptsächlich Achsialschnitte, parallel dazu vorwiegend Medianschnitte liefert (Abb. 10 und Abb. 11).

F a u n a :

- Nummulites planulatus* (LAM.)
Assilina granulosa (D'ARCH.)
Discocyclina pratti (MICHELIN)

HAGN (1955) beschrieb aus dem Steinbruch von Unterenzenau einen glaukonitischen Kalksandstein mit *Nummulites planulatus* (LAM.), *Assilina granulosa* (D'ARCH.) und *Discocyclina pratti* (MICHELIN). Auf Grund dieser Fauna konnte er die Schichten in das Untereozän stellen. Dieses Vorkommen war neu, denn IMKELLER hatte Untereozän mit *Nummulites* aff. *planulatus* nur aus dem Vorder-Riß-Graben nachgewiesen.

Ein Schliffvergleich des von HAGN beschriebenen Untereozäns mit dem Nummulitenkalk zeigt, daß es sich um das gleiche Gestein handelt. Herr Dr. HAGN bestätigte die Identität und konnte auch in meinen Schliffen *Nummulites planulatus* feststellen (Abb. 12).

Damit haben sich die Nummulitenkalke als Untereozän erwiesen.

Da sich wegen der Festigkeit des Gesteines keine isolierten Nummuliten fanden, konnte die Bestimmung der Subspezies nicht vorgenommen werden. Trotzdem darf die Artbestimmung als gesichert angesehen werden, da HAGN orientierte Schliffe von isolierten Exemplaren des *Nummulites planulatus* der Typlokalität des Cuisien, Cuise-la-Motte, vorlagen.



Abb. 12. Achsialschnitte durch *Nummulites planulatus* (LAM.). Vergr. 1 : 30.

In seiner Arbeit über den Schlierenflysch (1951) beschreibt SCHAUB Nummuliten und Assilinen des Paleozäns und Untereozäns. Auf Grund von Messungen und Vergleichen spaltet er diese Unterarten auf. Nach gemeinsamen Merkmalen werden diese Unterarten in Formenkreisen zusammengefaßt, die wiederum Gruppen untergeordnet werden. Der Gruppe der *Nummulites planulatus* gehören unter anderen Formenkreisen die planulatus-Formen an.

Innerhalb jeder Gruppe weist SCHAUB Entwicklungsreihen nach, d. h. die stratigraphisch aufeinanderfolgenden Nummuliten zeigen eine gerichtete Veränderung bestimmter Merkmale. Die Gruppe des *Nummulites planulatus* bezeichnet er als eine besonders gut ausgebildete Entwicklungsreihe.

Typus und Subspezies charakterisiert SCHAUB anhand von Äquatorialschnitten folgendermaßen: „Spirale regelmäßig, Schritt von Anfang an ziemlich weit, kaum zunehmend. Dorsalstrang eher dünn, doch ziemlich variabel, $\frac{1}{3}$ bis $\frac{1}{6}$ der Kammerhöhe. Megalosphäre mittelgroß (0,25—0,35 mm), fast kugelig, gegen die halbkugelige, etwas kleinere zweite Kammer abgeflacht. Dieser relativ große, zweikammerige Embryonalapparat, zusammen mit der wenig oder nicht anwachsenden Spirale, charakterisiert die planulatus-A-Form“.

Der *Nummulites planulatus* aus dem Nummulitenkalk zeigt eine extrem flache, hochmündige Form, im Achsialschnitt zeigen sich Pfeiler. Letzteres Merkmal schließt die Typusform aus, doch finden sich bei verschiedenen Unterarten von *Nummulites planulatus* deutlich ausgebildete Pfeiler.

Der Medianschnitt weist durchaus die oben angeführten Merkmale auf.

In der Glaukonitschicht des Vorder-Riß-Grabens weisen die Nummuliten keine Pfeiler auf.

SCHAUB bezeichnet eine Schicht solange als Untereozän, als daraus nur typische Untereozän- und keine Lutetformen beschrieben werden. Charakteristische Lutetformen sind: *Assilina spira*, *Assilina exponens*, *Nummulites laevigatus*, *Nummulites britannicus*, *Nummulites millicaput* und *Alveolina elongata*.

Charakteristische Untereozänformen sind: *Nummulites lucasi*, *Nummulites pratschi*, *Nummulites globulus*, *Nummulites planulatus*, *Nummulites atacicus*, *Assilina granulosa* und *Alveolina oblonga*.

Mit diesen Feststellungen stimmt die Mitteilung von HOTTINGER vollkommen überein (s. o., S. 25).

Verbreitung:

Auf beiden Seiten des Schellen-Baches tritt der Nummulitenkalk im Liegenden des Enzenauer Marmors auf. Besonders gut ist die Lagerung des Nummulitenkalkes zwischen Enzenauer Marmor und Assilinen sandstein im Vorder-Riß-Graben zu beobachten. Zwischen diesem Graben und dem Hinter-Riß-Graben findet er sich auf beiden Flügeln des südlichsten Sattels. Südlich von Unterenzenau tritt der Nummulitenkalk auf dem Nordabhang des Rückens, der von Enzenauer Marmor und Assilinen sandstein gebildet wird, in einer schmalen Zone auf einer Längserstreckung von etwa 200 m auf. Er hält sich stets in einem Abstand von 10 m im Norden der Steilwand, die der Assilinen sandstein bildet. Es handelt sich hier um den reduzierten Nordflügel des Sattels, der zwischen Hinter- und Vorder-Riß-Graben noch in voller Mächtigkeit ausgebildet ist.

5. Enzenauer Marmor

Lithologie und Mächtigkeit:

Hauptgestein ist ein roter bis rötlich-brauner, massiger, dichter Kalk, der stets gerundete Quarzkörner enthält. Stellenweise kann er sogar sehr sandig werden. Neben einem stets vorhandenen Gehalt an Brauneisen-Pseudooxiden zeigt er im Schriff vereinzelt Glaukonitkörner. Typisch ist die wirre Lagerung zerbrochener Nummuliten in der kalkigen Grundmasse (Abb. 13).

An der Hangendgrenze, also der Auflagerungsfläche der Stockletten, erkennt man deutliche Anzeichen einer Aufarbeitung (s. S. 40). Diese unregelmäßige Oberfläche ist überzogen von einer limonitischen Kruste, die sich wahrscheinlich vor Ablagerung der Stockletten gebildet hat.

Der Enzenauer Marmor ist von zahlreichen Klüften und Spalten durchsetzt, die oft von einem calcitischen Quellabsatz überzogen sind. An der Jodquelle Krankenheil am Sauersberg bei Tölz steigen in diesen Spalten heute noch Mineralquellen auf.

Die Mächtigkeit scheint primär unterschiedlich zu sein, sie schwankt zwischen 2 m und 20 m.



Abb. 13. Enzenauer Marmor mit Foraminiferenbruchstücken und Brauneisen-Pseudooïden. Vergr. 1 : 14.

Fossilführung und Alter:

Der Enzenauer Marmor lieferte eine sehr artenreiche Fauna, die schon von SCHAFHÄUTL gesammelt und beschrieben worden ist. IMKELLER erwähnt aus diesen Schichten sehr wenig Formen. Gastropoden gibt er als selten an. Gerade Schnecken aber bilden den Hauptanteil der sehr reichen Fauna, die SCHLOSSER (1925) aus dem Enzenauer Marmor beschreibt.

Auf Grund dieser Fauna, die sowohl Leitformen des Schwarzerzes (*Conoclypeus conoideus*) als auch des Roterzes (*Terebratulula aequivalvis*) enthält, kommt er zu dem Ergebnis, daß der Enzenauer Marmor das Roterz und das Schwarzerz des Kressenberges faziell vertreten müsse. Dieser umfaßt damit das basale und mittlere Lutet.

SCHLOSSER zieht daraus aber nicht die notwendige Konsequenz, daß IMKELLERS „Mittelschichten“ Untereozän-Alter haben müßten, was jetzt durch Fossilien gut belegt werden konnte.

Charakteristisch für den Erhaltungszustand ist die limonitische Vererzung der Schalensubstanz. Dadurch ist ihre Oberflächenskulptur oft noch vollständig erhalten.

Makrofossilien: *Nummulites distans* DESH.
Operculina canalifera D'ARCH.
Asterocyclina sp.
Rotularia spirulaea LAM.
Serpula Schafhäutli MAYER
Balanophyllia vermicularis SCHFH.
Rhizocrinus cornutus SCHFH.
Conoclypeus conoideus LESKE
Echinolampas escheri AGASSIZ
Echinanthus depressus DESOR

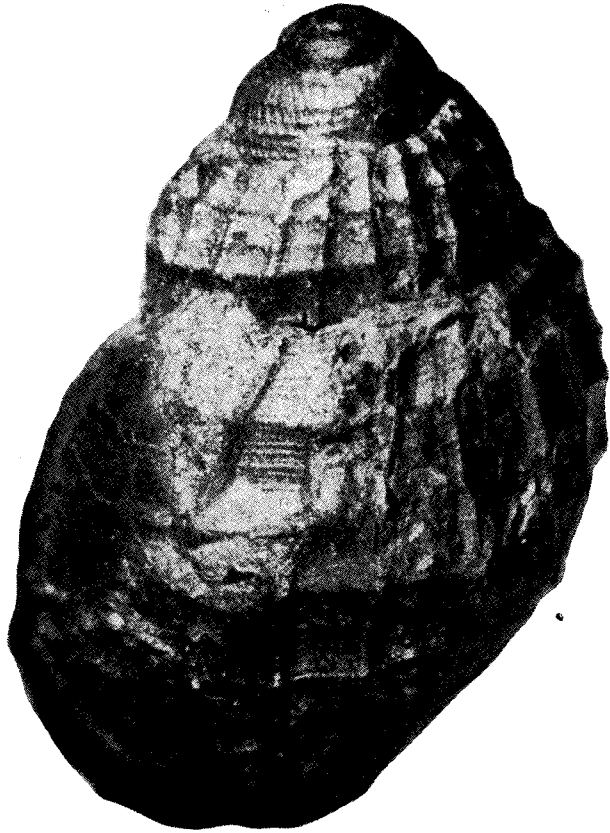


Abb. 14. *Strombus ornatus* DESH.
Vergr. 1 : 14.

- Prenaster alpinus* DESOR
Linthia (Periaster) aequifissa DESOR
Linthia (Periaster) suborbicularis MÜNSTER
Membranipora bipuncta SCHFH.
Terebratula aequivalvis SCHFH.
Terebratulina sp.
Lima interlirata BAYAN
Pecten suborbicularis MÜNSTER
Arca appendiculata SOW.
Limopsis rhombica COSSM. & PISS.
Glycymeris alpinus MAYER
Glycymeris cf. *obliquus* SCHFH.
Crassatella gibbula LAM.
Cardium cf. *asperulum* LAM.
Pleurotomaria puncticulosa v. GÜMBEL.
Niso aff. *trebellatus* LAM.
Scala aff. *coronalis* DESH.
Natica lorioli DESH.
Ampullina sigaretina LAM.
Ampullina patula LAM.
Ampullospira hybrida LAM.
Ampullospira conica LAM.
Hipponyx comptus DESH.



Abb. 15. *Harpa elegans* DESH. Vergr. 1 : 13.

- Hipponyx dilatus* LAM.
Hipponyx spirostris LAM.
Mesalia intermedia DESH.
Strombus piriiformis SCHAFH.
Strombus ornatus DESH.
Pirula tricarinata LAM.
Cassidaria diadema DESH.
Euritonium (Sassia) binctum DESH.
Sycum cf. bulliforme LAM.
Fusus surculaeforme COSSM. & PISS.
Fusus rugosus LAM.
Fusus angulatus LAM.
Mitra cf. parisiensis DESH.
Mitra cf. deluci DEFRANCE
Mitra cf. fusellina LAM.
Mitra sp.
Voluta ventricosa DEFRANCE

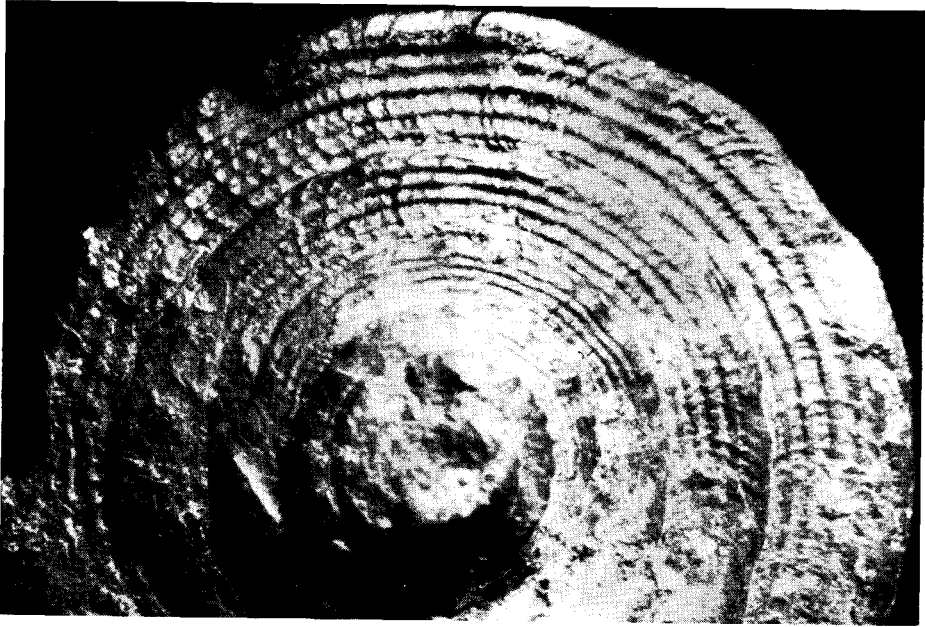


Abb. 16. *Conus helveticus* MAYER. Aufsicht auf die Windungsspirale mit gut erkennlichen, gebogenen Anwachsstreifen. Vergr. 1 : 15.



Abb. 17. Von links nach rechts: *Drillia brevicauda* (DESH.) var. *sec.* LAM., *Conus helveticus* MAYER und *Natica lorioli* DESH. Durch die Vererzung der Schalensubstanz sind selbst noch die feinsten Oberflächen-Strukturen erhalten. Vergr. 1 : 2,3.



Abb. 18. Die Nummuliten sind mit Glaukonit oder Brauneisen als dessen Umwandlungsprodukt ausgefüllt. Vergr. 1 : 18.

Voluta mutata DESH.
Voluta bicorona LAM.
Voluta cf. elevata SOW.
Lyra harpula LAM.
Harpa baylei MAYER
Harpa elegans DESH.
Conus helveticus MAYER
Cryptoconus evulsus DESH.
Cryptoconus approximatus (DESH.)
Surcula polycosta (BAYAN) var. *bayani* DE BOURY
Drillia brevicauda (DESH.) var. *sec.* LAM.
Nautilus centralis SOW.

Wie am Kressenberg, so finden sich auch hier vererzte und unvererzte Nummuliten unvermittelt nebeneinander. Bei ersteren handelt es sich stets um eine kleine Form, unter den unvererzten findet man neben kleinen Nummuliten, Assilinen und Discocyclusen auch sehr großwüchsige Formen (*Nummulites distans*).

Südlich Unterenzenau wird der glaukonitische Sandstein überlagert von einem geringmächtigen (etwa 2 m), bräunlichen Kalk, der reich ist an vererzten und unvererzten Nummuliten, viele Brauneisen-Pseudooide, vereinzelt Glaukonitkörner und große gerundete Quarzkörner enthält.

Im Grenzbereich zwischen beiden Schichten (etwa 20 cm) fehlt das Brauneisen primär. Wir finden es nur auf feinen Klüften und als Umwandlungsprodukt des Glaukonits, der häufig die Hohlräume der Nummuliten ausfüllt und schlierig das Gestein durchsetzt. Glaukonitkörner fehlen (Abb. 18).

Die Nummuliten sind niemals vererzt. Damit erinnert diese Lage äußerlich an die Glaukonitschicht.

IMKELLER erwähnt aus diesem Horizont, den er zu den tiefsten „Mittelschichten“ stellt, *Nummulites kaufmanni*, der nach REIS ähnlich dem *Nummulites laevigatus* ist.

Einmal entspricht die petrographische Ausbildung weitgehend dem Enzenauer Marmor; zum anderen fand ich eine Makrofauna, die eindeutig für ein Äquivalent des Roterzes spricht: *Operculina canalifera*, *Prenaster alpinus*, *Terebratulina* sp., *Pleurotomaria puncticulosa*, *Strombus piriformis*. Diese Fauna ist praktisch identisch mit derjenigen, die TRAUB (1953) aus seinen Roterzschichten angibt.

Verbreitung:

Im Osten ist der Enzenauer Marmor an der Jodquelle Krankenheil aufgeschlossen. 500 m weiter westlich steht er wieder in der sogenannten „Roten Wand“ an. Dann finden sich zwei kleinere Vorkommen östlich und westlich des Stallauer Grabens. Im Schellen-Bach tritt der Enzenauer Marmor auf beiden Seiten auf.

Zwischen Vorder- und Hinter-Riß-Graben liegt eine mehrmalige Wiederholung dieser Schicht vor. Im Süden bildet er dort einen weiten Sattel, dessen Südflügel als schmaler Rücken bis zum Unterenzenauer Steinbruch nach Westen zieht. Hier wurde bis vor kurzem der Enzenauer Marmor noch als Baustein gebrochen, der in Oberbayern, besonders in München, reichliche Verwendung gefunden hat. Südlich Unterenzenau in der nördlichsten Schuppe (s. Profil 15) überlagert der Enzenauer Marmor in geringer Mächtigkeit den glaukonitischen Sandstein.

Vergleich mit anderen Gebieten:

Wie schon oben erwähnt, handelt es sich bei dem Enzenauer Marmor um ein Äquivalent des Roterzes und des Schwarzerzes vom Kressenberg.

6. Stockletten

Lithologie und Mächtigkeit:

Es handelt sich um gelblich- bis grünlichgraue, schieferig ausgebildete Mergel. Quarz fehlt völlig.

Die maximale aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt etwa 30 m. Sicher sind auch diese 30 m nicht die ursprüngliche Mächtigkeit, denn die Stockletten haben bei der Flyschüberschiebung als Gleithorizont gedient und sind dabei stark ausgedünnt worden. Bei der Bohrung Bocksleiten (SCHMIDT-THOMÉ 1949) wurden bis zu einer Tiefe von 1045 m nur Stockletten durchteuft. Bohrkerne zeigen eine Schichtneigung von 45—50°. Daraus ergibt sich eine Mächtigkeit von etwa 400 m. Ähnliche Mächtigkeiten sind auch aus anderen Gebieten bekannt. Südlich des Haunsberges etwa 100 m, am Kressenberg 200—300 m.

Fossilführung und Alter:

Makrofossilien wurden nicht gefunden. Dagegen führten die Schlammproben eine sehr individuenreiche, aber artenarme Mikrofauna. Hauptsächlich besteht sie aus Globigerinen.

Mikrofauna: *Hantkenina dumblei* WEINZ. & APPL.
Hantkenina longispina CUSHM.
Hantkenina liebusi SHOKHINA
Globigerina div. sp.

In drei Proben aus den Stockletten meines Gebietes fanden sich Hantkeninen. Diese Gattung wurde bis jetzt aus den Stockletten der bayerischen Alpen noch nicht beschrieben³⁾.

Probe 23 in der Nähe der Jochalm (s. Profil 3) und Probe 4 und 5 aus dem Schellen-Bach enthielten *Hantkenina dumblei* WEINZ. & APPL. und *Hantkenina longispina* CUSHM.⁴⁾.

Herr Dr. HAGN bestätigte die Richtigkeit der Bestimmung. *Hantkenina longispina* reicht nach BRÖNNIMANN (1950) noch in das Obereozän, dagegen ist *Hantkenina dumblei* auf das Mitteleozän beschränkt.

Die Stockletten des Tölzer Gebietes sind also wohl in das oberste Lutet zu stellen.

Inzwischen konnten Hantkeninen an mehreren Stellen im Tertiär der Bayerischen Alpen nachgewiesen werden. HAGN fand in verschiedenen Proben *H. mexicana* CUSHM., *H. dumblei* WEINZ. & APPL., *H. longispina* CUSHM., *H. liebusi* SHOKH., *H. suprasuturalis* BRONN., *H. alabamensis* CUSHM. und *H. australis* FINL. An Hand dieser Hantkeninenarten und anderer pelagischer Foraminiferen konnte HAGN (1959) eine Zonengliederung des Lutets und Leds im bayerischen Helvetikum sowie Ultrahelvetikum aufstellen. Die Stockletten des Nord- als auch Südhelvetikums reichen vom oberen Lutet bis in das obere Led. Oberes Obereozän konnte noch nicht nachgewiesen werden.

Daß die Stockletten meines Gebietes auf das oberste Lutet beschränkt sind, liegt möglicherweise daran, daß sie tektonisch reduziert sind.

Das Auftreten von Hantkenina ist auch von paläogeographischer Bedeutung. Neben den Globigerinen, Globotruncanen und Globorotalien gehören die Hantkeninen zu den typischsten pelagischen Foraminiferen. Sie sind charakteristische Bewohner des Tethysmeeres und — wie die meisten Foraminiferen — in starkem Maße temperaturabhängig. So erklärt es sich, daß im Helvetikum, dem nördlichen Randmeer der Tethys, Hantkeninen eine Seltenheit sind, während sie in den Südalpen sehr häufig auftreten.

Verbreitung:

Zum Vergleich schlammte ich vier Proben (18, 30, 31, 32) aus den Stockletten der Bocksleiten an der Isar. Es fanden sich viele Sandschaler und reichlich Pyrit, gegenüber dem Westen eine recht abweichende Ausbildung.

An der Jodquelle Krankenheil liegen die Stockletten zwischen Enzenauer Marmor und dem südlich angrenzenden Flysch. Südlich der Jochalm konnte ich in der Nähe der Flyschgrenze ein bisher unbekanntes Vorkommen von Stockletten auffinden. An der „Roten Wand“ überlagern Stockletten den Enzenauer Marmor. Die beiden isolierten kleinen Vorkommen von Enzenauer Marmor westlich und östlich des Stallauer Grabens zeigen im Hangenden geringmächtige Stockletten.

³⁾ In Österreich konnten PREY und NOTH Hantkeninen in Stockletten des Helvetikums nachweisen.

⁴⁾ In Probe 23 fand HAGN noch zusätzlich *Hantkenina liebusi* SHOKHINA.

Auf beiden Seiten des Schellen-Baches treffen wir Stockletten an. Auf der westlichen Bachseite sind sie auf engem Raum zwischen Flysch und Enzenauer Marmor eingequetscht. Es sind dieselben Lagerungsverhältnisse wie an der Jodquelle Krankenheil. Durch die starke tektonische Einwirkung des angrenzenden Flyschs sind die Stockletten in Fugen und Spalten des Enzenauer Marmors hineingequetscht. Stellenweise findet man eine tektonische Breccie aus beiden Schichten. Dies wurde schon von ROTHPLETZ (1894) beschrieben. Die weiter nördlich mitten im Eozän auftretenden Stockletten wurden von ROTHPLETZ als Einlagerung gedeutet. IMKELLER hält sie für eine Schuppe inmitten eines Sattels. Ich konnte auf beiden Seiten der Stockletten Enzenauer Marmor nachweisen. Demnach liegt also eine stark gestörte, eng zusammengeschobene Mulde vor.

Im Bereich des Vorder-Riß-Grabens finden sich an zwei Stellen Stockletten im Enzenauer Marmor eingequetscht. Doch kann man hier sehr schön beobachten, daß es sich um stark gestörte Mulden handelt, die sich im Streichen öffnen.

Am mächtigsten sind die Stockletten östlich des Hinter-Riß-Grabens aufgeschlossen.

Im Westen treten die Stockletten nur einmal, und zwar in einem nördlichen Seitenbach des Fallgrabens, auf.

Vergleich mit anderen Gebieten:

Es sei nur erwähnt, daß in den Stockletten des Helvetikums von Tölz Lithothamnienkalke fehlen. Mit den zahlreichen Vorkommen von Globigerinenmergeln an anderen Stellen des Helvetikums stimmen sie gut überein.

c. Zur Paläogeographie des Helvetikums

RICHTER und Mitarbeiter (1939) und HAGN (1953) betrachten den Stallauer Grünsandstein als Transgressionsfazies der Wangschichten.

Daß es sich um eine Seichtwasserfazies handelt, geht schon aus dem massenhaften Auftreten von Ostreen hervor.

Innerhalb der Übergangsschichten vollzieht sich sehr rasch ein Fazieswechsel, der für eine Vertiefung des Meeres spricht. In den Äquivalenten der Pinswanger Schichten trägt die Mikrofauna bereits pelagischen Charakter.

In den Pattenauer Schichten dürfte die Absenkung wohl ihren Höchstbetrag erreicht haben. Es sind reine Mergel bis Mergelkalke mit reicher Mikrofauna abgelagert worden. Der pelagische Charakter wird außerdem durch verschiedene Cephalopodenarten und das häufige Auftreten von Fischschuppen kenntlich.

Zum Hangenden hin macht sich eine immer stärkere klastische Einschüttung bemerkbar. Die Gerhardsreuter Schichten sind reich an Glimmer und Feinsand. In den Hachauer Mergeln nimmt der Sandgehalt immer mehr zu, auch finden wir fast nur Sandschaler. Während in den Hachauer Mergeln Gryphaeen nur vereinzelt auftreten, finden wir sie in den hangenden Sandsteinen stellenweise massenhaft. Die Hachauer Sandsteine zeigen also in Petrographie und Fauna eine den Stallauer Grünsandsteinen entsprechende, litorale Fazies. Der klastische Charakter setzt sich offensichtlich über die Hachauer Sandsteine hinaus fort.

Eine auffällige Vergrößerung des klastischen Materials finden wir in den Konglomeraten des Weißen Kalksandsteines im Vorder-Riß-Graben. Hierbei könnte es sich um eine Transgressionsbildung handeln. Andererseits finden wir aber in diesen Konglomeraten Fossilien, die sich kaum von denen der Hachauer Sandsteine unterscheiden, so daß man schwerlich eine große Schichtlücke annehmen kann.

Gehen wir von der Annahme der faziellen Vertretung der Untereozän-Schichten durch den Glaukonitischen Sandstein bzw. den Weißen Kalksandstein aus, so liegt ein Wandern der Fazies nach Norden vor.

Bei der Annahme einer Schichtlücke müssen wir eine nach Norden gerichtete Transgression annehmen, die auf Schichten übergreift, die älter sind als die Alveolinen-Schichten. Wir hätten demnach eine Sedimentation, die sich, vielleicht während des Dan unterbrochen, vom Maastricht bis in das Paleozän fortsetzt.

Nach einer Schichtlücke innerhalb des Untereozäns setzt dann im Süden mit dem oberen Cuis, im Norden mit dem basalen Lutet schlagartig eine andersartige Sedimentation ein, die sich auch in der jeweiligen reichen Mikro- und Makrofauna ausdrückt.

Diese Schichtfolge paßt weder zu einer der vier Fazieszonen, die REIS am Kressenberg unterscheidet, noch zu den Zonen des Helvetikums von Neubeuern. Wenn wir aber bedenken, daß bei Neubeuern die Hachauer Schichten typische Ablagerungen des Grenzgebietes zwischen Süd- und Nordhelvetikum darstellen, daß andererseits das Tertiär unseres Gebietes viel Ähnlichkeit mit dem des Südhelvetikums von Neubeuern aufweist, so dürfte sich das Helvetikum von Tölz wohl in der Nähe der Intrahelvetischen Schwelle abgelagert haben. Daher sind Schichtlücken oder Fazieswechsel, die aber nur lokale Bedeutung zu haben brauchen, zu erwarten. Für die Nähe dieser Schwelle dürfte schon die wenig einheitliche Ausbildung des Tertiärs sprechen, in dem wir von Süd nach Nord drei Fazieszonen unterscheiden können (s. Abb. 6). Die Adelholzener Schichten, die im E von Tölz bei Marienstein aufgeschlossen sind, dürften im N unseres Gebietes abgelagert worden sein.

Im Untereozän geht die sandige Fazies nach oben in eine glaukonitische, sandärmere Fazies über.

Stellenweise recht scharf setzt darüber die Kalkfazies des Enzenauer Marmors ein. Diese umfaßt Roterz- und Schwarzerz-Horizont. Es handelt sich um eine küstennahe Bildung mit sehr günstigen Lebensbedingungen für Mikro- und Makrofauna.

Sandsteine, wie sie TRAUB (1953) vom Haunsberg in großer Mächtigkeit zwischen Rot- und Schwarzerz-Schichten angibt, fehlen im Tölzer Gebiet. Stellenweise können die Schichten des Enzenauer Marmors selbst allerdings recht sandig werden.

REIS (1896) erwähnt die stetige Abnahme des Erzgehaltes vom Kressenberg nach Westen. In unserem Gebiet treten Pseudooide aus Brauneisen nurmehr in unbedeutender Menge auf. Doch sind sie charakteristisch für den Enzenauer Marmor.

An der Hangendgrenze des Enzenauer Marmors erkennt man Aufarbeitungsbildungen. Gerölle aus Enzenauer Marmor und zerbrochene Fossilien sind mit einer Brauneisenkruste überzogen und verkittet. TRAUB (1948) beschreibt

diese Erscheinung aus dem Schellen-Bach. Er nimmt an, daß die Schichten über den Meeresspiegel auftauchten und einer tropischen Verwitterung und Aufbereitung unterlagen. Nach vorübergehender Trockenlegung erfolgte rasche Absenkung, die Kolkerscheinungen hervorrief. Auch IMKELLER erwähnt bereits aus dem Tölzer Gebiet diese „eigentümlich knollige, ausgewaschene Oberfläche“ des Enzenauer Marmors und verweist auf REIS (1896), der diese Erscheinung am Kressenberg beschrieben hat.

Dort schaltet sich zwischen das Schwarzerz und die Stockletten geringmächtig das Nebengestein ein. Im Tölzer Gebiet läßt es sich nicht vom Enzenauer Marmor abtrennen. Die fossilreiche oberste Lage dürfte ihm aber altersmäßig entsprechen. Zu dieser Überzeugung kam bereits SCHLOSSER (1925).

Die Stockletten entsprechen mit ihren Kalkmergeln und der rein pelagischen Mikrofauna der Fazies der Pattenauer Mergel. TRAUB (1948; 1953) nimmt auf Grund dieser Wiederholung der Faziesentwicklung im Bereich des Helvetikums zwei Sedimentationszyklen an.

Sowohl die Pattenauer Schichten als auch die Stockletten erstrecken sich in kaum unterschiedlicher Ausbildung über ein weites Gebiet am Alpen-Nordrand. Daraus allein läßt sich schon auf eine Absenkung schließen, die ein einheitliches, nicht durch litorale Einflüsse differenziertes Sedimentationsbecken schuf.

II. Flysch

Der Flysch bildet die Süd-Begrenzung meines Kartierungsgebietes. Daher wurde nur dessen Nordrand in der Karte aufgenommen. Da das Gestein vorwiegend in Bachanrissen ansteht, mußte diese Grenze größtenteils auf Grund der Geländeformen gezogen werden: Der anstehende Flysch setzt meist mit einer Hangversteilung ein. Es handelt sich in diesem Bereich um den sogenannten Älteren Kieselkalk, der nach SCHMIDT-THOMÉ (1951) den Nordflügel einer breiten Flyschmulde als tiefstes Schichtglied bildet.

Nur an zwei Stellen, im Schellen-Bach und an der Jodquelle Krankenheil bei Tölz, wo der Flysch direkt an das Helvetikum herantritt, finden wir Reiselsberger Sandstein, der wohl als Schubspan an der Überschiebung gedeutet werden muß, da er stratigraphisch den Älteren Kieselkalk überlagert.

III. Molasse

Die Molasse, welche die Helvetikum-Serie im Norden begrenzt, wurde nicht mitbehandelt, da der Kontakt Helvetikum-Molasse nirgends aufgeschlossen ist. Hier soll nur Erwähnung finden, daß sandige Mergel der Tonmergelstufe (durch Mikrofauna belegt) im nördlichen Grenzgebiet des Helvetikums an zwei Stellen im Einbach steilstehend angetroffen wurden.

Auf Blatt Tegernsee (1 : 100 000) sind sie irrtümlich als Stockletten eingetragen.

BODEN (1935) vertrat die Anschauung, daß die Moränen des Sauerberger Gebietes einem unregelmäßigen Relief von Stockletten auflagern. Das mag für die südlichen Bereiche zutreffen; bei den Aufschlüssen, die BODEN angibt, handelt es sich aber um Molasse-Tonmergel und Seetone.

Damit rückt die Grenze Molasse—Helvetikum gegenüber der bisherigen Vorstellung um einige hundert Meter nach Süden zurück.

Verfolgen wir die Tonmergel-Schichten der Molasse im Streichen nach Osten, so treffen wir auf die Stockletten der Bocksleiten. Es scheint also auch hier älteste Molasse an jüngstes Helvetikum zu grenzen, wie dies im Isarprofil der Fall ist (SCHMIDT-THOMÉ 1949 und 1957). Bei der Frage nach der Unterlage der Molasse dürfte das Isarprofil eine wichtige Rolle spielen. Es ist im Rahmen meiner Arbeit nicht mit untersucht worden.

IV. Quartär

a. Pleistozän

Die Helvetikum-Zone von Tölz stand während der Eiszeit unter dem Einfluß von Loisach- und Isar-Vorlandgletscher. Bei Wallgau teilte sich der Ferneisstrom des Isargletschers; ein Teilstrom floß über den Walchensee nach Norden und zwängte sich durch den engen Paß des Kesselberges. Diesen Seitenarm bezeichnet v. KLEBELSBERG (1914) als Walchensee-Gletscher. Zwischen Isar- und Walchensee-Gletscher liegt das Benediktenwandmassiv; es wurde von dem eigentlichen Isargletscher umflossen. Für den Höchststand des Eises im Bereich der kalkalpinen Randzone zwischen Isar und Loisach geben NIEDERMAYER (1936), MÜLLER-DEILE (1940) und SCHMIDT-THOMÉ (1950) 1450 bis 1500 m an. Von dort senkte sich die Eisoberfläche gegen Norden auf 1200 bis 1300 m im Bereich der Flysch- und Helvetikumzone am Außenraum des Alpenrandes im Mündungsbereich der großen Alpentäler. Im Vorland, das im Stromschatten der Benediktenwand lag, vereinigten sich die Eisströme teilweise. Stellenweise wanderte das Eis von unten hinauf in die Täler. Flysch und Helvetikum wurden also während der Gletscherhöchststände von Eis überflutet und erhielten eine mächtige Moränenbedeckung.

Im Sauerberger Gebiet kann man sehr schöne Ufer- oder Seitenmoränen des Isargletschers beobachten.

Im Westen stellen sich bei Baumberg die Seitenmoränen des Walchensee- bzw. Loisachgletschers ein. Dazwischen (im eigentlichen Stromschatten) herrscht hauptsächlich Gehängeschuttbildung vor, die oft über das Helvetikum bis weit in die Senke zwischen Blomberg und Buchberg hinab reicht.

Alle Moränen des Gebietes enthalten reichlich kristalline Komponenten aus dem Bereich der zentralalpiner Ötztaler und Stubai Alpen. Es handelt sich also um sogenannte Fernmoränen der großen Talgletscher. An mehreren Stellen fanden sich darin riesengroße Blöcke von Stallauer Grünsandstein und Enzenauer Marmor, vermutlich Material von Bergstürzen, das dem Gletscher nur randlich auflagerte.

Im Stallauer Graben finden sich große Blöcke von Flysch und Enzenauer Marmor, die unmöglich durch Wasserkraft hierher transportiert werden konnten, sondern der Auswaschungsrest einer Moräne sein dürften, deren feinere Bestandteile längst durch den Bach abtransportiert wurden.

Im Einbach überlagert Seekreide die Molasse-Tonmergel. Östlich von Sauerberg durchschneidet der Bach zu Nagelfluh verfestigte, vermutlich inter-

glaziale Schotter, die das Hangende der Seekreide bilden. Darüber liegt würmeiszeitliche Moräne und das übrige Tölzer Diluvium. Eine eingehende Behandlung findet die Tölzer Seekreide durch SCHMIDT-THOMÉ (1950 und 1955). Seekreide fand sich auch bei der Ziegelei östlich von Heilbrunn.

b. Holozän

Ein großer Teil der Moränenbedeckung wurde schon zur Postglazialzeit wieder abgetragen und als postglazialer Schotter im Vorland abgelagert.

Nur an geschützten Stellen blieben Reste der Moränenbedeckung in höheren Lagen erhalten. So finden wir buntes Moränenmaterial auf dem schmalen Eozänrücken nördlich des Unterenzenauer Steinbruches. ROHATZSCH (1852) deutete diese Kristallinblöcke als Zeugen für in der Nähe anstehende Granitmassen, die die Hebung des Gebietes bewirkt haben sollen. In postglazialer Zeit kam der durch die glazialen Klimaverhältnisse tiefgründig zermürbte Untergrund in Bewegung. Davon zeugt die mächtige Gehängeschuttbildung, insbesondere im Flysch mit seinem nördlichen Randgebiet. In breiten Schuttströmen bewegte sich Moränen- und Schuttmaterial — miteinander vermengt — zu Tale.

Das macht eine scharfe Trennung von Moräne und Schutt oft schwierig. Vielfach muß man dazu die Formen des Geländes zu Hilfe nehmen.

Die früh-postglaziale Zeit mit periglazialen Klimabedingungen formte im wesentlichen das landschaftliche Bild, so wie es uns heute vorliegt. Stellenweise ist eine Verknüpfung von tektonischen Störungszonen und Schuttströmen zu beobachten. Die tektonisch zerrütteten Zonen boten dem periglazialen Abtrag besonders gute Angriffsmöglichkeit.

Die Bäche, besonders der Schellen- und Stallauer Bach, haben sich in die Moränendecke tief eingeschnitten und unterhalb breite Bachschuttkegel abgelagert.

Sehr häufig treten in den Pattenauer Mergeln rezente Hangschlipfe auf. Diese können andere Gesteine, meist Grünsand, mitreißen und viele Meter abwärts verfrachten.

V. Quellen

An mehreren Stellen des bayerischen Alpennordrandes treten Jodquellen aus, die zu Heilzwecken verwandt werden. Ein Teil entspringt in der südlichsten Faltenmolasse, ein anderer im Helvetikum.

Schon Mitte des vorigen Jahrhunderts wurden die Jodquellen im Sauerberger Gebiet gefaßt. Hier wird demnächst von der Tölzer Jodquellen A.G. eine Bohrung angesetzt, die sicher zur Klärung der geologischen Verhältnisse in diesem Bereich beitragen dürfte, so wie die etwas weiter östlich an der Bocksleiten bereits niedergebrachte Bohrung wichtige Hinweise auf die Geologie des Untergrundes gegeben hat.

Auf die Frage nach der Herkunft der Jodwässer soll hier nicht eingegangen werden, nur sei auf die wichtigste Literatur verwiesen: ROHATZSCH 1851, ROTHPLETZ 1901, BODEN 1935, SCHMIDT-THOMÉ 1957.

Bei der Kartierungsarbeit fiel es auf, daß zwischen Stallauer und Schellenbach zahlreiche größere und kleinere Quellen aus der Grenzzone zwischen

Flysch und Helvetikum austreten. Also aus demselben Bereich, aus dem sie im Sauerberger Gebiet stammen. Vielleicht ist in diesem ausgeprägten Quellhorizont auch Mineralwasser vertreten.

Ich halte es dafür für zweckmäßig, diese Quellen chemisch zu analysieren.

C. Tektonik

I. Der tektonische Bau des Untersuchungsgebietes

An Hand der Karte (vgl. Abb. 1 und Beilage 1) und der Profile werden die tektonischen Verhältnisse von Ost nach West im einzelnen erläutert.

Im Bereich von Profil 1 im Osten des Gebietes (Abb. 19) ist die Flyschüberschiebung aufgeschlossen und der Flysch auf der Gleitfläche der Stockletten auf das Helvetikum aufgeschoben.

Profil 2 zeigt zwei Grünsandsteinzüge, zwischen denen auf Grund der Aufschlüsse im Westen eine Mulde aus Pattenauer Mergeln angenommen werden darf.

Die beiden folgenden Profile 3 und 4 sind mangels durchgehender Aufschlüsse nicht ohne weiteres mit den übrigen in Verbindung zu bringen. Eine nach Westen abtauchende Mulde könnte die Tatsache erklären, daß wir in streichender Verlängerung von Ost nach West immer jüngere Schichten antreffen. Wahrscheinlicher als Erklärung dafür erscheinen mir aber Querstörungen, wie sie im westlichen Gebiet an vielen Stellen nachgewiesen werden konnten. Diese Blattverschiebungen gleichen den starken Nordversatz aus, den das Helvetikum im Raum südlich des Stallauer Weihers erfahren hat.

Östlich des Profiles 5 finden wir Grünsandstein, der gegenüber dem westlich anschließenden Helvetikum um etwa 400 m nach Norden versetzt ist. Auch die Flyschgrenze rückt in diesem Raum weit nach Norden vor. In streichender Verlängerung der Oberkreide des Stallauer Grabens finden wir in der Störungszone unvermutet Enzenauer Marmor. Diese Störungszone deutet sich vielleicht auch in der sehr unruhigen Morphologie an. Ausgedehnte Schuttströme kennzeichnen diesen Bereich.

Auch die Ostseite des Stallauer Grabens steht noch unter dem Einfluß dieser Blattverschiebung.

Im Stallauer Graben selbst grenzt Grünsandstein mit einer steilstehenden Störung an Gerhardsreuter Schichten. Drei Grünsandsteinzüge sind einander stark angenähert. Die nördliche Mulde aus Pattenauer Schichten ist fast ausgequetscht. Auch zeigt sich ein abweichendes Nordost-Streichen der Sattel- und Muldenachsen.

Der Stallauer Graben selbst dürfte wohl ebenfalls einer Störung seine Entstehung verdanken.

Westlich des Stallauer Baches (Profile 6 und 7) sind die Verhältnisse weit weniger kompliziert. Hier sind drei mehr oder weniger gestörte Aufsattelungen von steil nach Süd fallendem Grünsandstein bezeichnend, zwischen denen Pattenauer Mergel eingemuldet sind. Das Eozän des Südbereiches auf Profil 6 dürfte wie im Schellen-Bach der Oberkreide des nördlichen Bereiches tektonisch auflagern.

Profil 9 und 10 lassen sich nicht mehr so einfach korrelieren. Zwischen beiden liegt eine Zone mächtiger Schuttbedeckung, was wieder als Hinweis auf bedeutendere Störungen angesehen werden könnte.

Profil 10 und 11 ließen sich am besten durch ein westliches Abtauchen der Faltenachsen innerhalb der Oberkreide in Verbindung bringen. Das Abtauchen der Faltenachsen erklärt auch das starke Zurücktretten der Oberkreideschichten im westlich anschließenden Gebiet. Profil 10 zeigt vier Aufsattelungen in der Oberkreide, Profil 11 nur noch zwei. Dabei entsprechen sich die beiden Hauptsättel aus Grünsandstein auf beiden Seiten des Schellen-Baches vollkommen. Die nur sehr unbedeutende, dem Verlauf des Baches in etwa folgende Blattverschiebung kann für den unterschiedlichen Bau im Osten und Westen des Baches nicht verantwortlich gemacht werden. Der Ostteil wurde gegenüber dem Westteil um etwa 20 m nach Norden verschoben. Im Eozän ist eine Störungsfläche mit 160/55 W aufgeschlossen. Die Harnischstriemung verläuft wie an fast allen Querstörungen des Gebietes nahezu horizontal. Verschiebungen in diesem Sinne finden wir sehr häufig in dem Grünsandstein im Bereich zwischen Schellen-Bach und Stallauer Bach. Nur sind sie so gering, daß sie sich in der Karte nicht vermerken lassen.

Das erklärt auch das Abweichen des Generalstreichens (morphologische Streichrichtung) der Grünsandsteinsättel vom Schichtstreich. Ersteres liegt bei etwa 80° , letzteres bei etwa 100° . Diese Erscheinung erwähnt KOCKEL (1931) auch aus der Alpenrandzone zwischen Lech und Loisach.

Im Bereich der Profile 10 und 11 läßt sich erkennen, daß in unserem Gebiet mit zunehmender Einengung alle Übergänge vom Falten- bis zum Schuppenbau auftreten. Sicher dürfen wir uns das tektonische Bild nicht so einfach vorstellen, wie dies IMKELLER (1895/96) in seinen Profilen wiedergibt. Doch betonte auch er schon, daß es sich um Falten mit Längsstörungen handle. Andererseits dürfen wir nicht so weit gehen, nur von einem Schuppenbau zu sprechen, der von einer Bruchtektonik ausgeht.

Daher galt es Stellen ausfindig zu machen, an denen sich der ursprüngliche Faltenbau nachweisen ließ. Dazu bot der Schellen-Bach zwei eindeutige Beispiele.

Der südliche Grünsandsteinsattel im Profil 11 zeigt auf dem Nordflügel 80° N-Fallen, auf dem Südflügel 80° S-Fallen. Im Norden und im Süden wird er eindeutig von Übergangsschichten überlagert. Die Gryphaeen der Fossilbänke weisen nahezu alle mit der konkaven Seite nach unten. Den Sattelnkern des Stallauer Grünsandsteins bildet ein dichter, glaukonitreicher Sandstein. Die Natur eines eng zusammengefalteten Sattels steht außer Zweifel.

Ähnliche Verhältnisse finden wir im nördlichsten Sattel von Profil 10 und 11. Auf der Ostseite des Schellen-Baches konnte hier deutlich der umbiegende Sattelscheitel beobachtet werden. Daß wir sonst nirgendwo im Grünsandstein Faltenverbiegungen erkennen können, ist bei der massigen Ausbildung des Gesteins nicht verwunderlich. Dafür ist eine intensive Klüftung umso kennzeichnender.

Ein weiteres Beispiel für den ursprünglichen ungestörten Faltenbau bildet der Sattel aus Enzenauer Marmor zwischen Vorder- und Hinter-Riß-Graben (Profile 12, 13 und 14). In den meisten Fällen finden wir aber nach Nord überkippte Falten, d. h. der Nordflügel der Sättel besitzt S-Fallen. In diesen

Fällen haben wir es also mit einem Nord-vergenten, isoklinalen und zudem vielfach gestörten Faltenbau zu tun. Denn bei noch stärkerem Zusammenschub treten an der Grenze verschieden fester Gesteine schichtparallele Bewegungen auf. Sie können zur Ausdünnung oder zur völligen Unterdrückung einzelner Schichtserien führen. Dadurch entsteht ein stark gestörter, unsymmetrischer Faltenbau. Die so reduzierten Sättel bzw. Mulden werden dann zu Schuppen.

So haben wir im Profil 10 neben Faltelementen auch Schuppen, die aus Sätteln hervorgegangen sind. Aus den nur scheinbar weit geöffneten Pattenauer Mulden auf der Ostseite des Schellen-Baches und an anderen Stellen darf nicht ohne weiteres eine entsprechend größere Mächtigkeit dieser Schichten angenommen werden, da in den leicht faltbaren Muldenkernen eine intensive Spezialfaltung der Mergel anzunehmen ist, bei der die Liegend-Schichten aber meist nicht zu Tage treten.

Von Nord nach Süd, mit der Annäherung an den Flysch, nimmt die Intensität des Zusammenschubes zu. Das Eozän des südlichen Bereiches zeigt meist stärkere Einengung als die Oberkreide des nördlichen Bereiches.

Im Schellen-Bach grenzt das Eozän mit einer Störung an die Kreide. Während auf der Ostseite des Baches wegen der unklaren Lagerungsverhältnisse nur zwei Schuppen zu erkennen sind, lassen sich auf der westlichen Seite ein fast vollständig ausgebildeter Sattel und eine nördlich anschließende, stark zusammengequetschte und gestörte Mulde erkennen.

Wie bei der Jodquelle Krankenheil im Osten grenzt der Flysch im Schellen-Bach direkt an das Helvetikum. Die Stockletten zwischen Enzenauer Marmor und Flyschsandstein (Profil 11) zeigen stärkste tektonische Beanspruchung.

Westlich des Schellen-Baches kommen wir in ein Gebiet, das auf Grund seiner unruhigen Morphologie wieder Hinweise auf intensivere tektonische Vorgänge gibt. Diese Zone (zwischen Profil 11 und 12), in der jegliche Aufschlüsse fehlen, trennt zwei recht verschiedene Gebiete voneinander: Im Osten tritt hauptsächlich Oberkreide auf, im Westen fast nur Alttertiär.

Wenn im Schellen-Bach innerhalb der Oberkreide-Schichten ein westliches Achsenabtauchen wahrscheinlich gemacht werden konnte, so läßt sich innerhalb der Eozän-Schichten des Vorder-Riß-Grabens — bezeichnenderweise diesmal im südlichen Helvetikumbereich — ein östliches Achsenabtauchen exakt messen.

Der südliche Sattel aus Enzenauer Marmor zeigt hier umlaufendes Streichen. Damit findet auch das Vorherrschen der Eozän-Serien im Westen eine Erklärung. Während die Eozän-Schichten nach Osten hin immer mehr zurücktreten, gewinnt die Zone der Oberkreide-Schichten im Bereich östlich des Schellen-Baches an Breite, so daß die Gesamtbreite der Helvetikumzone (etwa 300 m) gewahrt bleibt. Die gegenseitige Neigung der Faltenachsen erklärt auch das völlige Fehlen von Aufschlüssen im dazwischenliegenden Gebiet. Es handelt sich offenbar um eine Art von Quersattel. Auf eine Quersattelung von weit größerem Ausmaß wies SCHMIDT-THOMÉ (1957) im Helvetikum des Tegernsee-Gebietes hin.

Im Profil 12 des Vorder-Riß-Grabens findet sich im Süden der bereits erwähnte, ziemlich weitgespannte Sattel. Hieran schließen sich im Norden zwei Mulden mit Stockletten im Kern, die durch eine Aufsattelung von Enzenauer Marmor voneinander getrennt werden.

Die Stockletten der nördlichen Mulde bilden das normale Hangende einer Schichtfolge, die über Enzenauer Marmor, Nummulitenkalk und Assilinsandstein bis zu den Alveolinen-Schichten hinunter reicht.

Der nördlich daran anschließende Teil des Profils, der von der Glaukonitschicht bis zu den Hachauer Schichten reicht, konnte auf Grund der Einstufung der Glaukonitschicht als oberes Untereozän nicht mehr als normales Liegendes angesehen werden. Es handelt sich vielmehr um eine Schuppe. Die schon im Aufschluß sichtbare Störung und das unvermittelte Angrenzen der Alveolinen-Schichten an die Glaukonitschicht fanden so eine plausible Erklärung.

Der südliche Sattel des Vorder-Riß-Grabens läßt sich in seiner ganzen Breite nach Westen bis zum Hinter-Riß-Graben verfolgen (Profile 13 und 14). Dagegen werden die nördlichen Mulden und Sättel sehr bald stark zusammengeschoben und verschwinden dann im Westen.

Westlich des Hinter-Riß-Grabens kommen wir nun in einen Bereich besonders starken Zusammenschubes. An einer Nord-Ost streichenden Störung ist der Ostteil nach Norden geschoben. Der Westteil blieb zurück, wurde stark eingengt und im Bereich der Blattverschiebung in die Nordost-Richtung geschleppt. Der südliche Sattel zwischen Vorder- und Hinter-Riß-Graben ist im Westen auf ein Drittel seiner Breite eingengt. Von dem Sattel-Nordflügel ist auf Profil 15 nur mehr der Nummulitenkalk übrig geblieben.

Dieser Einengungsbetrag, übertragen auf den Nordteil des Vorder-Riß-Graben-Profiles (12), würde genügen, um die gesamte Serie — einschließlich der Hachauer Schichten — noch im Süden des Roterzes im Profil 15 unterzubringen; die Hachauer Schichten im Westen sind denen des Vorder-Riß-Grabens nicht tektonisch äquivalent, sondern nördlicher. Daraus erhalten wir die Berechtigung, den glaukonitischen Sandstein samt Roterz im Bereich von Profil 15 als nördlichste Fazies unseres Gebietes anzusehen, obschon sie so eng an die südlichste Fazies mit Nummulitenkalk angrenzt.

Sowohl die nördlichste Schuppe im Vorder-Riß-Graben als auch die Serie vom Roterz bis zum Stallauer Grünsandstein im Profil 15 ist als ungestörte Schichtenfolge anzusehen.

Während im gesamten östlichen Bereich des Gebietes Querstörungen meist nur indirekt aus der Versetzung der Schichten gegeneinander erkannt werden konnten, finden sich im Bereich des Unterenzenauer Steinbruches ganz im Westen des Gebietes im Eozän sehr gut aufgeschlossene Querstörungen. Sie haben ein durchschnittliches Streichen von 170° und fallen mit 70° nach W ein. Auch hier verläuft die Striemung nahezu horizontal. An diesen Störungen ist der Westteil nach Norden versetzt. Es handelt sich dabei meist nur um Meterbeträge. Die größte Querstörung dürfte einen Versetzungsbetrag von 25 m aufweisen. Sie ist die Ursache für die Einstellung des Steinbruchbetriebes, denn der Enzenauer Marmor wird durch sie abgeschnitten, an seine Stelle ist der Assilinsandstein getreten.

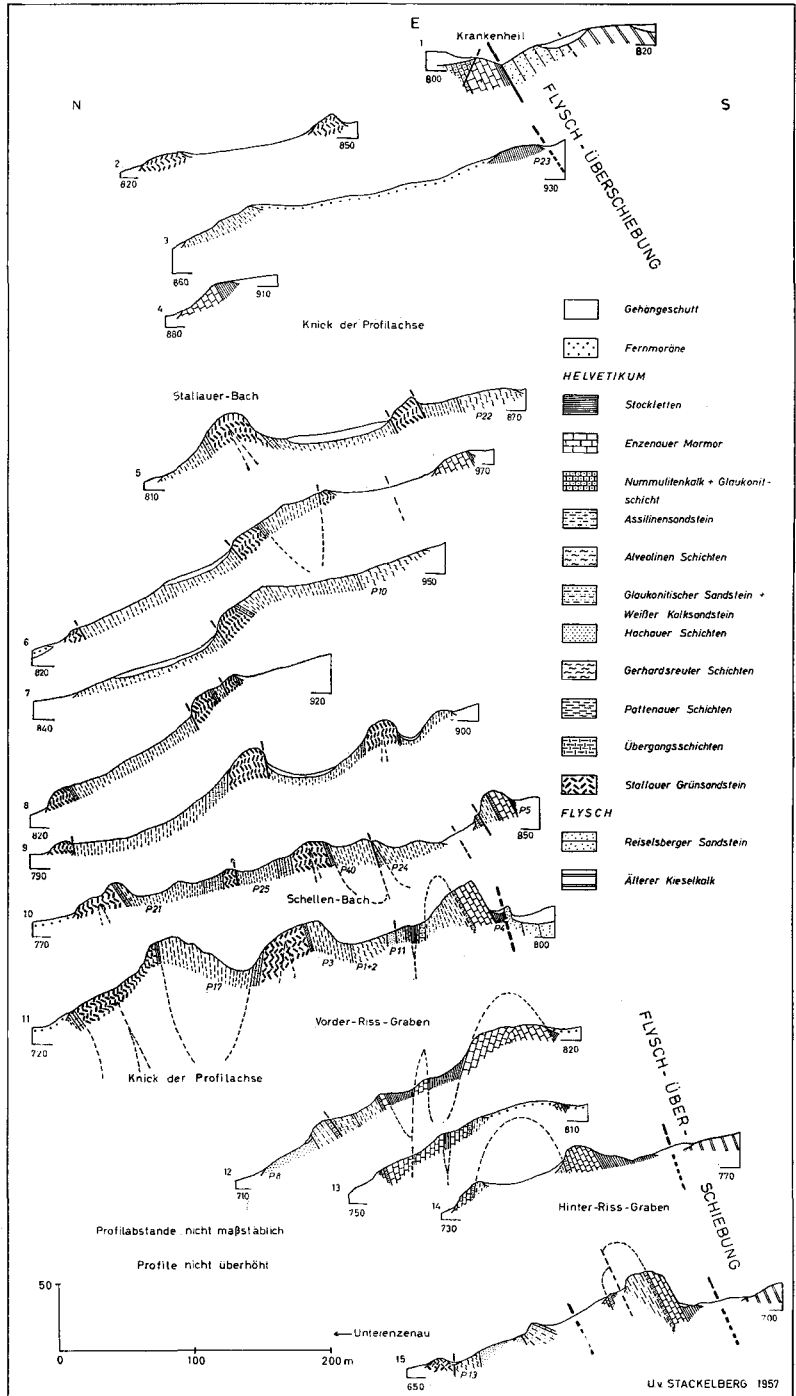


Abb. 19. Profilerie durch das Helvetikum im Westen von Tölz.

II. Einordnung in den regionalen Bau des bayerischen Alpenrandbereiches

Betrachten wir die geologische Karte 1 : 100 000, Blatt Murnau und Blatt Tegernsee, so erkennen wir im Raum östlich der Loisach ein starkes Vorrücken des Alpenrandes nach Norden. Die Alpenrandzone zeigt im Gebiet des Kochelsees Nordost-Streichen.

KOCKEL (1931) erkannte das gesetzmäßige Auftreten von Blattverschiebungen zweier Richtungen im Gebiet zwischen Lech und Loisach. Die Nord-West verlaufende nannte er Ammerstörung, die Nordost-Richtung Loisachstörung. Beide zusammen bewirkten eine Dehnung des Gebirges in der Längsachse. Dieselben Störungssysteme konnte ich im kleinen im Tölzer Helvetikum beobachten.

Das Tegernseer Helvetikum wird nach RICHTER, CUSTODIS, NIEDERMAYER und SCHMIDT-THOMÉ (1939) von Diagonalblattverschiebungen durchsetzt. Es treten hier ebenfalls Ammer- und Loisachstörungen auf.

SCHMIDT-THOMÉ (1951) konnte im Raum des Tölzer Flysches einen im Großen gesehen einfachen Faltenbau nachweisen. Im Süden haben wir eine Sattelzone, an diese schließt sich im Norden eine weite Mulde an. Der gleiche Faltenbau ist im Flysch zwischen Isar und Tegernsee und auch westlich des Murnauer Mooses zu beobachten. Im Bereich des Loisach- und Walchenseegletschers ist der Flysch größtenteils abgetragen. Dennoch erkennen wir in dem schmalen Bereich den südlichen Teil der Sattelzone wieder. Mit westlichem Achsenfallen taucht das Helvetikum unter die Sattelzone des Flysches.

Das Tölzer Helvetikum, das noch nördlich der Muldenzone auftritt, liegt aber sehr viel weiter im Norden als das von Murnau.

Bei Murnau erhalten wir — dank der Abtragung des Flysches — einen Einblick in dessen Unterlage, so wie sie südlich des Tölzer Gebietes unter der Flyschüberschiebung zu erwarten ist (ZEIL 1954).

Das Gleiche ist im Tegernseebereich der Fall, wo unter dem Flysch das Helvetikum mit östlichem Achsenanstieg auch auftaucht (SCHMIDT-THOMÉ 1957).

Während im Allgäu das Helvetikum noch in großer Breite aufgeschlossen ist, verschmälert es sich nach Osten zu immer mehr. Das hat einmal eine tektonische Ursache in der weitreichenden Überschiebung durch den Flysch, zum anderen aber dürfte sich das Sedimentationsbecken des Helvetikums nach Osten hin verschmälert haben.

D. Gesamtergebnis

Zur Stratigraphie:

Der oberste Bereich der sogenannten Übergangsschichten erweist sich petrographisch und mikrofaunistisch als völlig identisch mit den Pinswanger Schichten (unteres Obercampan) aus dem Helvetikum von Neubeuern.

Innerhalb der Pattenauer Schichten konnte eine untere und eine obere Zone unterschieden werden; erstere gehört auf Grund der Mikrofauna noch dem oberen Obercampan an. Es hat den Anschein, als ob die Sedimentation sich über die Hachauer Schichten hinaus bis in das Alttertiär fortsetzt. Doch konnte

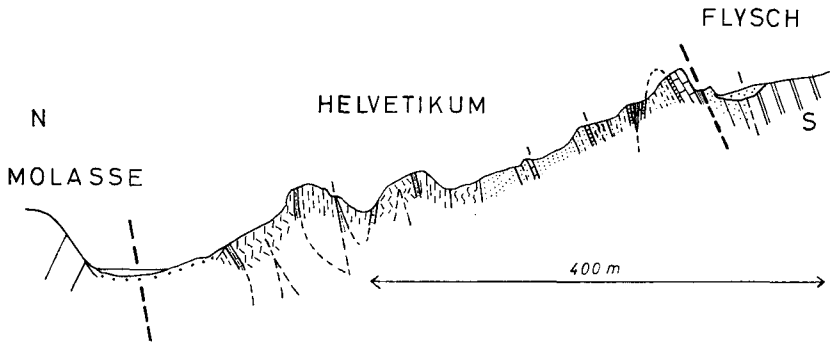


Abb. 20. Schematisches Sammelprofil durch das Helvetikum im Westen von Tölz. Signaturen wie auf der Abb. 19.

über das Alter dieser, die Hachauer Schichten überlagernden Serien mangels Fossilien nichts Exaktes ausgesagt werden.

Auf engstem Raum (300—400 m Gesamtbreite der Zone des Helvetikums) zusammengeschoben, lassen sich von Süden nach Norden im Alttertiär drei Fazieszonen ausscheiden (s. Abb. 6 und 20). In der südlichsten Zone ist das Untereozän in der Fazies Nummuliten führender Sandsteine ausgebildet und wird von Enzenauer Marmor (Lutet) überlagert. In der mittleren Zone lagert die Glaukonitschicht auf fast fossilieurem Kalksandstein. In der nördlichsten bilden fossilieure Sandsteine das Liegende von Schichten des basalen Lutet. Das erlaubt die folgenden beiden Deutungen:

Bei der Annahme einer Schichtlücke, für die der abrupte petrographische und faunistische Wechsel in den beiden nördlichen Zonen spricht, ist mit einer im Verlauf des Alttertiärs nach Norden vorrückenden Transgression auf Schichten, die älter als Untereozän sind, zu rechnen.

Die andere Möglichkeit besteht darin, die fossilieuren Schichten als besondere Faziesentwicklung des Untereozän anzusehen. Dann muß ein Wandern der Fazies nach Norden angenommen werden.

Sicherlich weist das Auftreten dreier Fazieszonen auf eine räumlich und zeitlich recht wechselvolle Sedimentation. Dies könnte durch die Nähe einer Intrahelvetischen Schwelle bedingt sein.

Der gesamte Bereich der „Mittelschichten“, den IMKELLER (1895/96) zwischen Roterz- und Schwarzerz-Äquivalente, also in das Mitteleozän stellte, hat sich auf Grund von Nummuliten und Alveolinen als Untereozän erwiesen. Innerhalb dieses Untereozäns konnte als Grenzhorizont im Liegenden des Enzenauer Marmors (Lutet) der Nummulitenkalk bzw. die Glaukonitschicht als eigene Serien ausgeschieden werden.

Aus dem Enzenauer Marmor wurde eine reiche Makrofauna aufgesammelt, die beweist, daß in diesen Schichten sowohl Roterz- als auch Schwarzerz-Äquivalente vertreten sind.

In den Stockletten fanden sich mitteleozäne Hantkeninen. Hantkeninen wurden bisher noch nicht aus Stockletten des bayerischen Helvetikums beschrieben.

Zur Tektonik:

Nur an wenigen Stellen läßt sich noch der ungestörte Faltenbau erkennen. In den meisten Fällen sind mit zunehmender Einengung durch den von Süden herangerückten Flysch Schichtausdünnungen und Schichtunterdrückungen eingetreten und dadurch ein intensiver Schuppenbau entstanden. Es finden sich nebeneinander in einem Profil Falten und Schuppen (s. Abb. 20). Mit der Annäherung an die Flyschüberschiebung nimmt die Faltungsintensität zu.

Im Schellen-Bach zeigen die Schichten des nördlichen Bereiches der Helvetikumzone (Oberkreide) westliches Abtauchen der Faltenachsen, im Vorder-Riß-Graben tauchen die Faltenachsen des südlichen Bereiches (Alttertiär) nach Osten ab. Daher herrschen im Bereich östlich des Schellen-Baches Oberkreideschichten vor, während im Westen des Vorder-Riß-Grabens die Zone des Helvetikums hauptsächlich von Alttertiär gebildet wird. Beide Bereiche lösen einander ab, so daß die Gesamtbreite sich kaum ändert. Im schematischen Sammelprofil (Abb. 20) wurden beide Bereiche hintereinander angeordnet.

Das ganze Gebiet ist von Blattverschiebungen durchsetzt, die eine Dehnung in Westost-Richtung erkennen lassen. Es treten sowohl sogenannte Ammerstörungen (Westflügel vorgestaffelt) als auch Loisachstörungen (Ostflügel vorgestaffelt) auf.

E. Schrifttum

I. Zur Stratigraphie

- AMMON, L. v.: Geognostische Beobachtungen aus den bayerischen Alpen. B. Das Cementsteinbergwerk Marienstein. — Geogn. Jh., 7, 1894, S. 95—102, Cassel 1895.
- BODEN, K.: Geologisches Wanderbuch für die bayerischen Alpen. Stuttgart 1930.
- BÖHM, J.: Die Kreidebildungen des Fürbergs und Sulzbergs bei Siegsdorf in Oberbayern. — Palaeontographica, 38, 1.—2. Lief., Stuttgart 1891.
- CUSTODIS, A. & SCHMIDT-THOMÉ, P.: Geologie der bayrischen Berge zwischen Hindelang und Pfronten im Allgäu. — Neues Jb. Mineral. usw., 80, Beil.-Bd., Abt. B, S. 307—463, Stuttgart 1939.
- EMMERICH, H.: Die cenomane Kreide im bayerischen Gebirge. Meiningen 1865.
- FLURL, M.: Beschreibung der Gebirge von Bayern und der oberen Pfalz usw. München 1792.
- GANSS, O.: Geologie des Blattes Bergen. — Geologica Bavarica, Nr. 26, München 1956.
- GÜMBEL, C. W. v.: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. Gotha 1861.
- Kurze Bemerkung über die Nummulitenschichten am Nordrande der Alpen. — Verh. K.K. Geol. Reichsanst., Wien 1886.
- HAGN, H.: Über Umlagerungsvorgänge in der subalpinen Molasse Oberbayerns und ihre Bedeutung für die alpine Tektonik. — Geologica Bavarica, Nr. 5, München 1950.
- Zur Kenntnis von Helvetikum und Flysch im Raum von Neubeuern am Inn. — Geologica Bavarica, Nr. 14, München 1952.
- Zur Kenntnis des Unteren Obercampans (Zone der *Belemnitella mucronata* [SCHLOTH.] mut. *senior* NOWAK) in Südbayern. — Neues. Jb. Geol. u. Paläontol., Abh., 96, S. 304—338, Stuttgart 1953.
- Fazies und Mikrofauna der Gesteine der bayerischen Alpen. Leiden 1955.
- Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. — Geologica Bavarica, Nr. 44. — [Im Druck].

- HAGN, H. & HÖLZL, O.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse des östlichen Oberbayerns zwischen Prien und Sur mit Berücksichtigung des im Süden anschließenden Helvetikums. — *Geologica Bavarica*, Nr. 10, München 1952.
- HEIM, A.: Zur Geologie des Grüntens im Allgäu. — „HEIM-Festschr.“, Zürich 1919.
- IMKELLER, H.: Die Kreide- und Eozänbildungen am Stallauer Eck und Enzenauer Kopf bei Tölz. — Programm zum Jahresbericht der städtischen Handelsschule München 1895/96.
 — Einige Beobachtungen über die Kreideablagerungen im Leitzachthal, am Schlier- und Tegernsee. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **52**, 1900, S. 380—387, Berlin 1900.
 — Die Kreidebildungen und ihre Fauna am Stallauer Eck und Enzenauer Kopf bei Tölz. — *Palaeontographica*, **48**, Stuttgart 1901.
 — Die zementliefernden Formationen in den bayerischen Alpen und das Portlandzementwerk Marienstein bei Tölz. — *Naturw. Wochenschr.*, Nr. 32, 1905.
- KLEBELSBERG, R. v.: Glazialgeologische Notizen vom bayerischen Alpenrand. IV. Die Voralpen zwischen Loisach und Isar. — *Z. Gletscherkunde*, **8**, Berlin 1914.
- KNIPSCHER, H. C. G.: Das Alter der Hachauer Schichten bei Hachau (Oberbayern). — *Neues Jb. Geol. Paläontol., Mh.*, 1956, S. 420—424, Stuttgart 1957.
- KOCKEL, C. W.: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. — *Mitt. geol. Ges. Wien*, 1922.
- KOCKEL, C. W., M. RICHTER, H. STEINMANN: Geologie der bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach. — *Wiss. Veröff. Deutsch. u. Österr. Alpenver.*, Innsbruck 1931.
- LFBLING, C.: Ergebnisse neuerer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. 2. Die Kreideschichten der bayerischen Voralpenzone. — *Geol. Rdsch.*, **3**, S. 483—508, Leipzig 1912.
- MÜLLER-DEILE, G.: Geologie der Alpenrandzone beiderseits vom Kochel-See in Oberbayern. — *Mitt. Reichsst. Bodenforschung*, H. 34, München 1940.
- NIEDERMAYER, J.: Geologie der bayrischen Alpen zwischen Loisach, Isar und Walchensee. — *Neues Jb. Mineral. usw.*, **76**, Beil.-Bd. Abt. B, S. 451—511, Stuttgart 1936.
- REIS, O. M.: Erläuterungen zu der geologischen Karte der Voralpenzone zwischen Bergen und Teisendorf. I. — *Geogn. Jh.*, **8**, 1895, Cassel 1896.
 — Die Fauna der Hachauer Schichten. — *Geogn. Jh.*, **9**, 1896, Cassel 1897.
 — Zur Geologie der Eisenoolithe führenden Eocänschichten am Kressenberg in Bayern. — *Geogn. Jh.*, **10**, 1897, München 1898.
- RICHTER, M., A. CUSTODIS, J. NIEDERMAYER & P. SCHMIDT-THOMÉ: Geologie der Alpenrandzone zwischen Isar und Leitzach in Oberbayern. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **91**, Berlin 1939.
- ROHATZSCH, R. H.: Über die Formation des Gebirges, aus welchem die bayerischen Jodquellen ... entspringen. — *Neues Jb. Mineral. usw.*, 1851.
 — Einige Bemerkungen über die sogenannte Kressenberger Formation usw. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **4**, 1852.
- ROTHPLETZ, A.: Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart 1894.
- SCHAFHÄUTL, K.: Geognostische Untersuchungen des südbayerischen Alpengebirges. München 1851.
- SCHLOSSER, M.: Das Eocän und Unteroligocän der bayrischen Alpen. — *Cbl. Mineral. usw.*, 1922, S. 180—184, Stuttgart 1922.
 — Die Eozänfauna der bayerischen Alpen. — *Abh. bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Abt.*, **30**, München 1925.
- SCHMIDT-THOMÉ, P.: Neuere Kenntnisse über die Kalkalpenzone und die Alpenrandstrukturen in Südbayern. — *Geol. Rdsch.*, **37**, S. 18—24, Stuttgart 1949.
 — Geologie des Isartalgebietes im Bereich des Reißbach-Stollens und geplanten Sylvenstein-Staubbeckens. — *Geologica Bavarica*, Nr. 4, 55 S., München 1950.
 — Untersuchungen im Flyschgebiet von Tölz (Oberbayern). — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **102**, 1950, S. 212—215, Hannover 1951.
 — Geologische Karte von Bayern 1 : 100 000. Blatt Tegernsee und Blatt Murnau, München 1953 u. 1955.
 — Zur Frage quartärer Krustenbewegungen im Alpen- und Voralpengebiet des Isartalbereiches. — *Geol. Rdsch.*, **43**, H. 1, Stuttgart 1955.

- SCHMIDT-THOMÉ, P.: Molasse-Untergrund und Helvetikum-Nordgrenze im Tegernsee-Bereich und die Frage der Herkunft von Erdöl und Jodwasser in Oberbayern. — Geol. Jb., **74**, S. 225—242, Hannover 1957.
- TRAUB, F.: Beitrag zur Kenntnis der helvetischen Kreide-Eozänserie nördlich von Salzburg. — Zbl. Mineral. usw., Abt. B., Stuttgart 1936.
- Geologische und paläontologische Bearbeitung der Kreide und des Tertiärs im östlichen Rupertiwinkel nördlich von Salzburg. — Palaeontographica, **88**, Abt. A, Stuttgart 1938.
 - Beitrag zur Kenntnis der miozänen Meeresmolasse ostwärts Laufen/Salzach unter besonderer Berücksichtigung des Wachtbergkonglomerates. — Neues Jb. Mineral. usw., Abh., 1945—1948, Stuttgart 1948.
 - Die Schuppenzone im Helvetikum von St. Pankraz am Haunsberg nördlich von Salzburg. — Geologica Bavarica, Nr. 15, München 1953.
- ZEIL, W.: Geologie der Alpenrandzone bei Murnau/Oberbayern. — Geologica Bavarica, Nr. 20, München 1954.

II. Zur Paläontologie

- BAYAN, J.: Mollusques tertiaires. Paris 1870.
- BÖHM, J.: s. o. 1891.
- BOUSSAC, J.: Nummulitique de Biarritz. — Annales Hébert, Paris 1911.
- Études paléontologiques sur le Nummulitique alpin. Paris 1911.
- BRÖNNIMANN, P.: The Genus *Hantkenina* Cushman in Trinidad and Barbados. — B. W. J. J. Paleont., **24**, 1950.
- Weitere Beobachtungen an Hantkeninen. — Eclogae geol. Helvetiae, **43**, Nr. 2, Basel 1950.
- COQUAND, H.: Monographie du genre *Ostrea*. Terrain crétacé. Paris 1869.
- COSSMANN, M.: Mollusques éocéniques de la Loire-Inférieure. Nantes 1895—1898.
- COSSMANN, M. & PISSARRO, G.: Faune éocénique du Cotentin. — Extrait du Bull. de la Soc. Géol. de Normandie, Le Havre 1900—1903.
- Iconographie complète des coquilles fossiles de l'éocène des environs de Paris. Paris 1904—1913.
- DAINELLI, G.: L'ecene Triulano. Monographia Geologica e Paleontologica. Firenze 1915.
- DESHAYES, G. P.: Description des coquilles fossiles des environs de Paris. Paris 1837.
- EGGER, J. G.: Foraminiferen und Ostracoden aus den Kreidemergeln der Oberbayerischen Alpen. — Abh. math.-phys. Cl. kgl. bayer. Akad. Wiss., **21**, S. 1—230, München 1899.
- FRAUSCHER, K.: Das Unter-Eozän der Nordalpen und seine Fauna. — Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Cl., **51**, Wien 1886.
- FUCHS, TH.: Beitrag zur Kenntnis der Conchylienfauna des vicentinischen Tertiärgebirges. I. Abt. Wien 1870.
- GEINITZ, H. B.: Quadersandsteingebirge oder Kreidegebirge in Deutschland. Freiberg 1849.
- GROSSOUVRE, A. DE: Les ammonites de la Craie supérieure. Paris 1894.
- GÜMBEL, C. W. v.: Beiträge zur Foraminiferenfauna der nordalpinen älteren Eozängebilde oder der Kressenberger Nummulitenschichten. — Abh. kgl. bayer. Akad. Wiss. II. Cl., II. Abt., München 1868.
- HAGN, H.: s. o. 1953.
- HOLZAPFEL, E.: Die Mollusken der Aachener Kreide. — Palaeontographica, **34** u. **35**, Stuttgart 1888—89.
- IMKELLER, H.: s. o. 1901.
- MALARODA, P.: Il Luteziano di Monte Postale. Padova 1954.
- MATTHES, H. W.: Einführung in die Mikropaläontologie. Leipzig 1956.
- MAYER, K.: Paläontologie der Pauserstufe von Einsiedeln. 1877.
- Kreide und Versteinerungen der Umgebung von Thun. Bern 1887.

- OPPENHEIM, P.: Die Eozänfauna des Monte Postale bei Bolca im Veronesischen. — *Palaeontographica*, **43**, Stuttgart 1896—97.
— Zur Kenntnis alttertiärer Faunen in Ägypten. — *Palaeontographica*, **30**, Stuttgart 1903.
- PICARD, L.: Upper Cretaceous Ammonoidea from Palestine. — *From the Annales and Magazine of Natural History*, Jerusalem 1929.
- REIS, O. M.: s. o. 1896.
- SANDBERGER, F.: Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens. Wiesbaden 1863.
- SCHAFHÄUTL, K.: Süd-Bayerns Lethea Geognostica. Leipzig 1863.
- SCHAUB, H.: Über die Zugehörigkeit der paleozänen und untereozänen Nummuliten zu Entwicklungsreihen. — *Eclogae geol. Helvetiae*, **43**, Basel 1950.
— Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches mit besonderer Berücksichtigung der paleozänen und untereozänen Nummuliten und Assilinen. — *Schweiz. paläontol. Abh.*, **68**, 1951.
— Zur Nomenklatur und Stratigraphie der europäischen Assilinen. — *Eclogae geol. Helvetiae*, **48**, Nr. 2, Basel 1955.
- SCHLOSSER, M.: s. o. 1925.
- SCHLÜTER, CL.: Beiträge zur Kenntnis der jüngsten Ammoniten Norddeutschlands. Bonn 1867.
— Cephalopoden der oberen deutschen Kreide. — *Palaeontographica*, **21**, Cassel 1872—76.
- TRAUB, F.: s. o. 1938.
- ZITTEL, K. A. v.: Die Bivalven der Gosaugebilde in den nordöstlichen Alpen. — *Denkschr. k. k. Akad. Wiss.*, **24** u. **25**, Wien 1865—66.

Die bayerische Flyschzone im Ammergau

Von RUDOLF REICHELT, Dakar

Mit 12 Abbildungen und 3 Tafeln

*Herrn Professor Dr. Max Richter
zu seinem 60. Geburtstag gewidmet.*

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	56
A. Einleitung	57
B. Der Trauchgau-Flysch	57
I. Ältere Bearbeiter	57
II. Stratigraphie	60
a. Unterkreide	61
1. Tristelschichten	61
2. Quarzit-Serie	62
3. Ofterschwanger Schichten und Untere bunte Mergel	64
b. Oberkreide	64
1. Reiselsberger Sandstein	64
2. Piesenkopf-Serie	66
3. Zementmergel-Serie	68
4. Hällritzer Serie	70
5. Bleicherhorn-Serie	72
III. Tektonik	74
a. Die Sattelzone im Süden	74
b. Die Muldenzone im Norden	77
c. Spezialfaltung und Störungen	77
d. Die Grenze Flysch/Kalkalpen	79
e. Die Grenze Flysch/Molasse	80
C. Der Flysch am Hörnle und Aufacker	81
D. Zur Paläogeographie des Ammergau-Flysches	83
E. Die Flyschzone von Unternogg	85
1. Beschreibung der Aufschlüsse	85
2. Ergebnis	90
F. Zusammenfassung	93
G. Entnahmestellen der Mikroproben	94
H. Schrifttum	95

Vorwort

Die Untersuchungen wurden während der Jahre 1953 und 1954 durchgeführt; sie waren mit einer Kartierung 1 : 25 000 verbunden, deren Ergebnisse auf der Geol. Karte von Bayern 1 : 100 000, Blatt Murnau, bereits mitverwertet wurden. Hinzu kommen die Ergebnisse abschließender Geländebegehungen im Unternogg-Profil in den Sommermonaten 1957.

Herr Prof. Dr. M. RICHTER, Berlin, hat die Flyschuntersuchung dankenswerterweise angeregt und gefördert. Ferner danke ich Herrn Prof. Dr. P. SCHMIDT-THOMÉ, München, der mir im Gelände und bei der Ausarbeitung im geologischen Institut der Technischen Hochschule München wertvolle Hinweise gegeben hat.

Die Kartierung wurde im Interesse der Preußischen Bergwerks- und Hütten-Aktiengesellschaft, Hannover, durchgeführt und fand stets die fördernde Unterstützung ihres Chef-Geologen Dr.-Ing. F. BREYER. Die Bestimmung der Mikrofaunen aus den Schlammproben und damit wertvolle Altershinweise verdanke ich Herrn Dr. F. BETTENSTAEDT und Herrn Prof. Dr. C. A. WICHER (Preußag-Hannover).

Herr Privatdozent Dr. H. HAGN hat dankenswerterweise die Fossilbestimmungen in Dünnschliffen übernommen.

A. Einleitung

Der Ammergau-Flysch erstreckt sich von der Füssener Bucht im Westen bis an das Murnauer Moos im Osten. Diese ca. 30 km lange und 2—5 km breite Flyschzone wird im östlichen Drittel durch die Ammer geteilt (Abb. 1). Die eigenen Untersuchungen beschränkten sich auf das Gebiet westlich der Ammer, auch Trauchgau-Flysch¹⁾ genannt, während über den Flysch am Hörnle und Aufacker bei Oberammergau bereits die ausführliche Bearbeitung von H.-J. BLÜHER (1932, 1935) vorlag. Dieses Gebiet wurde von mir erneut begangen und in die Gesamtbetrachtung des Ammergau-Flysches einbezogen.

Der Flysch, die Vorbergzone der Ammergauer Kalkalpen (Abb. 2), bildet sanfte, fast durchweg bewaldete Bergzüge. Seine höchste Erhebung ist die Hohe Bleich mit 1639 m, die mit mehreren benachbarten Flyschkuppen die Berggruppe des Hohen Trauchberges bildet. Südlich parallel dieses Höhenzuges breitet sich eine tiefe und weite Längstalzone aus, in deren Verlauf, getrennt durch die Wasserscheide, der Halblech und die Halbammer entspringen. Die Nordflanke dieses Talsystems wird von Flysch, die Südflanke von Kalkalpin eingenommen (Abb. 3). Der Halblech und die Halbammer durchqueren auf ihren Wegen ins Vorland die Vorbergzone; sie haben mit ihren schluchtenartigen Tälern zwei gut aufgeschlossene Flyschprofile geschaffen. Östlich des Ammertales verbreitert sich die Flyschzone nach Süden bis zum Bergstock des Aufackers.

B. Der Trauchgau-Flysch

I. Ältere Bearbeiter

Auf den frühesten Karten erschien der Flysch ungegliedert (E. BÖSE 1894, U. SÖHLE 1899). 1914 bearbeitete F. HAHN den Flysch der benachbarten Hörnle-Aufackergruppe. Seine Gliederung wurde 1924 von M. RICHTER im wesentlichen übernommen und auf die Trauchgauer Berge angewandt. Er unterschied 4 Serien, die einen Altersbereich von Cenoman bis Eozän umfaßten:

Unternoggschichten (oben)
 Zementmergel
 Bunte Zwischenschichten und Höllensandstein
 Reiselsberger Sandstein (unten)

Diese Gliederung besaß auch noch die „Geologische Karte der Bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach“, auf der annähernd die Hälfte des vorgelagerten Flyschgebietes mit erfaßt war (KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931). An tektonischen Elementen erkannte M. RICHTER (1924), analog F. HAHN (1914) im östlichen Ammergebirge, einen langen Reiselsberger Sandstein-Sattelzug, der beiderseits von zwei Zementmergelmulden begleitet wird.

¹⁾ Nach dem Dorf Trauchgau östlich von Füssen.



Abb. 3. Das obere Halbammertal. Im Vordergrund der gestrichelten Linie Flysch, dahinter Ostalpin. Die tektonische Grenze hebt sich morphologisch nicht ab, sie folgt im Ammergau einer Längsdepression. Blick vom Südhang der Hohen Bleick nach Südosten.

Danach beschrieb E. KRAUS (1932 b) einzelne Flyschprofile im Gebiet zwischen Jagd- und Buchberg, sowie die Aufschlüsse im Halblech- und Halbammertal. Er wies in diesem Zusammenhang zum ersten Mal auf mehrere Unterkreide-Vorkommen hin, indem er die stratigraphische Stellung des „Höllensandsteins“ (KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931) richtig erkannte und diese glaukonitischen Sandsteine und Quarzite als „Quarzitgruppe“ in das Gault einstuft. Am Nordhang des Jagdberges fand er neben Gaultquarzit auch spätigen Tristelkalk mit Milioliden. Im Halblechtal zeichnete E. KRAUS einen Sattel aus Ofterschwanger Schichten mit darüber lagerndem Hauptflyschsandstein (= Reilsberger Sandstein) und Piesenkopfkalk. Zu ähnlichen Ergebnissen kam er auch im Halbammertal.

E. KRAUS gliederte den Flysch zwischen Ammer und Lech in Oberstdorfer und Sigiswanger Decke. Die Oberstdorfer Decke, deren Basis er in dem oben beschriebenen „Gaultflysch“ vermutete, wird nach seinen Ausführungen östlich des Lobentales vollständig von der oberostalpinen Allgäu-Decke überfahren, während nur die Sigiswanger Decke nach Osten ihre Fortsetzung findet und dort die hohen Trauchberge aufbaut.

In seiner Schrift „Der nordalpine Kreideflysch“ Teil II, 1942, befaßte sich E. KRAUS ein zweites Mal mit dem Trauchgau-Flysch. Im Gebiet zwischen Jagd- und Buchberg setzte er sich darin erneut für die Existenz der Oberstdorfer- und Sigiswanger Decke ein. Damit wandte er sich nachträglich gegen die inzwischen von M. RICHTER und P. SCHMIDT-THOMÉ (1939) geäußerte Ansicht, daß der Flysch in diesem Gebiet eine tektonische Einheit sei. Als Nachweis der beiden Decken sieht E. KRAUS das verschiedene Verhalten in Mächtigkeit und Ausbildung der südlichen Flyschzone gegenüber der im Norden an; es sei dies besonders

der Mächtigkeitsegensatz zwischen dem nur 10 m betragenden Hauptflyschsandstein der Oberstdorfer Decke und der bis 200 m anschwellenden gleichen Sandsteinzone der Sigiswanger Decke. Ferner, so schreibt E. KRAUS, „fehlt unter dem Hauptflyschsandstein der Sigiswanger Decke im Norden die echte Quarzitgruppe (Gaultflysch), welche in der Oberstdorfer Decke sehr mächtig wird“.

Eingehend behandelte E. KRAUS den Flysch der Hohen Trauchberge zwischen Halblech und Halbammer. Wie 1932 sah er in ihm die Fortsetzung der Sigiswanger Decke nach Osten. Er verlieh in mehreren Profilen diesem Flyschabschnitt eine Gliederung und stellte alle Gesteinsserien in die Unterkreide (E. KRAUS 1942, S. 104, 106, Abb. 18 b und 19).

Dieser Deutung entgegen vertraten M. RICHTER und seine Schüler eine andere Auffassung (M. RICHTER 1937, A. CUSTODIS & P. SCHMIDT-THOMÉ 1939, S. 361—364): das gesamte Flyschgebiet zwischen Bannwaldsee, Jagdberg und Hölle sei als Deckensattel der Sigiswanger Decke eine tektonische Einheit; an verschiedenen Stellen bestehe der Sattelkern neben Gault auch aus Tristel-schichten, die im Kern gelegentlich auf Graue Leimernschichten des Nordflügels aufgeschuppt seien; von einer Deckenteilung könne man jedoch nicht sprechen. — Der Flysch der Hohen Trauchberge bestehe demgegenüber nur aus Oberkreide; wie das Halblech- und Halbammer-Profil zeigt, könne man in ihm von Norden nach Süden einen allmählichen Faziesübergang aus Piesenkopf-Schichten in Graue Leimernschichten beobachten; südlich dieser breiten Muldenzone schließe sich ein Sattel aus Reiselsberger Sandstein an, in dessen Verlauf an der oberen Halbammer (Klamm-Bach) erneut eine schmale Mulde von Leimernschichten einsetze. Diese südliche Mulde verbreitere sich zusehends nach Osten und fände sich jenseits der Ammer im Aufackergebiet in beträchtlicher Ausdehnung wieder (s. auch BLÜHER 1935).

Angesichts dieser unterschiedlichen Auffassungen wurde versucht, durch Kartierung und detaillierte stratigraphische Aufnahmen die geschilderten Probleme zu klären.

II. Stratigraphie

Im Trauchgau-Flysch wurden keine Makrofossilien aufgefunden. Die mächtige Schichtenfolge wies indessen vom Liegenden zum Hangenden horizontbeständige Unterschiede in der Gesteinsausbildung auf, so daß es gelang, eine befriedigende chronologische Gliederung nach lithofaziellen Merkmalen aufzubauen. Die abgetrennten Serien können entweder im geschlossenen Aufbau oder durch einzelne typische „Leitbänke“ voneinander unterschieden werden. Ihre Schichtgrenzen sind trotz fließender Übergänge im allgemeinen gut fixierbar. Diese Gliederung wurde später, soweit es die relative Armut an Foraminiferen zuließ, weitgehend durch mikropaläontologische Befunde gestützt. Von den aufgesammelten Schlammproben erlaubte etwa die Hälfte eine stratigraphische Einstufung, rund ein Viertel ließ keine genaue Datierung zu und ein weiteres Viertel war fossilfrei.

a. Unterkreide

Die Schichtenfolge der Unterkreide im Untersuchungsgebiet entspricht der seit Jahren gut bekannten Unterkreide-Gliederung des Flysches in Oberbayern und im Allgäu (BLÜHER 1935, M. RICHTER 1937, CUSTODIS & SCHMIDT-THOMÉ 1939); später ALLEMANN, BLASER & NÄNNI 1951, LANGE 1956).

Stratigraphie der bayerischen Flyschzone im Ammergau

	Nordfazies	Südfazies
Unter-Eozän	?	?
Paleozän	↑	↑
Dan	-----	
Maastricht	Bleicherhorn-Serie bis 200 m	
Campan	Hällritzer Serie bis 300 m	
Santon	Zementmergel-Serie	
Coniac	bis 300 m	> 500 m
Turon	-----	
	Piesenkopf-Serie 200 m	bis 0 m
Cenoman	-----	
	Reiselsberger Sandstein 200 m	bis 10 m
	100 m	bis 0 m
	Ofterschwanger Schichten	
Alb	-----	
	Untere bunte Mergel	
	0 m	bis 20 m

	Quarzit-Serie	
		bis 150 m
Apt	-----	
Barrême	Tristelschichten	> 100 m

1. Tristelschichten (Barrême — Apt)

Ein vollständiges oder geschlossenes Profil der Tristelschichten fehlt im Gebiet. Ihre Gesteine treten nur in kleineren, stets voneinander getrennten Aufschlüssen zutage; in zahlreichen Fällen konnten sie nur in losen Blöcken und Lesesteinen nachgewiesen werden.

Als typischste Gesteine der Tristelschichten gelten die Miliolidenkalke. Es sind bis zu einem Meter mächtige, harte, mehr oder weniger sandige Kalke von dunkel- bis blaugrauer Farbe. Unter der Lupe erkennt man zahlreiche Milioliden und kleine Pyritausscheidungen.

Die Dünnschliffe zeigten alle das gleiche Bild: In der meist dichten, kalkigen Grundmasse schwimmen zahlreiche Milioliden und sandschalige Foraminiferen, vereinzelt Orbitolinen und deren Reste, sowie Echinodermen- und Bryozoenbruchstücke. Die Schalenhartteile der Foraminiferen sind häufig von Pyrit imprägniert. Ferner finden sich viele eckige Quarzkörner, vereinzelt Orthoklas, Muskowit, Biotit und Glaukonit, sowie Kalkspat. Pyrit und kohlige Bestandteile sind häufig (Tafel 1, Bild 1).

Die Anhäufung von Milioliden gilt als besonderes Merkmal der Tristelschichten. In allen hangenden Serien treten sie nur noch untergeordnet in Erscheinung. Es müssen also zur Entstehungszeit der Tristelschichten für die Entwicklung der Milioliden günstige ökologische Verhältnisse geherrscht haben, die sich später im Trauchgau-Flysch nicht wiederholten. Bei der Abtrennung der Tristelschichten gegenüber ihrem Hangenden erwies sich diese Erfahrung als sehr nützlich.

Neben den Miliolidenkalken sind ferner die Tristelbrekzien bezeichnend, gleichsam eine gröbere Varietät der ersteren. Sie zeichnen sich durch ein größeres Korn der klastischen Bestandteile und durch eine rauhe, höckerige Verwitterungsoberfläche aus. Der Gehalt an Mikrofauna ist der gleiche wie in den Miliolidenkalken (Tafel 1, Bild 2). An harten Bänken treten weiterhin auf: dunkel- bis blaugraue, harte Kieselkalke, Kalksandsteine und reine, gelblich-graue, dichte Kalksteine (Kalkpelite).

Zwischen die 0,2 bis 1,5 m mächtigen harten Bänke schalten sich immer wieder dünne Mergellagen ein. Von ihnen sind schwarze, ebenspaltende Mergelschiefer, die bis zu 1 m anschwellen können, am häufigsten und begleiten mit Vorliebe die Miliolidenkalke. Daneben finden sich auch weiche, milde Mergel von grauer bis graugrüner Farbe, sowie graue, ebenspaltende, harte Kalkmergel, die hell anwittern und den Ofterschwanger Schichten ähnlich sehen. Eine gesetzmäßige Aufeinanderfolge der beschriebenen Gesteinstypen konnte wegen der unzulänglichen Aufschlüsse nicht beobachtet werden.

Tristelschichten waren bisher nur im Westen des Untersuchungsgebietes bekannt geworden (E. KRAUS 1932 b, 1942, CUSTODIS & SCHMIDT-THOMÉ 1939). Das eine Vorkommen liegt südlich des Bannwaldsees am Nordhang des Jagdberges, das andere und größere Vorkommen beginnt am Ostrand des Bannwaldsees und streicht über die Kugelwälz zum nördlichen Hennenkopf. Neu aufgefunden wurden mehrere kleinere Tristelaufschlüsse im Lobental, südlich des Eck-Moses und südlich des Bayer-Bachs. Die Mächtigkeit dieser Serie wird in ihrem aufgeschlossenen Teil im Ammergau auf wenig mehr als 100 m geschätzt.

Das Barrême- und Aptalter der Tristelschichten konnte im Trauchgau-Flysch durch mehrere Funde von *Orbitolina conoidea* GRAS (Tafel 2, Bild 1) und *Orbitolina* aff. *conica*, sowie häufig durch *Salinoporella mühlbergi* LOR. erneut bestätigt werden.

2. Quarzit-Serie (Alb)

Die Gesteine der Quarzit-Serie unterscheiden sich von den liegenden Tristelschichten vor allem durch einen erheblich höheren Kieselsäuregehalt und durch ihre dunklen und grünen Farbtöne. Der Übergang aus der einen in die andere Serie vollzieht sich allmählich unter zunehmender Einschaltung von Quarziten.

Als typischste Gesteine treten Quarzite auf. Es sind, je nach Glaukonitgehalt, graugrüne bis dunkel- und olivgrüne, völlig dichte Quarzite mit glasig-muscheligem Bruch, die wegen ihrer Farbe und dem Fettglanz den irreführenden Namen „Ölquarzite“ erhalten haben. Neben den grünen Quarziten finden sich auch solche von grauer Farbe. Sie gehen durch Kieselsäurezunahme aus dichten Kalksandsteinen hervor.

U. d. M. beobachtet man in grünen Quarziten zahlreiche eckige bis schwach gerundete Quarzkörner, die von verunreinigter Kieselsäure als Bindemittel umgeben werden. Ferner viel Glaukonit und vereinzelt Biotit, Pyrit, kohlige Bestandteile, sowie Kalk- und Mergelbruchstücke.

Die Quarzite verwittern vorzugsweise zu grauen, splittrigen, oft länglichen, hell klingenden Scherben. Bei fortgeschrittener Verwitterung gehen sie in auffallend leichte, poröse, mürbe Sandsteine von brauner bis schmutziggelber Farbe über, die zahlreiche dunkelgrüne bis schwarzbraune, zersetzte Glaukonitkörnchen enthalten. Im Gelände dienen sie als sicherer Hinweis für Gault.

Als harte Bänke treten weiterhin graublau Kieselkalke und graue, schwach bräunliche Kalksandsteine auf, wahrscheinlich an den unteren Teil der Serie gebunden. Sie erinnern noch stark an die Tristelschichten, doch enthalten sie statt Milioliden Globigerinen.

In Dünnschliffen erkennt man in einer kalkigen Grundmasse überwiegend eckige Quarzkörner, die sich vereinzelt mit einer verunreinigten Kalkhülle ooidisch umgeben haben. Daneben finden sich Glaukonit, Orthoklas, Plagioklas, Glimmer und Kalkspat. Neben vielen Globigerinen fand sich nur eine einzige Miliolide; ferner Sandschaler, Schwammnadeln und zahlreiche Echinodermenreste mit gut erhaltener Siebstruktur.

Bezeichnend für die Quarzitgruppe sind ferner bis zu 1 m dicke Mergel- und Toneinschaltungen von vorwiegend schwarzer und graugrüner, vereinzelt auch roter und flammengelber Farbe, in denen sich nicht selten Linsen von grünem Quarzit finden. Besonders die Quarzite werden gern von milden, tief-schwarzen Tonmergeln begleitet.

An wenigen Stellen im Jagdberg-Gebiet fanden sich auch quarzitisches, grobe Sandsteine. Unter der Lupe erkennt man neben Quarz vereinzelt Feldspat, Muskovit, Glaukonit, Chlorit, kohlige Bestandteile und Mergelteilchen. Brekzien und Konglomerate, wie sie CUSTODIS & SCHMIDT-THOMÉ (1939) aus dem Gaultflysch bei Pfronten beschrieben, konnten nirgends aufgefunden werden.

Die Quarzit-Serie ist wieder vorwiegend im Südwesten des Gebietes verbreitet, wo sie zusammen mit den Tristelschichten mehrfach in Sattelzügen aufsteigt, so z. B. am Jagdberg, in der „Hölle“ (Höllensandstein nach KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931) und am Hennenkopf. Kleinere Gaultvorkommen finden sich südlich der Wasserscheide, am Eschen-Bach und am Bayer-Bach auf Pos.-Blatt Unterammergau. Die Quarzit-Serie wird im Untersuchungsgebiet bis zu 150 m mächtig.

In Dünnschliffen fanden sich: *Globigerina* sp., *Marssonella* sp., *Spiroplectammia* sp., Radiolarien, Schwammnadeln, Echinodermen- und Bryozoenreste. Die Schlammproben enthielten eine spärliche Fauna aus Sandschalern (*Trochammia* sp.) und Radiolarien, darunter *Dictyomitra* sp.

3. Ofterschwanger Schichten und Untere bunte Mergel (hohes Alb bis unteres Cenoman)

Es handelt sich um zwei faziell verschieden ausgebildete Horizonte gleichen Alters, die sich gegenseitig vertreten, aber auch gemeinsam fehlen können. Nur an einer Stelle, am Neugläger-Bach auf Pos.-Blatt Unterammergau, wurden beide Faziesbildungen in Verzahnung zusammen angetroffen. In der Regel sind die Unteren bunten Mergel an den Südbereich, die Ofterschwanger Schichten an den Nordbereich der bayerischen Flyschzone gebunden.

Die Unteren bunten Mergel setzen sich aus dünnen, 1 bis 10 cm dicken Kalk- und Kalksandsteinplatten zusammen, die rege mit ebenso dünnen graugrünen, roten und schwarzen Ton- bis Tonmergellagen abwechseln. Gelegentlich nehmen die bunten Mergellagen überhand, und man findet dann Bänke oder auch Linsen von grünem Quarzit und quarzitischen Sandsteinen darin. Untere bunte Mergel sind am Jagdberg, am Hennenkopf und am Lain-Bach westlich der Eck-Hütte verbreitet, wo sie bis zu 100 m anschwellen können. Schlammproben aus diesem Horizont lieferten eine reiche, aber tektonisch stark beanspruchte Fauna, die im einzelnen kaum zu identifizieren war. Einkielige Globotruncanen sind wahrscheinlich.

Als Ofterschwanger Schichten wurden dünnplattige, auch bisweilen scherbis spaltende, graue Kalkmergel ausgeschieden. Sie führen wechselnden Feinsand- und Tongehalt, sind im frischen Zustand dunkelgrau und wittern in trockener Luft hellgrau an. Gelegentlich sind darin harte, bis 40 cm mächtige Kalk- und Kalksandsteinbänke eingeschaltet. Gut aufgeschlossen, in etwa 100 m Mächtigkeit, finden sich Ofterschwanger Schichten an der Mündung des Wasserscheid-Grabens. Aus Schlammproben ließen sich u. a. *Globigerina infractacea* GLAESSNER, *Schackoia* sp. und fragliche Globotruncanen vom *apenninica*-Typ bestimmen.

b. Oberkreide

Der Oberkreideflysch besitzt im Untersuchungsgebiet eine mächtige und vollständige Ausbildung. Es gelang, über dem Reiselsberger Sandstein noch vier Serien auszuscheiden, die sich in der Gesteinsführung deutlich voneinander abheben. Altersmäßig verteilen sie sich vom höheren Turon bis Maastricht, wahrscheinlich bis Unter-Eozän.

1. Reiselsberger Sandstein (mittleres Cenoman bis Unterturon)

Die Serie verdankt ihren Namen dem im Untersuchungsgebiet gelegenen Reiselsberg (GÜMBEL 1861). Jedoch kommt der nach ihm benannte Sandstein nur an seinem Fuß vor, der Gipfel wird von ostalpinen Aptychenschichten eingenommen. E. KRAUS nannte diese Serie „Hauptflyschsandstein“ und ALLEMANN, BLASER & NÄNNY (1951) benutzten in jüngster Zeit dafür die Bezeichnung „Schwabbrünnen-Serie“.

Der in seiner Ausbildung fast gleichbleibende und bekannte Flyschhorizont setzt sich aus dickbankigen, fein- bis grobkörnigen, glimmerhaltigen Sandsteinen zusammen, die im frischen Zustand eine graue bis graublauere Farbe besitzen, sich aber rasch mit einer mürben, braungrauen Verwitterungsrinde umgeben.

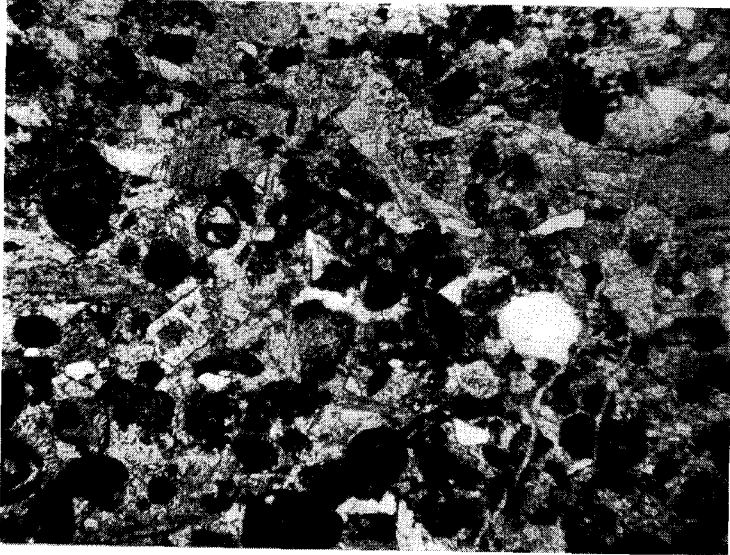


Bild 1. Miliolidenkalk aus den Tristelschichten. Das Bild zeigt Milioliden-Querschnitte (z. B. links außen), *Spiroplectamina* sp. (Bildmitte) und rotaliide Formen. Die Foraminiferenschalen sind meistens von Pyrit imprägniert, Jagdberggebiet, Vergr. 32 \times .



Bild 2. Tristelbreccie mit verkiesteten Milioliden zwischen eckigen Quarzkörnern, daneben rotaliide Formen, mergelig-kalkiges Bindemittel, Lobental, Vergr. 32 \times .

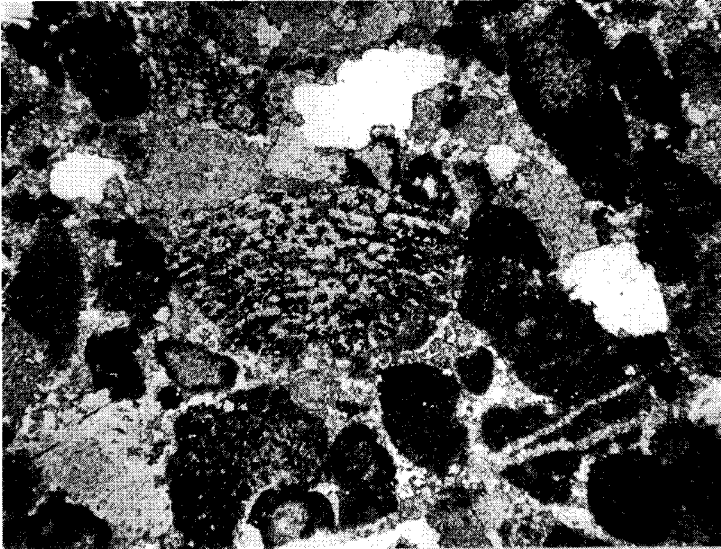


Bild 1. Tristalbrekzie mit *Orbitolina conoidea* GRAS (Bildmitte), weiß = Quarz, mittelgrau = meist mergelig-kalkiges Bindemittel, seltener Feldspat und Glimmer, dunkelgrau bis schwarz = Mergel- und Kalkbröckchen, Lobental, Vergr. 32 ×.

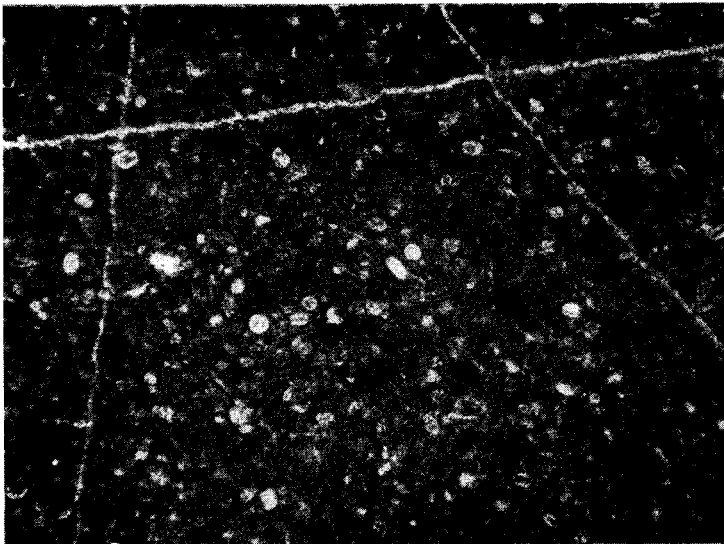


Bild 2. Dichter Piesenkopf-Kalk mit zahlreichen Exemplaren von *Cadosina sphaerica* KAUFM. und *Pittonella ovalis* LOR.; westlich Sattler-Moos, Pos. Blatt Trauchgau, Vergr. 53 ×.

Quarz, Muskowit, Tonsubstanz und kalkiges Bindemittel sind die Hauptgemengteile. Nicht so groß wie in anderen Gebieten ist im Trauchgau-Flysch der Gehalt an kohligen Pflanzenresten.

In Dünnschliffen ist in der Regel folgendes Bild zu erkennen: Dichte Kalkgrundmasse mit Tongehalt. Darin meist eckige, zerbrochene und undulös auslöschende Quarze, daneben Muskowit, Biotit, Chlorit, Orthoklas, Plagioklas, Mergel- und Kalkkörner, kohlige Bestandteile und vereinzelt Zirkon, Granat und Pyrit.

Weit verbreitet, besonders an der Basis und im oberen Teil der Serie, sind auch brekziöse Sandsteine mit durchschnittlich 2—3 mm großen Komponenten, darunter reichlich Quarz und kalkiges Material, sowie Feldspat, Muskowit, Serpentin und Glimmerschiefer. Stellenweise finden sich noch feinkonglomeratische Lagen, so im Schwarzen-Bach, im Wasserscheid-Graben und an der Scherenauer-Laine. Besonders erwähnenswert sind darin Mergel- und Kalkgerölle sowie zahlreiche, im verwitterten Zustand leicht schmierige, plattige Grünschiefer- und Tonschieferbruchstücke von 2—3 cm Größe.

Im unteren Schwarzen-Bach trifft man auf einen Sandstein, der sich durch verschiedene Eigenschaften von den übrigen Varietäten abhebt. Er ist hart, von stahlgrauer Farbe, und in der feinstkörnigen, dichten Grundsubstanz schwimmen zahlreiche winzige Muskowitschüppchen. Er ähnelt eher den dichten, harten Kalksandsteinen der Höheren Oberkreide. Ein Hammerschlag ergibt auch nicht den üblichen dumpfen, sondern einen hell klingenden Ton.

Eine weitere Abart des Reiselsberger Sandsteins sind gelegentlich auftretende, feinplattige, tonreiche Sandsteine, die sich bei zunehmendem Tongehalt zu plattigen, hellgrauen Sandschiefern entwickeln. Sie enthalten ebenfalls unzählige kleinste Muskowitschüppchen, welche die gute Spaltbarkeit bedingen (besonders gut aufgeschlossen im Klamm-Bach westlich vom Gsimseck auf Blatt Unterammergau).

Die Sandsteinbänke werden stets von dünnen Mergellagen begleitet. Daneben treten aber auch Mergelanreicherungen auf, sog. Zwischenschichten, die gewöhnlich bis zu 1 m, selten bis zu 3 und 5 m mächtig werden. Diese besitzen die Fazies der Piesenkopf-Serie und setzen sich aus dünnplattigen, 3—5 cm, maximal 20 cm mächtigen Kalk- und Kalksandsteinbänken zusammen, die mit dünnen, 2—5 cm mächtigen, grauen und graugrünen Mergellagen rege abwechseln. Sie dürfen nicht mit den im oberen Teil des Reiselsberger Sandsteins vermehrt auftretenden Mergel einschaltungen verwechselt werden, die dort den Übergang in die Piesenkopf-Serie einleiten.

Der Reiselsberger Sandstein nimmt im Untersuchungsgebiet weite Flächen ein. Zwischen Jagd- und Buchberg begleitet er oft die Flanken von Sattelzügen. Ein achsialer Sandsteinzug erstreckt sich vom Bannwald-See in Richtung Tiefenbach—Nordhang Reiselsberg—Brameck bis an die Ammer heran (vgl. M. RICHTER 1924 und später).

Die Abnahme der Sandsteinmächtigkeit von Norden nach Süden deckt sich mit Beobachtungen in Nachbargebieten. Der Mächtigkeit von annähernd 200 m in dem oben beschriebenen markanten Sandsteinzug stehen im Schleifmühlen-Graben (Hölle) nur noch wenige Meter gegenüber.

Fossilien wurden nicht aufgefunden. Im Reiselsberger Sandstein der Vorarlberger Flyschzone sind jedoch Globotruncanen vom *lapparenti*-Typ bekannt geworden, weshalb ihn ALLEMANN, BLASER & NÄNNY (1951) vollständig und



Abb. 4. Piesenkopf-Serie mit Spezialfaltung. Scherenauer Laine, Pos.-Blatt Unterammergau.

P. LANGE (1956) zum Teil ins Turon einstuft. Eine heterochrone Entstehung über so weite Entfernungen hinweg erscheint indessen nicht ausgeschlossen. Trotzdem darf angenommen werden, daß auch im Ammergau die Sandsteinbildung bis in das Turon anhält. Die untere Grenze ergibt sich aus den Osterschwanger Schichten, die im unteren Cenoman enden.

2. Piesenkopf-Serie (höheres Turon bis Coniac)

Unter Piesenkopf-Schichten verstand man bisher den gesamten Schichtenkomplex der Oberkreide im Nordbereich der Flyschzone, der sich über dem Reiselsberger Sandstein aufbaut. Durch die Abtrennung höherer Oberkreide-Serien und durch die Beschränkung der Bezeichnung „Piesenkopf-Schichten“ auf eine ganz bestimmte Faziesbildung, gelang, es dieselben stratigraphisch erheblich einzuengen.

Die Piesenkopf-Serie entwickelt sich aus dem Reiselsberger Sandstein auf die Weise, daß sich immer häufiger Mergel- und dünnplattige Kieselkalklagen einschalten, während die Sandsteinbänke allmählich zurücktreten und schließlich ganz ausbleiben. Die Grenze zwischen diesen leicht zu unterscheidenden Serien wurde mit dem Aussetzen der letzten Reiselsberger Sandsteinbank gelegt. Der Übergang ist gut an der Scherenauer Laine zu beobachten (Pos.-Bl. Unterammergau), wo der Bach mehrmals die Grenze Piesenkopf-Serie/Reiselsberger Sandstein schneidet.

Das unverkennbare Merkmal der Piesenkopf-Serie ist ihre Dünnplattigkeit (Abb. 4, 9). Sie wird hervorgerufen durch einen schnellen Wechsel aus dünnen harten Bänken und weichen Mergellagen. Als harte Bänke finden sich Kalksandsteine, Kieselkalke und reine dichte Kalke (Tafel 2, Bild 2), deren Mächtigkeiten durchschnittlich 1—5 cm, seltener bis 15 cm oder mehr betragen. Diese lösen sich unaufhörlich mit graugrünen, graublauen oder gelblich-grauen,

dünnen Mergel- und Tonlagen ab. Die innige Wechsellagerung beider Gesteinsarten ermöglichte eine intensive Spezialfaltung.

Gelegentlich sind an der Basis der Piesenkopf-Serie, seltener auch inmitten oder im oberen Teil derselben, linsenförmig rote Tonlagen eingeschaltet („Obere bunte Mergel s. str.“ BLÜHER 1935, CUSTODIS & SCHMIDT-THOMÉ 1939). Da nur selten einmal ein 3—5 m mächtiges Schichtpaket mit roten Tonlinsen durchsetzt ist (z. B. am Angst-Bach, unterhalb P. 1097) und eine strenge Horizontbeständigkeit nicht nachgewiesen werden kann, dürfen diese roten Einschaltungen als Bestandteil der Piesenkopf-Serie betrachtet werden. — Im Sitz-Graben wurde in Form loser Blöcke noch eine Brekzie aufgefunden, die zahlreiche kristalline Komponenten bis 1 cm Größe enthielt, darunter rote Feldspäte, Muskowit, Biotit und Bruchstücke aus Grünschiefer und Phyllit. Es handelt sich wahrscheinlich um denselben Brekzienhorizont, den bereits M. RICHTER (1931) in der von ihm ausgeschiedenen „Röthenbach-Serie“ beschrieben hat. Leider konnte die Brekzie an dem 1931 angegebenen Ort, nämlich am unteren Röthenbach, nicht wieder aufgefunden werden. Die seinerzeit als „Röthenbach-Serie“ bezeichneten Schichten gehören dem oberen Teil der Piesenkopf-Serie an.

Die Serie findet sich u. a. gut aufgeschlossen am Tiefenbach (= „Bunte Zwischenschichten“ M. RICHTERS, 1931), ferner am Röthenbach, Angst- und Hengst-Bach und im Halbammertal. Die Mächtigkeit läßt sich infolge der lebhaften Spezialfaltung nur ungenau angeben. Im Norden des Untersuchungsgebietes dürfte das Maximum bei 200 m liegen.

Die Piesenkopf-Schichten nehmen nach Süden hin ab und gehen dabei in die dort verbreitete Fazies der Zementmergel über. Dieser Fazieswechsel vollzieht sich auf die Weise, daß die Piesenkopf-Schichten zuerst weit über den Reiselsberger Sandstein nach Süden vordringen, um in ihrer späteren Entwicklung allmählich wieder nach Norden zurückzuweichen. Dabei werden sie horizontal wie vertikal fortschreitend von den Zementmergeln ersetzt.

Fast alle Proben der Piesenkopf-Serie enthielten reiche und gut einstuftbare Faunen. Bemerkenswert erscheint die Tatsache, daß sie im Trauchgau-Flysch die einzige Serie der Oberkreide ist, die in reicher Zahl Globotruncanen führt. Im einzelnen bestimmten F. BETTENSTAEDT & C. A. WICHER (80. Notiz, 1954): *Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZ., *Gl. lapparenti tricarinata* (QUER.), *Gl. lapparenti coronata* BOLLI, *Ammodiscus* sp. und Radiolarien. Außerdem fand sich eine immer wiederkehrende und von F. BETTENSTAEDT als typische „Piesenkopf-Sandschalerfauna“ bezeichnete Vergesellschaftung, bestehend aus teilweise recht großwüchsigen Rhizamminen und Trochamminen.

In Dünnschliffen ließen sich zahlreich *Cadosina sphaerica* KAUFM. und *Pithonella ovalis* LOR. (beide Formen werden ebenso häufig im altersgleichen Seewerkalk des Helvetikums angetroffen), sowie Globigerinen, Gumbelinen und rotaliide Formen erkennen (Tafel 2, Bild 2).

HAGN & ZEIL (1954) konnten in den Ammergauer Kalkalpen nachweisen, daß Globotruncanen vom *lapparenti*-Typ schon im tiefsten Turon auftreten. Dieser Zeitpunkt würde sich demnach auch für den Einsatz der Piesenkopf-Serie ergeben. Da jedoch angenommen wird (s. S. 66), daß auch der Reiselsberger Sandstein ins Turon hinaufreicht, ergibt sich für den Einsatz der Piesenkopf-Serie höheres Turon. Etwa zur gleichen Zeit läßt sie auch P. LANGE (1956)

im Kleinen Walsertal beginnen. ALLEMANN, BLASER & NÄNNY (1951) stellen diese Serie in das untere Sénonien²⁾. Die obere Altersgrenze ist örtlich verschieden. Im Norden des Untersuchungsgebietes setzt die Bildung der Piesenkopf-Serie sicher bis ins Santon fort. Nach Süden zu dürfte sie im Einklang mit dem Faziesübergang in die Zementmergel und der damit verbundenen Mächtigungsabnahme allmählich früher enden. Als gemittelte Alterseinstufung läßt sich für die Piesenkopf-Serie wohl höheres Turon bis Coniac angeben.

3. Zementmergel-Serie (Santon — Untercampan)

Die Zementmergel³⁾ sind vorzugsweise an den Südbereich der Flyschzone gebunden, wo sie in eintöniger Folge den gesamten Schichtenbestand der Oberkreide aufbauen. Während der oben beschriebenen Faziesverzahnung greifen sie jedoch schräg über die Piesenkopf-Schichten hinweg auch weit in den Nordbereich der Flyschzone über und bilden dort eine eigene und ziemlich mächtige Serie der mittleren Oberkreide. Die folgenden Ausführungen über die Zementmergel-Serie beziehen sich, falls nicht anders darauf hingewiesen wird, nur auf ihr nördliches Verbreitungsgebiet.

Die Zementmergel sind mit den Piesenkopf-Schichten durch einen kontinuierlichen Übergang verknüpft. Die Dünnplattigkeit der Sedimente geht verloren und die Mergel- und Tonlagen treten anteilmäßig zurück. Statt dessen schalten sich in zunehmender Anzahl und Mächtigkeit die charakteristischen Mergelkalke ein. Die Grenze zwischen den beiden Serien läßt sich nicht überall scharf ziehen, da der Übergang örtlich recht verschieden ausgebildet sein kann. Mitunter bleibt trotz der vorhandenen Mergelkalke die Dünnbankigkeit der Piesenkopf-Serie erhalten, oder die Piesenkopf-Schichten zeigen schon dicke Bankung, obwohl noch keine Mergelkalke zugegen sind. Im allgemeinen wurde die Grenze mit dem Einsetzen von dicken, über 30 cm anschwellenden Mergelkalken gelegt.

Die Mergelkalke⁴⁾ sind das typische Gestein dieser Serie. Sie besitzen im frischen und feuchten Zustand eine dunkelgraue Farbe, erhalten in trockener Luft einen hellgrauen Anflug und zerfallen gern, je nach Sand- und Tongehalt, in feinsplittrige bis grobe Scherben. Ein einziger Hammerschlag kann einen größeren Block in zahlreiche Splitter zerlegen. Die Schicht- und Bruchflächen geben dabei reichlich Helminthoiden und Chondriten frei. Im Durchschnitt werden die Mergelkalke 0,5 bis 1 m mächtig, selten bis zu 2 m. Die Dünnschliffe zeigen eine dichte mergelige Grundmasse, in der bisweilen einige Schwammnadeln schwimmen. Die Mergelkalke gehen nach oben häufig in milde Mergel bis Tonmergel über.

Ferner herrschen bis 1,5 m mächtige blaugraue, harte, mehr oder weniger sandige Kalksteine vor, die an ihrer Oberfläche eine blaß rötliche bis rostbraune, harte Verwitterungsrinde bilden. Bei zunehmendem Kieselsäuregehalt gehen

²⁾ Die Piesenkopf-Serie wird im Vorarlberger Flysch Plankner-Serie genannt (ALLEMANN & BLASER 1950).

³⁾ Statt Zementmergel war zeitweilig der Name „Graue Leimernschichten“ geläufig. E. KRAUS nannte die Serie in der Oberstdorfer Decke „Birnwangschichten“.

⁴⁾ Sie dienten früher zeitweilig als Zementrohstoff.

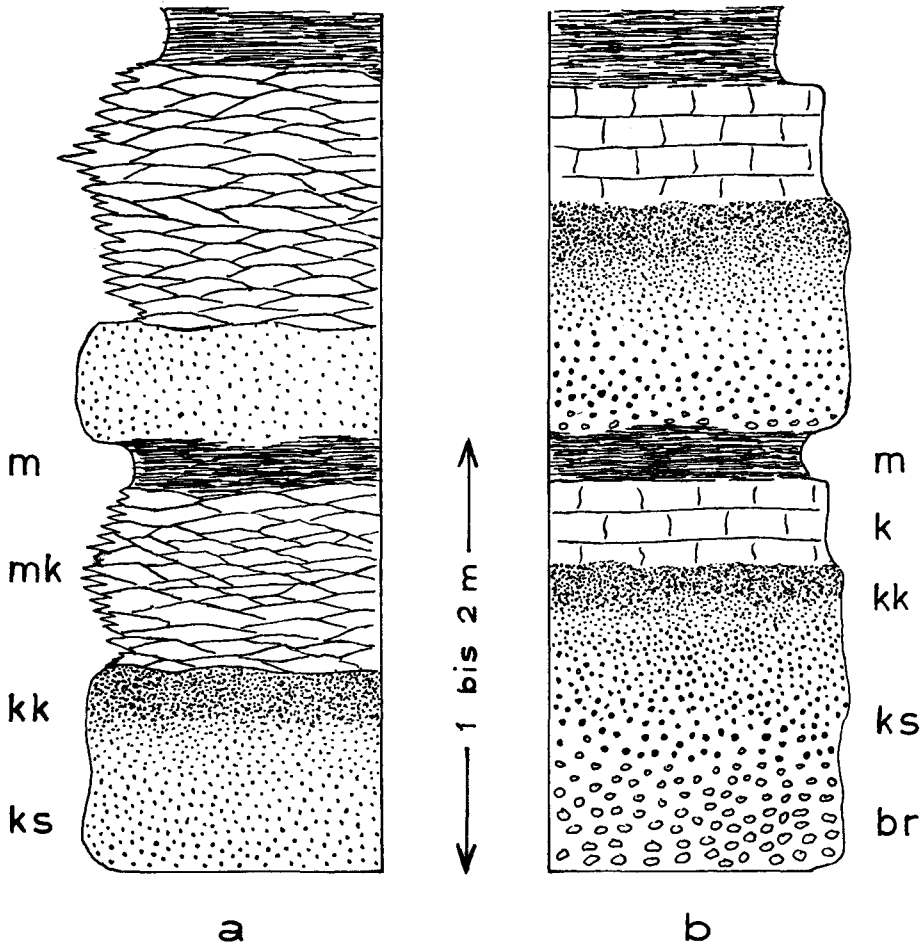


Abb. 5. Unsymmetrische Repetitionsschichtung und „graded bedding“ in der Zementmergel-Serie (a) und der Hällritzer-Serie (b). br = Feinbrekzie, ks = Kalksandstein und sandiger Kalkstein, kk = Kieselkalk, k = Kalkpelit, mk = Mergelkalk, m = Mergel und Tonmergel.

sie in Kieselkalke über, deren Kieselsäure, wie die Schliffbilder zeigen, auf zahlreiche in Zersetzung begriffene Schwammnadeln zurückzuführen ist. Die Verkieselung kann bis zur Hornsteinbildung fortgeschritten sein. Bezeichnend für die Sand- und Kieselkalke ist ferner eine gut ausgeprägte, unter dem Mikroskop noch sichtbare Feinschichtung.

Beide Gesteinstypen lösen sich nun unaufhörlich ab, so daß sie in monotoner Wechsellagerung die gesamte Zementmergel-Serie aufbauen (Abb. 5).

Aus paläogeographischen Gründen erscheint noch folgende Beobachtung wichtig: Am Nordhang des Hohen Trauchberges beginnen die Sand- und Kieselkalke der Zementmergel-Serie an der Basis häufig mit groben Sandschüttungen. Unter der Lupe beobachtet man vorwiegend Quarz, ferner Feldspat, Muskowit, Biotit sowie Grünschiefer- und Mergelbruchstückchen. Im Süden der Zementmergelverbreitung sucht man vergebens nach dieser Erscheinung. Dort sind alle Gesteine feinkörnig ausgebildet.

Zementmergel findet man gut aufgeschlossen am Halblech, im Lobental und am Röthenbach. Im Halbammertal und am Röthenbach läßt sich der Übergang aus Piesenkopf-Schichten beobachten. An der Halbammer wird eine Zementmergelmulde beiderseits von Piesenkopf-Serie umrahmt (Abb. 8, S. 77). Die Mächtigkeit der Zementmergel im Nordbereich der Flyschzone kann im Trauchgau-Flysch 250 bis 300 m betragen.

Im Vorarlberger Flysch zwischen Liechtenstein und dem Kleinen Walsertal werden die Zementmergel vollständig von den Piesenkopf-Schichten, bzw. von der Plankner Serie vertreten (ALLEMANN, BLASER & NÄNNY 1951; P. LANGE 1956; A. SCHNEIDER 1957). Ähnliche Verhältnisse wie im Trauchgau-Flysch finden sich in der nördlichen Vorarlberger Flyschzone wieder (M. RICHTER 1957).

Die Serie zeichnet sich geradezu durch Fossilarmut aus. Außer spärlichen Trochamminen, häufiger Rhizamminen und linsenförmigen Radiolarien in Schlammproben sowie wenigen Gumbelinen und Globigerinen in Schliften wurde nur eine einzige *Globotruncana* aus der *lapparenti*-Gruppe gefunden, die auf höheres Turon bis Campan hinweist (F. BETTENSTAEDT 1954, 80. Notiz). Ein relativer Altersnachweis gelingt aber durch die liegende Piesenkopf-Serie, die bis zur Grenze Coniac/Santon hinaufreicht, und durch die hangende Hällritzer Serie, die im Obercampan einsetzt. Demzufolge ergibt sich für die Zementmergel im Nordbereich des Trauchgau-Flysches etwa ein Alter von Santon bis Untercampan.

4. Hällritzer Serie (Obercampan bis unteres Maastricht)

Es gelang im Trauchgau-Flysch über den Zementmergeln noch zwei weitere Serien abzutrennen, für die M. RICHTER die Namen Hällritzer und Bleicherhorn-Serie vorschlug⁵⁾. Stratigraphisch und lithologisch lassen sie sich mit der durch ALLEMANN, BLASER & NÄNNY (1951) in der Vorarlberger Flyschzone ausgeschiedenen Planknerbrücke- und Fanóla-Serie vergleichen. Den genannten Autoren kommt auch das Verdienst zu, diesen höheren Oberkreide-Flysch erstmalig mikropaläontologisch belegt zu haben. P. LANGE (1955, 1956) und A. SCHNEIDER (1957) beschrieben die gleichen Schichten auch aus dem Kleinen Walsertal.

Die Zementmergel leiten in die Hällritzer Serie über, indem allmählich die hellgrau anwitternden Mergelkalke zurücktreten und schließlich vollständig durch sandige Gesteine ersetzt werden. Das Vorwiegen psammitischer Fazies, eine schwach zunehmende Glaukonitführung und eine heterogene, monoton wiederkehrende Gesteinsfolge sind Hauptkennzeichen der Hällritzer Serie (Abb. 6).

Sie setzt sich im einzelnen aus polygenen Feinbrekzien, Sandsteinen, Kalksandsteinen, Kieselkalken und reinen, dichten Kalksteinen zusammen, zwischen die sich wiederholt dünne, milde Mergellagen einschalten. Auf den Schichtflächen und nicht selten auch innerhalb der Gesteinsbänke beobachtet man häufig synsedimentäre Fließstrukturen und Fältelung. Außerdem enthalten sie zahlreiche Lebensspuren, wie Chondriten und Helminthoiden. Bezeichnend für diese

⁵⁾ Benannt nach den Lokalitäten „Hällritzer Eck“ und „Bleicher Horn“ auf Pos.-Blatt Balderschwang im Allgäu.

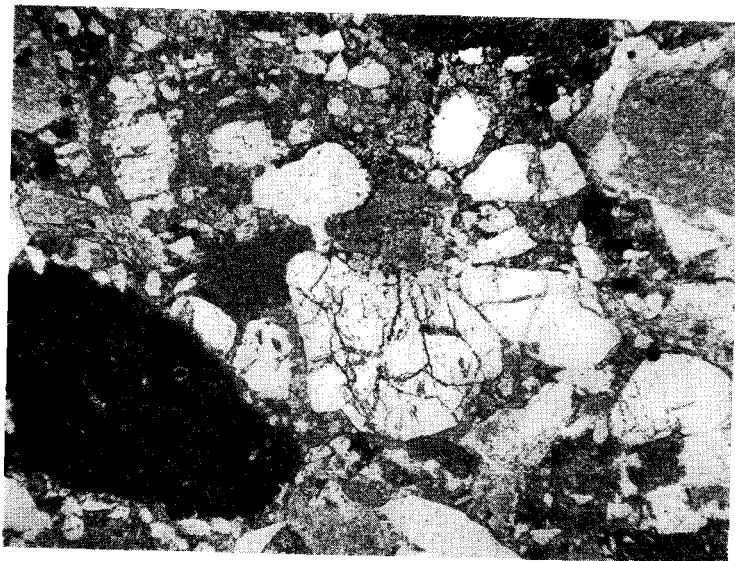


Bild 1. Feinbreckzie mit *Calpionella alpina* LOR. in Kalkgeröll (— schwärzlich), weiß = Quarz und Feldspat, hell- bis mittelgrau — meist mergelig-kalkiges Bindemittel, vereinzelt zersetzter Feldspat, Glaukonit und Biotit. Hällritzer Serie, Röthenbach, H. 1010 m, Vergr. 32 ×.

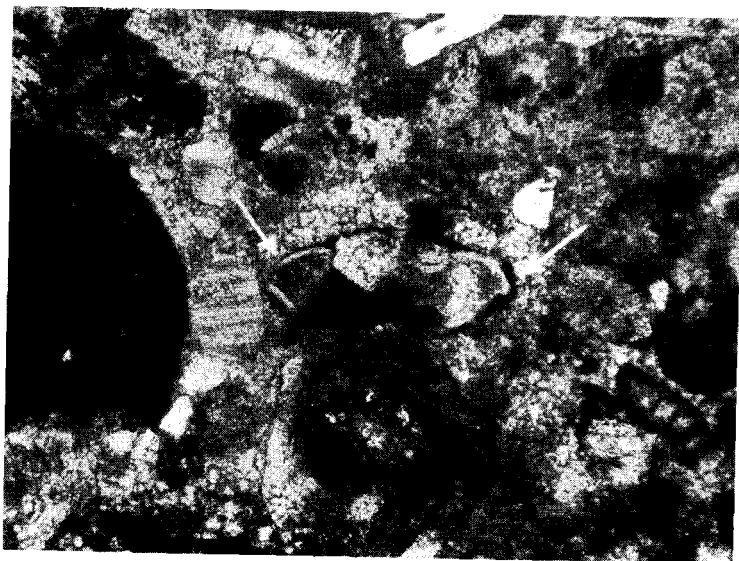


Bild 2. Sandiger Kalkstein mit *Globotruncana* sp. (Bildmitte). Hällritzer Serie, Vorder-Anwurf, H. 1350 m, Pos.-Blatt Trauchgau, Vergr. 53 ×.

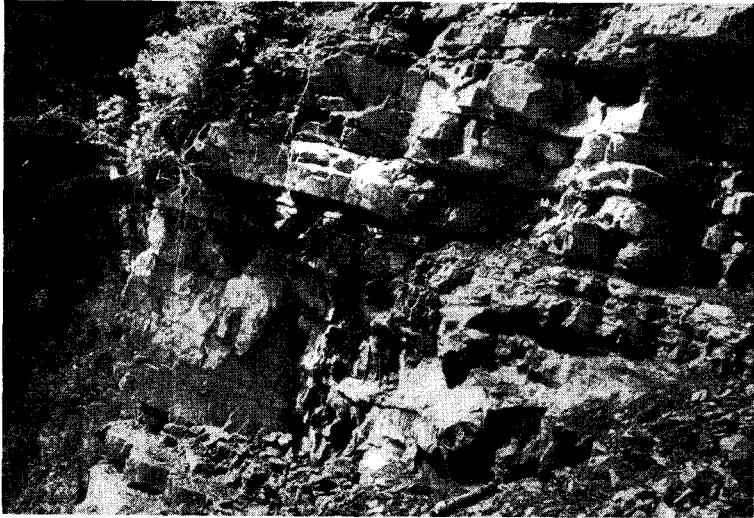


Abb. 6. Hällritzer Serie im Halblechtal. Steinbruch unterhalb P. 863.

Serie sind ferner unsymmetrische Repetitionsschichtung und „graded bedding“. Ein Rhythmus beginnt an der Basis jeweils mit Feinbrekzie bzw. grobem Sandstein, der sich nach oben — vielfach ohne Schichtfuge — zu Sandkalk und anschließend zu dichtem Kieselkalk entwickelt, Kalkpelit und Mergel beenden die Reihe. Die Zyklen sind nicht immer gleich. So findet man an der Basis oft nur Kieselkalk, oder ein Rhythmus wird nicht beendet, sondern durch grobe Schüttungen von neuem begonnen. Vielfach ist die ganze Folge ohne deutliche Schichtfuge in einer einzigen Gesteinsbank vereinigt (Abb. 5). Die Mächtigkeiten der harten Gesteinsbänke schwanken zwischen 10 cm und 2 m, im Durchschnitt sind sie 0,5 bis 1 m dick.

Über die Zusammensetzung der einzelnen Gesteinstypen läßt sich folgendes aussagen: die Feinbrekzien und groben Sandsteine besitzen durchweg kalkiges Bindemittel und enthalten neben reichlich Quarz auch Muskowit, Biotit und Feldspat.

Im Dünnschliff erkennt man neben den bereits genannten Mineralien Kalkspat, Glaukonit, Pyrit, Granat und zahlreiche Kalk- und Mergelbrocken, die gelegentlich *Calpionella alpina* LOR. führen (Tafel 3, Bild 1). Die Quarze zeigen häufig undulöse Auslöschung.

Die Kalksandsteine sind ähnlich aufgebaut, nur sind ihre Komponenten feiner. Sie unterscheiden sich untereinander durch etwas wechselnden Quarz-, Glimmer- und Glaukonitgehalt. Übereinstimmend besitzen sie alle eine große Härte und Dichte und sind gegenüber Witterungseinflüssen recht widerstandsfähig. In der näheren Umgebung werden sie zusammen mit den Kieselkalken gern als Splitt und Schottermaterial und zur Wildbachverbauung verwendet.

Die Kieselkalke erweisen sich u. d. M. vielfach als reine Spongite, in denen die Schwammnadeln in Auflösung begriffen sind und deren frei gewordene Kieselsäure sich innig mit der kalkig-mergeligen Grundsubstanz vermischt hat.

Durch vollständige Verkieselung entstandene Hornsteinlagen sind weit verbreitet. Äußerlich erkennt man die Kieselkalke an ihrer Dichte, am feinen Korn sowie durch ihre blau- bis stahlgraue Farbe und muscheligen Bruch. An der Oberfläche bilden sie in der Regel eine dünne, harte, blaß rötliche bis rostbraune Verwitterungsrinde. Auf Klufflächen tragen sie meistens weiße Kalkspatbestege. Die Kieselkalke der Hällritzer Serie sind in ihrer Ausbildung identisch mit denen der Zementmergel. Sie stellen allgemein den verbreitetsten Gesteinstyp des Oberkreide-Flysches dar.

Die dichten Kalksteine (Kalkpelite), die sich innerhalb eines Kleinzyklus nach oben aus den Kieselkalken entwickeln, besitzen äußerlich eine hellgraue bis weiße Farbe. Im frischen Anschlag sind sie am häufigsten grau- bis gelblich-braun. Der Bruch ist muschelig-schalig und glatt. Im Dünnschliff zeigt sich das Gestein als völlig dichte, nicht auflösbare Kalkmasse, in der vereinzelt Schwammnadeln, Radiolarien und Globigerinenreste schwimmen.

Die Hällritzer Serie ist sehr gut aufgeschlossen im Halblechtal und am unteren Röthenbach. An beiden Orten läßt sich auch ihr Übergang aus den Zementmergeln beobachten. Am Hochwildfeuer-Berg und am Hochscherger bildet sie den Kern der nördlichen Oberkreidemulde. Die Mächtigkeit liegt im Maximum bei ca. 300 m.

Der besondere Gesteinscharakter der Hällritzer Serie wurde auch von E. KRAUS erkannt. Er bezeichnete 1942 die Gesteine am Halblech als „Halblech-Schichten“, rechnete sie jedoch, wie den gesamten Flysch am Hohen Trauchberg, zur Unterkreide der Sigiswanger Decke.

Die zahlreichen Schlammproben enttäuschten insofern, daß sie keine Globotruncanen enthielten. Statt dessen fand sich in allen Proben eine reiche und großwüchsige „Wildflysch-Sandschalerfauna“, die F. BETTENSTAEDT (1954, 1957) nach allen bisherigen Erfahrungen von Obercampan bis Dan, evtl. bis Untereozän einstuft (vgl. S. 73). Damit ergibt sich für die untere Altersgrenze der Hällritzer Serie Obercampan. Indessen will eine zeitliche Abtrennung von der hangenden Bleicherhorn-Serie wegen gleicher Faunenführung noch nicht gelingen. Globotruncanen-Funde in Dünnschliffen der Bleicherhorn-Serie weisen darauf hin, daß die Grenze noch innerhalb des Maastricht liegen muß. Bis zu einer sicheren Datierung soll in Anlehnung an die Ergebnisse von P. LANGE (1955, 1956) im Kleinen Walsertal als Zeitpunkt unteres Maastricht angenommen werden.

In Dünnschliffen erkannte H. HAGN *Globotruncana rosetta* (CARSEY), *Globotruncana* sp. (Tafel 3, Bild 2), *Bolivina* sp. sowie *Nodosaria* sp., *Gyrodina* sp. und andere rotaliide Formen, ferner Radiolarien, Seeigelstacheln, Bryozoen- und Muschelschalenreste.

5. Bleicherhorn-Serie (oberes Maastricht — ? Untereozän)

Die Verwandtschaft dieses jüngsten Flyschhorizontes mit der Fanóla-Serie in Vorarlberg wurde bereits erwähnt. Aber auch nach Osten hin ergeben sich Beziehungen. Der „Schliersbergsandstein“ im Gebiet des Tegernsees (M. RICHTER, A. CUSTODIS, J. NIEDERMAYER & P. SCHMIDT-THOMÉ 1939) und zwischen Bergen und der Enns (M. RICHTER & G. MÜLLER-DEILE 1940), die mürbsandsteinführende Oberkreide aus dem Wiener Wald (G. GÖTZINGER 1952. S. PREY 1950,

1952) und der "jüngere Flyschsandstein" (P. SCHMIDT-THOMÉ 1951) stimmen faziell und stratigraphisch mit der Bleicherhorn-Serie überein.

Es ist eine Schichtenfolge, in der beinahe sämtliche Gesteinstypen aus den liegenden Flysch-Serien nochmals zusammen auftreten. Eine lithologische Unterscheidung von der Hällritzer Serie wird dadurch möglich, daß sich zwischen die vorwiegend sandigen Gesteine erneut Mergelkalke vom Typ Zementmergel einschalten, zu denen sich bald mürbe Sandsteine und im vermehrten Maße dichte, reine Kalksteine (Kalkpelite) gesellen. Bleicherhorn-Serie wurde mit dem Auftreten der ersten Mergelkalke kartiert.

Die psammitische Fazies, die in der Hällritzer Serie vorherrschte, bleibt im wesentlichen erhalten. Man beobachtet wieder die gleichen Feinbrekzien, Sandsteine und Kalksandsteine, sowie Repetitionsschichtung und „graded bedding“. Die feinstkörnigen und spongitischen Kieselkalke treten an Häufigkeit etwas zurück.

Als „Leitgesteine“ sind die Mürbsandsteine vom Typ Reiselsberger Sandstein und die Mergelkalke vom Typ Zementmergel zu betrachten. Sie besitzen annähernd oder vollkommen dieselbe Beschaffenheit wie in den Typus-Serien und schwellen in Bänken bis zu 1,5 m an. Häufig treten sie zusammen in Wechsellagerung auf, wozu sich gern noch zahlreiche bis zu 1 m dicke Kalkpelite einstellen. Für die Gesteinsvielfalt dieser Serie ist ferner ein 30—40 m mächtiger Horizont in fazieller Ausbildung der Piesenkopf-Schichten bezeichnend, der am oberen Röthenbach ansteht. Sein Niveau innerhalb der Bleicherhorn-Serie, sowie seine Horizontbeständigkeit sind noch unsicher. Vermutlich handelt es sich nur um eine lokale Erscheinung.

Die Bleicherhorn-Serie bildet im Trauchgau-Flysch den Kern der nördlichen Oberkreidemulde. Als jüngste Serie war sie nach der Auffaltung des Flysches am stärksten der Abtragung ausgesetzt. Sie ist erhalten geblieben am Görgeleck und am Hohen Trauchberg zwischen Wolfskopf und Niederbleick. Gute Aufschlüsse finden sich in der Umgebung der Mayrsalpe, im Grübels-Graben und am oberen Röthenbach. Die Mächtigkeit läßt sich nur schätzungsweise angeben und mag im Untersuchungsgebiet zwischen 150 und 200 m liegen.

Die Schlammproben erbrachten das gleiche Ergebnis wie in der Hällritzer Serie. Von Bedeutung sind die Proben 51/53 und 15/54 bis 19/54 aus dem Grübels-Graben. Neben den schon erwähnten „Wildflysch-Sandschalern“ fanden sich einige schwache Hinweise auf Dan. In der Probe 51/53 tritt zu den großwüchsigen Sandschalern die Diatomeen-Gattung *Coscinodiscus* in zahlreichen pyritisierten Exemplaren, die sich nur wenig von der nordwestdeutschen Art im Untereozän unterscheiden. Damit ist tiefes Alttertiär wahrscheinlich. *Coscinodiscus* sp. setzt in Nordwestdeutschland erst im Untereozän 1 (unteres Ypresien) ein, die Gattung könnte aber nach einer briefl. Mitteilung von Dr. BETTENSTAEDT, Hannover, im alpinen Raum schon im Paleozän vertreten sein.

In Dünnschliffen konnten u. a. *Bolivina incrassata* REUSS, *Neoflabellina* sp. und *Globotruncana* sp. erkannt werden, die dafür sprechen, daß in der Bleicherhorn-Serie auch Maastricht enthalten ist.

III. Tektonik

Der Trauchgau-Flysch läßt eine Sattelzone im Süden und eine Muldenzone im Norden erkennen. Beide Gebiete unterscheiden sich voneinander sowohl in ihrem tektonischen Aufbau als auch in der Ausbildung einzelner Flyschhorizonte.

a. Sattelzone im Süden

Die Sattelzone findet sich im Südwesten des Untersuchungsgebietes, wo sie den Raum zwischen Jagd- und Buchberg und seine Verlängerung nach Osten bis zum Lobental einnimmt. Sie gliedert sich in steile Sättel aus Unterkreide und schmale Mulden aus Oberkreide. Die beteiligten Schichtserien besitzen in der Regel Südfazies (vgl. S. 84) und sind meist von geringer Mächtigkeit. Alle Faltenzüge sind nur von kurzer Erstreckung. Sie beginnen südlich und südöstlich vom Bannwaldsee und streichen in östlicher bzw. südöstlicher Richtung gegen das Lobental hin, wo sie entweder vom Pleistozän bedeckt oder vom Kalkalpenrand abgeschnitten werden. Gelegentlich kommt es in dieser Zone zu Überschiebungen von geringer Schubweite (s. Abb. 7, Profil 1—3).

Der südlichste Sattelzug hebt sich am Südhang des Buchbühls aus der Füssener Bucht heraus und führt im Sattelkern noch die Quarzit-Serie. Er beginnt im Hammer-Graben (letzte Reste sind noch im Schutt bei H. 930 m zu erkennen) und streicht über die „Hölle“ zum Roß-Mösel und weiter in Richtung Lobental. Im Süden wird der Sattel von den Kalkalpen begrenzt, im Norden begleitet ihn eine in diesem Gebiet relativ breite Zementmergelmulde.

Nördlich der Zementmergelmulde, die vom Buchbühl über den Jagdberg bis zum südlichen Hennenkopf zu verfolgen ist, schließt sich ein zweiter Sattelzug an. Dieser beginnt am Nordhang des Jagdberges, streicht dort in Ostwest-Richtung diagonal den Hang hinauf und findet sich weiter östlich am Hennenkopf zwischen P. 1337 und P. 1358 wieder. Am Jagdberg treten im Sattelkern Tristelschichten auf, am Hennenkopf Gesteine der Quarzit-Serie.

Der dritte Sattel ist der markanteste. Er beginnt südöstlich des Bannwaldsees und läßt sich über die Kugelwälvung und den nördlichen Hennenkopf bis zur Leiterau-Hütte verfolgen. Seinen Kern bildet ein mächtiger Zug aus Tristelschichten, der nach Norden in breiter Front auf die vorgelagerte Mulde aufgeschoben ist. Nordwestlich der Kugelwälvung liegen die Tristelschichten auf Piesenkopf-Serie, am Nordhang des Hennenkopfes auf einem schmalen Band tektonisch stark beanspruchten Reiselsberger Sandsteins. Im Ammergauer Flyschgebiet stellt diese Überschiebung die größte ihrer Art dar⁶⁾.

Die Mulde an der Basis der Überschiebung streicht zunächst am Tiefenbach entlang, dann südlich der Leiterau (westl. P. 1091) vorbei bis zum Lobental. Nach Osten verbreitert sie sich zusehends und aus dem schmalen Band Piesenkopf-Schichten am Wurzenberg-Moos entwickelt sich im Lobental („Im Klamm“) eine mächtige Folge aus Zementmergel. Nördlich dieser Mulde schließt sich ein Zug aus Reiselsberger Sandstein an. Dieser ist von Hochkräut über die Leiterau, wo er meistens unter pleistozänen Schottern verborgen bleibt, bis zum Lobental

⁶⁾ E. KRAUS (1932 b, 1942) sah in ihr die Deckengrenze zwischen der Oberstdorfer und Sigiswanger Decke (s. S. 76).

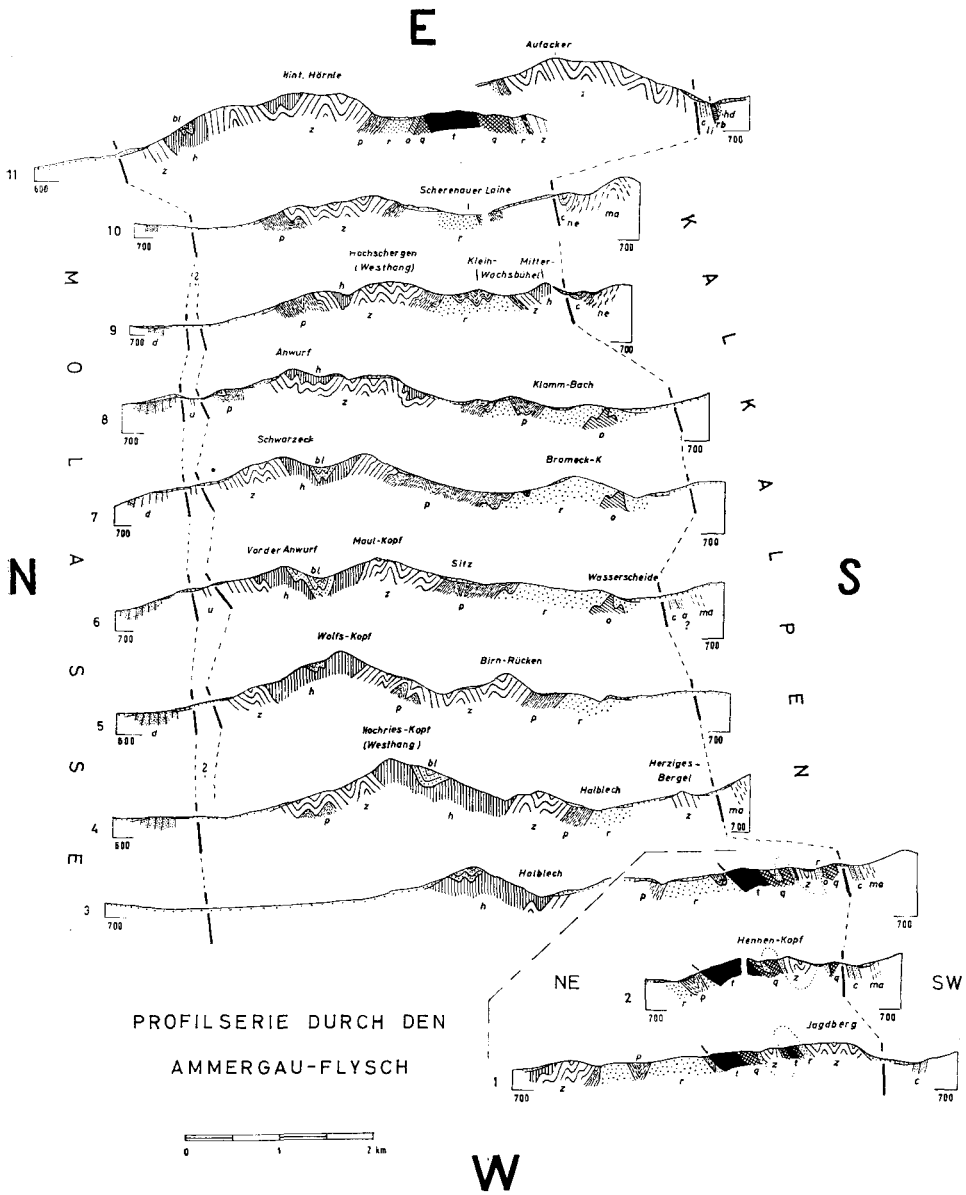


Abb. 7. Profilsérie durch den Ammergau-Flysch. Spezialfaltung schematisiert. Profil 11 z. T. nach BLÜHER (1935). Molasse: d = Deutenhausener Schichten. Ultrahelvetikum?: u = Unter-nogg-Zone. Flysch: t = Tristelschichten, q = Quarzit-Serie, o = Ofterschwanger Schichten bzw. Untere bunte Mergel, r = Reiselsberger Sandstein, p = Piesenkopf-Serie, z = Zementmergel-Serie, h = Hällritzer Serie, bl = Bleicherhorn-Serie. Ostalpin: rb = Raibler Schichten, hd = Hauptdolomit, li = Lias-Fleckenmergel, ma = Malm-Aptychenschichten, ne = Neokom-Aptychenschichten, a = Alb, c = Cenoman. Lage der Profile siehe Abb. 1.

zu verfolgen. Nördlich „Im Klamm“ heben sich unter diesem Sandsteinzug nochmals kleinere Vorkommen mit Tristelschichten und Quarzit-Serie heraus.

Östlich des Lobentales findet man Sattelstrukturen mit tieferer Unterkreide nur noch an wenigen Stellen aufgeschlossen. Das eine Vorkommen liegt am ansteigenden Hang südlich der Eck-Hütte (nördlich vom Aschen-Moos), wo Tristelschichten und Quarzit-Serie einen steilen, eng gepreßten Sattel bilden und wo die geringen Mächtigkeiten der beteiligten Schichten vermutlich auf tektonische Reduktion zurückzuführen sind. Es handelt sich hier wohl um die Fortsetzung des Sattels aus dem unteren Lobental. Das andere Vorkommen trifft man im Gebiet des Mardersteigs (Pos.-Bl. Unterammergau, wo zwischen dem Bayer-Bach und der Holzer-Hütte ein zweifacher, enger Sattel aus Quarzit-Serie, getrennt durch Reiselsberger Sandstein, ansteht. An der Basis des nördlichen Quarzitsattels findet man außerdem lose Blöcke von Tristelschichten, so daß man an dieser Stelle eine Aufschuppung tieferer Unterkreide auf den im Norden gelegenen Reiselsberger Sandsteinzug annehmen darf.

Wenden wir uns zurück nach Westen, so finden wir nördlich des Sandsteinzuges Hochkräut—Tiefenbach—Leiterau keine Unterkreide mehr aufgeschlossen. Es folgt noch eine schmale Mulde aus Piesenkopf-Serie (im unteren Tiefenbach anstehend) und darauf erneut Reiselsberger Sandstein. Die Sattelzone geht hier allmählich in die nördliche Muldenzone über, deren Südflanke bereits in den Zementmergeln des Buchberges zu suchen ist.

Im Bereich der Sattelzone herrscht also steile, engräumige und nordvergente Faltung vor, in deren Verlauf es mehrfach zu Aufschuppungen oder zu Überschiebungen kam. E. KRAUS (1942, S. 102) sah in der kräftigen Überschiebung am Nordhang des Hennenkopfes die Deckengrenze Oberstdorfer über Sigiswanger Decke und stützt diese Ansicht auf Mächtigkeits- und Faziesunterschiede beiderseits der Überschiebung.

Was die Mächtigkeiten der Schichten anbelangt, so sind diese unmittelbar beiderseits der Störung wohl nicht sehr verschieden. Die rasche Mächtigkeitsabnahme des Reiselsberger Sandsteins nach Süden zu beobachtet man auch in ungestörten Gebieten. Ebensowenig lassen sich fazielle Unterschiede nachweisen. Überall wo nördlich der Überschiebung Unterkreide aufgeschlossen ist (z. B. im Lobental und südlich der Eck-Hütte), findet sie sich in der gleichen Ausbildung wieder wie südlich davon. Wenn E. KRAUS (1942, S. 100—102) im Norden unter dem „Hauptflyschsandstein“ die Gesteine der Quarzitgruppe vergeblich sucht, während sie im Süden immer vorhanden seien, so liegt es daran, daß es sich bei allen Lokalitäten, auf die E. KRAUS hinweist, nicht um Unterkreide, sondern um Oberkreide handelt (z.B. am Buchberg und im Halblechtal). Treten aber trotzdem weiträumige Faziesunterschiede auf, so passen sie sich dem allgemeinen Bild der Faziesverteilung in der oberbayerischen Flyschzone an. Die Ursachen dafür sind paläogeographischer Natur.

Schließlich ist es die Art der Störung selbst, insbesondere die geringe Schubweite, die gegen die Anwendung des Begriffes „Decke“ spricht. Bei der hier diskutierten Schubfläche handelt es sich um eine normale Überschiebung eines Sattelnukleus auf die vorgelagerte Mulde. Der Trauchgau-Flysch ist damit eine tektonische Einheit. Er gehört der ungeteilten oberbayerischen Flyschzone an. Im Bauplan der Alpen besitzt dieselbe unterostalpine Stellung (M. RICHTER).

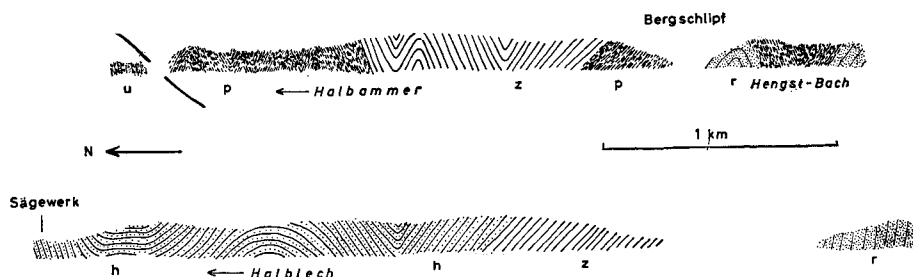


Abb. 8. Das Halbammer- und Halblech-Profil. Abkürzungen wie in Abb. 7.

b. Die Muldenzone im Norden

Der Nordrand des Trauchgau-Flysches wird von einer weiträumigen Muldenzone eingenommen, deren mächtiger Schichtenbestand sich nur noch aus Oberkreide zusammensetzt. Sie baut u. a. die breiten nördlichen Flyschberge zwischen Buchberg und Hochschergen auf. Die Tektonik ist einfach. Es handelt sich um eine breite, von Spezialfaltung überprägte Mulde mit weitem Spannendem Faltenwurf, die gelegentlich in sich aufgesattelt ist. Das Streichen läuft im allgemeinen Ost-West. Abweichungen davon verursacht häufig die Spezialfaltung (s. Abb. 7, Profil 4—11, Abb. 8).

Der Großbau wird durch wenige markante Züge erklärt. Verfolgt man jeweils das Muldenjüngste, so erhält man eine achsiale Linie mit folgendem Verlauf: Buchberg—Mühlschartenkopf—Görgeleck—Hochrieskopf—Wolfskopf—oberer Röthenbach—Niederbleick—Hochwildfeuerberg—Nordhang Hochschergen. Die Muldenfüllungen werden von Bleicherhorn- bzw. Hällritzer Serie eingenommen. Gegen die Flanken hin heben sich nacheinander die Zementmergel und Piesenkopf-Schichten heraus. Im Süden wird die Muldenzone in ihrer ganzen Erstreckung von einem markanten Sattel aus Reiselberger Sandstein begleitet. Dieser beginnt westlich des Sattler-Moos, streicht am Nordfuß des Reiselbergs vorbei zum Schwarzen-Köpfel und hebt sich nördlich der Wasserscheide und am Brameck-Köpfel soweit heraus, daß darunter noch Osterschwanger Schichten zutage treten. Der Sandsteinzug ist bis an die Scherenauer Laine zu verfolgen, wird aber am Gsimseck und östlich davon mehrfach von eingefalteten Mulden aus Piesenkopf-Schichten unterbrochen. Jenseits der Ammer entwickelt sich dann aus ihm ein Unterkreidesattel mit Tristelschichten im Kern (Rehbrein-Sattel, BLÜHER 1935). Am Mitterwachsühel beginnt sich südlich des Sandsteinzuges eine zweite Mulde auszubreiten, die sich östlich der Ammer zur breiten Zementmergelmulde des Aufackers erweitert (KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931, BLÜHER 1935).

c. Spezialfaltung und Störungen

Die Spezialfaltung hat neben der Großfaltung wesentlich zur Raumverkürzung beigetragen. Das trifft besonders für die nördliche Muldenzone zu. Hingegen herrscht in der Sattelzone im Süden steile und intensive Großfaltung vor mit überkippten und nahezu isoklinalen Falten, womit eine weitmögliche Raumeinengung bereits erzielt war. Nur die breiteren Mulden sind dort von der Spezialfaltung erfaßt worden.

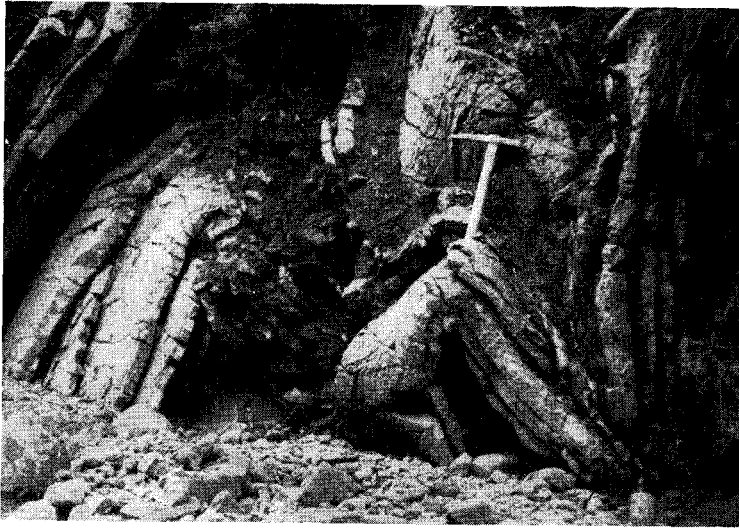


Abb. 9. Spezialfaltung innerhalb der Piesenkopf-Serie. Scherenauer Laine, Pos.-Blatt Unterammergau.

Die Faltbarkeit der einzelnen Flyschhorizonte ist recht verschieden und abhängig davon, in welchem Maße sich dünne harte Gesteinsbänke mit weichen, plastischen Mergellagen ablösen. Diese Forderung erfüllt in idealer Weise die Piesenkopf-Serie. Die Spezialfaltung kann in ihr zu einem spitzen und überkippten Faltengewirr mit steilstehenden Faltenachsen und zahlreichen Abscherungen entarten (Abb. 9). Als faltungsfreudig, jedoch nicht so intensiv wie die Piesenkopf-Serie, erwiesen sich lokal auch die Zementmergel. Demgegenüber sind die Kleinfalten im Reiselberger Sandstein und in der sandigen Hällritzer- und Bleicherhorn-Serie regelmäßiger und weniger eng. Die Spezialfaltung zeigt in der Regel Nordvergenz, also Sättel mit flachem Süd- und steilem oft überkippten Nordschenkel. Nicht selten beobachtet man auch Südvergenz.

Die Anzahl der beobachteten Störungen blieb im Untersuchungsgebiet relativ gering. Als weiche, teilweise plastische Sedimentfolge war der Flysch zur Bruchtektonik wohl nicht sehr geeignet. Neben einigen Aufschuppungen und Überschiebungen wurden nur wenige diagonale Seitenverschiebungen vom Typ „Ammer“ (NW) -Störung und „Loisach“ (NE) -Störung erkannt. Die Überschiebungen sind ausschließlich an die Sattelzone gebunden, die Querstörungen kommen in beiden Zonen vor. Die auf der geologischen Karte dargestellte Querstörung am Brameck-Köpfel war nur an dem plötzlichen Aussetzen der Ofterschwanger Mergel kenntlich. Eine andere Deutung ergäbe zwei selbständige Sättel, die in entgegengesetzter Richtung abtauchen. Es wurden jedoch keine entsprechenden Achsen an Kleinfalten beobachtet.

d. Die Grenze Flysch/Kalkalpen

Der Trauchgau-Flysch grenzt im Süden an das Ostalpin. Morphologisch macht sich diese Grenze nicht bemerkbar. Die ostalpinen Randgesteine setzen sich ebenso aus weichen Sandsteinen, Mergeln und Kalkpeliten zusammen wie der Flysch, so daß die sanften Geländeformen zunächst erhalten bleiben (Abb. 3). Ein Kontakt beider Einheiten war zur Zeit der Untersuchungsarbeiten nicht aufgeschlossen.

Die ostalpine Randzone im Ammergau baut sich aus Kreide und Oberjura in normaler ostalpiner Fazies auf. Ihre Ausbildung und Verbreitung findet man ausführlich in der Gemeinschaftsarbeit von C. W. KOCKEL, M. RICHTER & H. G. STEINMANN (1931) dargestellt. Tektonisch noch unter den Kalkalpen gelegene Einheiten, z. B. die im westlichen Teil der Ostalpen verbreitete „Aroscher Schuppenzone“, wurden nicht beobachtet.

Im Osten des Gebietes, westlich von Unterammergau, grenzt der Flysch zunächst an eine breite Cenomanzone, bestehend aus fein- bis grobkörnigen, etwas mürben, kalkreichen Sandsteinen und roten und grauen, milden Tönen. Die Sandsteine sind im frischen Zustand graublau, besitzen aber meistens eine tiefe, gelbbraune Verwitterungskruste, in der zahlreiche winzige Kalk- und Mergelkörner sich hell abheben. Sie führen im Gegensatz zum Reiselsberger Sandstein, in dessen Nachbarschaft sie häufig liegen, keinen oder nur sehr wenig Glimmer. Das Cenoman läßt sich vom Köpfel (westl. Unterammergau) über die See-Kapelle und den Hengstbach bis zum Roßkopf verfolgen.

Im Nickelswald stößt das Randostalpin bogenartig nach Nordosten vor und überfährt auf diesem Wege Teile der südlichen Flyschzone. In einem Bachlauf südöstlich des Aschenflecks (östl. P. 1151) durchquert man bachaufwärts zunächst einen Flyschsattel mit Unteren bunten Mergeln und Reiselsberger Sandstein. Nach ca. 50 m Schuttbedeckung folgt bereits das Ostalpin mit Cenoman-Sandsteinen, Albien-Mergeln und Aptychenschichten. Die Albien-Mergel bedürfen hier allerdings noch der mikropaläontologischen Bestätigung. Die Horizonte besitzen äußerst geringe Mächtigkeiten. Der 1 km breiten Cenomanzone am Roßkopf stehen hier nur wenige Meter gegenüber. Neokom-Aptychenschichten fehlen gänzlich oder sind nicht aufgeschlossen. Demgegenüber sind die hellen Malm-Aptychenschichten recht weit verbreitet (z. B. im Nickelswald am Reiselsberg und in den Wetzsteinbrüchen). Der Nickelskopf wird von einer Klippe aus Wettersteinkalk und Wettersteindolomit gebildet. KOCKEL, RICHTER & STEINMANN (1931) fassen dieses Vorkommen als Fortsetzung des Falkensteinzuges von Füssen auf, der nach Osten hin bis auf wenige Reste von der Erosion entfernt worden ist.

Westlich des Lobentales, am Hintertruchen-Bach, grenzt ein Flyschsattel aus Quarzit-Serie erneut an Sandsteine und Feinbrekzien des Randcenomans. Auf dem Cenoman ruhen wiederum mehrere kleine Klippen des Falkensteinzuges, die jedoch nicht, wie auf der Ammergau-Karte dargestellt ist, aus Hauptdolomit bestehen, sondern sich aus Wettersteinkalk aufbauen. Im Liegenden des Cenomans folgen in geringer Mächtigkeit (auf der Karte 1 : 25 000 nicht darstellbar) Neokom- und Malm-Aptychenschichten und bunte Radiolarite.

Nach Westen zu nimmt das Cenoman konglomeratische Fazies an. Im Schleifmühlen-Graben („Lokalität „Hölle“) stellen sich darunter noch Albien-

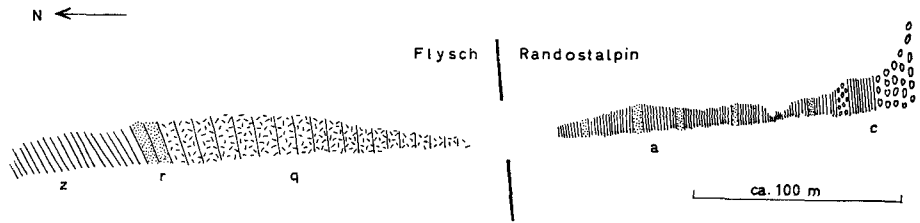


Abb. 10. Profil im Schleifmühlen-Graben („Hölle“). Abkürzungen wie in Abb. 7.

Mergel ein, die nach oben konkordant und faziell unverändert in Cenoman-Mergel und in Konglomerat übergehen (Abb. 10). Die auf der Ammergau-Karte von KOCKEL, RICHTER & STEINMANN in diesem Raum versehentlich dargestellten Lias-Fleckenmergel sind in Neokom-Aptychenschichten umzuändern. Ein tektonischer Kontakt zwischen Flysch und Ostalpin, wie ihn M. RICHTER (1924, 1931) noch von der Lokalität „Hölle“ beschreibt, ist leider nicht mehr aufgeschlossen. Im benachbarten Hammer-Graben sind die Verhältnisse ähnlich.

Aus der steilen Lagerung im Profil der „Hölle“ und am Hintertruchen-Bach ist zu entnehmen, daß in diesem Raum Ostalpin und Flysch vermutlich an einer steilen Anpressungsfläche aneinander stoßen. Östlich des Lobentales indessen, wo mehrere Flyschfalten im Streichen vom Ostalpin abgeschnitten werden, scheint die Kontaktfläche eher den Charakter einer Überschiebung anzunehmen. Darauf weist auch das flache Südfallen und die breite Ausbildung des Cenomans in der Gegend des Roßkopfes hin. Sichere Aussagen über die Grenzfläche Ostalpin/Flysch lassen sich jedoch wegen der ungünstigen Aufschlußverhältnisse nicht machen. Offenbar schien deren Natur, wie die Morphologie und die Lagerung der Gesteine im Kontaktbereich erkennen lassen, u. a. auch vom vorgefundenen Flyschrelief abhängig zu sein.

e. Die Grenze Flysch/Molasse

Der Flysch hat sich im Ammergau sehr weit über das Helvetikum hinweg geschoben, so daß er in unmittelbare Nachbarschaft der gefalteten Molasse geriet. M. RICHTER wies 1931 darauf hin, daß der Nordhang des Hohen Trauchberges bis zu einer gewissen Höhe von der ältesten Molasse aufgebaut wird. Es handelt sich hierbei um den Südflügel der Murnauer Mulde, dessen tiefster Horizont, die Deutenhausener Schichten, in den zahlreichen Bachläufen südlich der „Königstraße“ zwischen Trauchgau und Unternogg ansteht (M. RICHTER 1931, H. K. ZÖBELEIN 1952, W. ZEIL 1953). Leider ist auch hier der Grenzbereich schlecht aufgeschlossen, so daß Flysch und Molasse an der Oberfläche nicht in direkten Kontakt treten. Ihre größte Annäherung erfahren die beiden Einheiten im Lahnbach-Graben und in dessen Nebenlauf, im Hufgefleck-Graben. Hier reichen die Zementmergel im Anstehenden bis 1120 m hinab, während man bereits ab 1035 m abwärts in steller oder überkippter Lagerung Deutenhausener Sandsteine und Mergel aufgeschlossen findet. Dazwischen trifft man jedoch auf mehrere kleine und verfallene Vorkommen aus der Zone von Unternogg (s. u.).

C. Der Flysch am Hörnle und Aufacker

Um die Fortsetzung der Verhältnisse aus dem Trauchgau-Flysch nach Osten hin zu verfolgen, wurden mehrere Begehungen im Hörnle- und Aufackergebiet durchgeführt. Dieser östliche Teil des Ammergau-Flysches hat bereits eine ausführliche Bearbeitung durch H.-J. BLÜHER (1932, 1935) erfahren. Er erkannte darin eine Schichtenfolge von Apt bis Eozän und unterschied tektonisch die beiden Mulden am Hörnle und Aufacker mit dem dazwischen liegenden Sattel des Rehbrein-Kopfes. Die Unterkreidegliederung und die tektonischen Züge stimmten mit den Ergebnissen westlich der Ammer im Prinzip überein. Anders verhielt es sich mit der Oberkreide: Eine Trennung der Piesenkopf-Serie von den Zementmergeln führte BLÜHER noch nicht durch, dafür schied er „Obere bunte Mergel“ aus. Das von ihm neu aufgefundene Eozän-Vorkommen am Hörnle verglich er mit dem Eozän von Unternogg.

Der Hörnle-Bergstock läßt als Fortsetzung der nördlichen Muldenzone des Trauchgau-Flysches deren Grundzüge wieder erwarten. Die jüngsten Beobachtungen ergaben folgendes: Im Profil der Engen-Laine, östlich Unterrammergau, durchquert man zunächst Unterkreide und Reiselsberger Sandstein. In diesen sind regelmäßig bis 1 m dicke Mergel in Ofterschwanger Fazies eingeschaltet, eine Wechselfolge, die im Trauchgau-Flysch unbekannt ist. Im Gschwand-Graben, einem nördlichen Zufluß der Engen-Laine, trifft man bei 1020 m auf Piesenkopf-Schichten, die aber bald wieder unter pleistozäner Bedeckung verloren gehen. Bei 1120 m folgen dann Zementmergel, die in großer Mächtigkeit bis zum Mittleren Hörnle hinaufziehen und zum großen Teil die Hörnle-Gruppe aufbauen.

Sobald die dünnbankigen Kalke und Mergel über dem Reiselsberger Sandstein rote Einschaltungen enthielten, schied BLÜHER diesen Horizont als „Obere bunte Mergel“ aus. So verfuhr er auch im Gschwand-Graben bei 1020 m. Es ist aber die sporadische Rotfärbung für diese Schichtenfolge nicht so sehr bezeichnend, wie ihre dünnplattige Ausbildung. Diese Fazies läßt sich mit oder ohne rote Einschaltungen über dem Reiselsberger Sandstein fast überall beobachten, sie setzt sich auch im Hangenden der bunten Lagen weiter nach oben hin fort. Diese Erscheinung war BLÜHER (1935, S. 30—31) nicht unbekannt geblieben, wenn er von einer „Fazies der Unteren Zementmergel“ spricht, „die sich aus den Oberen bunten Mergeln ganz allmählich durch Verschwinden der roten Schiefer und Mergel entwickelt...“. Damit war er bereits den Piesenkopf-Schichten auf der Spur. Eine Gliederung in Piesenkopf-Serie und Zementmergel gelingt also auch im Hörnle-Gebiet. Auf der Geologischen Karte von BLÜHER (1935) kann man alle „Oberen bunten Mergel“ und die angrenzenden Flächenanteile der (unteren) Zementmergel als Piesenkopf-Serie betrachten. Aufgeschlossen findet man sie u. a. im Reiß- und Unsinniger-Graben sowie im Lahne-Graben südwestlich P. 971.

Über den am Hörnle relativ mächtigen Zementmergeln läßt BLÜHER das Eozän folgen, das auf der Geologischen Karte an zwei Stellen eingezeichnet ist: am Hörnle-Nordhang und am Reißberg. Seine Betrachtung ergab nun eine deutliche Übereinstimmung mit jenen Schichten, die im Trauchgau-Flysch als Hällritzer und Bleicherhorn-Serie ausgeschieden wurden. BLÜHER (1935) beschrieb

mit dem Übergang aus den Zementmergeln bereits die Grundzüge dieser Schichtenfolge, daß nämlich „stärkere Einschwemmungen klastischer Bestandteile einen Fazieswechsel bedingen, wodurch es zur Ausbildung dickbankiger, glaukonitführender, feinkreidiger Sandkalke kommt“. Das Alter gab er auf Grund von *Nummulites* sp., *Orbitoides* sp., *Lithothamnium torulosum* GÜMB. u. a. Formen mit Paleozän und Eozän an. Im Trauchgau-Flysch gehört aber die Hällritzer Serie vollständig und die Bleicherhorn-Serie zum größten Teil zur Oberkreide, wobei das Hinaufreichen der jüngsten Schichtglieder der Bleicherhorn-Serie ins Alttertiär auch nur mit Vorbehalt angenommen wird. Am Hörnle findet man jedoch überwiegend Hällritzer-Serie und nur wenige erhalten gebliebene, tiefere Teile von Bleicherhorn-Serie. Dadurch wird ein untereozänes Alter sehr fraglich. Diese Vermutung wurde von Dr. H. HAGN auch mikropaläontologisch bestätigt, der bei einer gemeinsamen Begehung im Sommer 1957 zahlreiche Schlammproben am Rißberg und im Schönau-Graben — zwei von BLÜHER besonders hervorgehobene Lokalitäten — entnommen hatte, die keinerlei Anzeichen für Paleozän oder Eozän erbrachten ⁷⁾.

Auf der Geologischen Karte von BLÜHER (1935) stimmt die Grenze Zementmergel-/Hällritzer Serie etwa mit dem Außenrand des eingezeichneten Eozäns überein. Am Rißberg ist das Vorkommen jedoch etwas umfangreicher und zieht vermutlich bis zum Hinteren Hörnle hinauf. Bleicherhorn-Serie konnte nur am Rißberg sicher beobachtet werden, wo sich am nördlichen Quellbach des Unsinniger-Grabens zwischen 1300 m und 1400 m Höhe gute Aufschlüsse mit Mürbsandsteinen finden. Der Hörnle-Nordhang ist bis auf ein unsicheres Vorkommen im Falleralm-Graben frei davon. Die tief eingeschnittenen Elmau- und Schönau-Gräben zeigen nur Hällritzer Serie. — Eine Gleichsetzung dieser Gesteine mit dem Eozän von Unternogg, wie sie BLÜHER noch vertrat, läßt sich aus faziellen und tektonischen Gründen nicht durchführen (s. S. 91).

Es hat im Hörnlegebiet den Anschein, als ob die sandige Fazies der höheren Oberkreide weniger stark zur Ausbildung gekommen ist als z. B. in der Umgebung des Halblechs. Dafür würde auch die ungewöhnlich mächtige Zementmergel-Entwicklung am Hörnle sprechen. Andererseits beobachtet man ab Hochwildfeuerberg und östlich davon eine stärkere Heraushebung der nördlichen Muldenzone, so daß die geringe Verbreitung der höheren Flysch-Serien in diesem Raum auch mit einer tiefer greifenden Abtragung begründet werden kann.

Die südliche Flyschmulde am Aufacker baut sich nur noch aus Zementmergeln auf. Eine Gliederung der Oberkreide, wie sie in der nördlichen Mulde möglich ist, gelingt hier nicht mehr. Stattdessen können die Zementmergel erhebliche Mächtigkeiten annehmen. Ihre Verbreitung als einzige Serie der Oberkreide ist Kennzeichen der Südfazies.

⁷⁾ Für das Einverständnis zur Veröffentlichung dieses Ergebnisses möchte ich Herrn Dr. HAGN herzlich danken.

D. Zur Paläogeographie des Ammergau-Flysches

Die ausgeprägte Bankung im Flysch, verbunden mit rascher und wechselvoller Materialschüttung und die bedeutende Mächtigkeit der Sedimente sind Zeugen für eine Entstehung im Flachwasserbereich. Weitere Hinweise hierfür geben die verbreitete Grobkörnigkeit und die Glaukonitführung der Gesteine, sowie unter Vorbehalt auch die synsedimentären Fließstrukturen. Gegen die Auffassung von A. SELLSCHER (1954), daß die zahlreichen Lebensspuren im Flysch (Chondriten und Helminthoiden) auf Lichtlosigkeit und damit auf größere Wassertiefe hinweisen, hat sich inzwischen auch W. ZEIL (1956) mit einer Reihe stichhaltiger Argumente geäußert. Ich möchte mich der Auffassung von ZEIL anschließen, der die Lichtlosigkeit auf eine andauernde Verunreinigung und Durchmischung des Lebensraumes zurückführt, verursacht durch ständig und rasch einströmendes Sedimentmaterial. „Dieses Argument könnte auch als Hinweis auf die anscheinend sehr ungünstigen Lebensbedingungen für Makro- und Mikrofauna dienen“ (W. ZEIL 1956, S. 141).

Daneben hat der Meeresboden unruhige Auf- und Abbewegungen ausgeführt, wodurch es zur Bildung von lokalbegrenzten, kurzlebigen Schwellen und Senken gekommen ist. Auf diese Weise erklären sich die auf engstem Raum beobachteten Mächtigkeitsschwankungen oder das Auskeilen einzelner Horizonte.

Seinen größten Senkungsbetrag weist der Flyschtrog während der Oberkreide auf, was zur Ansammlung von über 1000 m Sediment führte. Nach Beobachtungen an den heutigen Aufschlußverhältnissen hat das Becken in dieser Zeit offenbar auch eine Erweiterung nach Norden erfahren, so daß es fraglich erscheint, ob unter der mit Oberkreide gefüllten Muldenzone im Norden noch tiefere Unterkreide ruht.

Fazielle und faunistische Beziehungen zu anderen Teiltrögen der alpinen Geosynklinale ließen sich im Ammergau-Flysch nicht beobachten. Der Flyschtrog hat hier bereits im Barrême und Apt seine Selbständigkeit besessen und sie bis zuletzt bewahrt. So weisen die Tristelschichten keine gemeinsamen Merkmale mit ostalpinen Aptychenschichten auf. Unterschiede in der Zusammensetzung und Faunenführung, vor allem aber in Hinblick auf die Herkunft ihrer klastischen Bestandteile, ergeben sich ebenso zwischen dem Reiselberger und ostalpinen Cenoman-Sandstein, so daß auch von einer zeitweiligen Verbindung nicht gesprochen werden kann. Zwischen Flysch und den helvetischen Gesteinen bei Murnau sind die Abweichungen ebenfalls groß. Der Flysch beweist seine Eigenrolle gegenüber dem Helvetikum vor allem durch seine nur ihm typische lithologische Fazies und durch das Fehlen mächtiger Kalke und reicher Faunen (s. HAGN 1954, ZEIL 1954 und 1956).

Seine eigene Entwicklung verdankt der Flysch zwei Schwellen, die ihn im Süden vom ostalpinen Bereich (Rumunischer Rücken, KOCKEL 1923) und im Norden vom helvetischen Trog (Cetischer Rücken, BRINKMANN und Mitarbeiter 1937) abschirmten (vgl. auch CUSTODIS & SCHMIDT-THOMÉ 1939, MÜLLER-DEILE 1940, ZEIL 1956). Gleichzeitig lieferten diese Schwellen ihren Abtragungsschutt in das Flyschbecken und füllten es mit mächtigen Sedimenten auf. Ihr Einfluß ist in den zahlreichen Psammiten immer wieder spürbar. Zu Beginn der Oberkreide tritt besonders der Cetische Rücken als Sedimentlieferant hervor

Nordfazies

Südfazies

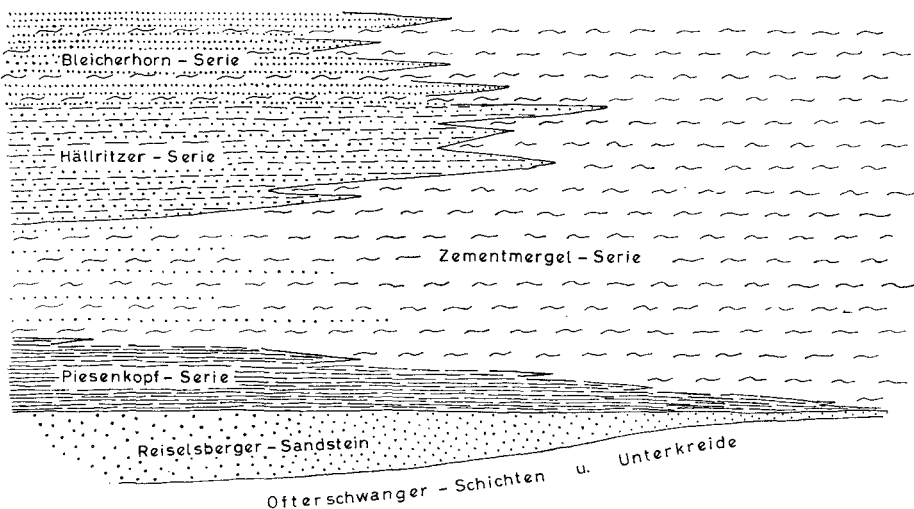


Abb. 11. Faziesverteilung während der Oberkreide in dem heute erhaltenen Ausschnitt der bayerischen Flyschzone im Ammergau.

und bleibt die ganze Oberkreide hindurch wirksam. So läßt sich aus der Korngrößenverteilung und der Mächtigkeitsabnahme nach Süden zu schließen, daß alle Horizonte vom Reiselsberger Sandstein bis zur Bleicherhorn-Serie ihr Material vollständig oder überwiegend aus dem Norden empfangen haben. Die wiederholte Sedimentzufuhr aus demselben Liefergebiet führte dabei zur periodischen Ausbildung gleichartiger Gesteine. Außerdem gibt die Mineral- und Geröllführung der Sedimente Auskunft über den geologischen Aufbau des Rückens, der sich wohl vorwiegend aus Graniten, Gneisen und metamorphen Schiefen zusammengesetzt hat. Jedoch weisen auch die zahlreichen Kalk- und Mergelpele und nicht zuletzt das Auftreten von *Calpionella alpina* LOR. in Kalkgeröllen von Feinbrekzien auf örtliche mesozoische Bedeckungen im Vorland hin (vgl. auch MÜLLER-DEILE 1940). Über die Einwirkung des Rumunischen Rückens auf das Sedimentbild des Flyschtroges konnten im Ammergau keine sicheren Ergebnisse gewonnen werden.

Die nordsüd-gerichteten Sedimentschüttungen spiegeln sich auch in der Faziesverteilung wider. So gliedert sich der Oberkreideflysch im Ammergau deutlich in eine Nord- und Südfazies (Abb. 11). Während in der nördlichen Muldenzone, am Hohen Trauchberg und Hörnle, vom Campan an eine sandige Entwicklung vorherrscht, geht in den südlichen Mulden, im Jagdberg- und Aufackergebiet, die kalkige Bildung der Zementmergel weiter.

Diese Faziesverteilung kennzeichnet weite Teile der oberbayerischen Flyschzone (SCHMIDT-THOMÉ 1950). Sie entspricht annähernd der früheren Gliederung in „Oberstdorfer“ und „Sigiswanger Fazies“ (E. KRAUS und M. RICHTER), deren Verbreitung im westlichen Allgäu, wie E. KRAUS zuerst erkannte, an getrennte Decken gebunden ist. Darauf wies in jüngster Zeit erneut M. RICHTER (1956) hin, indem er die bayerische Flyschzone als einheitliche Fortsetzung der Oberst-

dorfer Decke und der nördlichen Allgäu-Vorarlberger Flyschzone (früher Sigiswanger Decke) beschrieb. Die Schichtenfolge der Oberstdorfer Decke findet sich in Bayern in der Südfazies wieder, während die Nordfazies mit der Hällritzer und Bleicherhorn-Serie den gleichen Aufbau zeigt wie der nördliche Allgäu-Vorarlberger Flysch (M. RICHTER). Einer raschen Faziesveränderung in Nord-süd-Richtung steht also eine über weite Räume hinweg nahezu gleichbleibende Faziesverteilung in Ostwest-Richtung gegenüber.

E. Die Flyschzone von Unternogg

Die Zone von Unternogg umfaßt eine Gesteinsfolge, die ca. 400 m nordwestlich des Forsthauses Unternogg an einem 300 m breiten Uferstreifen beiderseits der Halbammer ansteht. Es spricht für die schwierige Deutung dieses Vorkommens, wenn die Ansichten darüber sich mehrfach geändert haben. Schon C. W. GÜMBEL verzeichnete 1858 auf seiner Karte an der oben genannten Stelle Eozän. Später erwähnte GÜMBEL (1861, 1894) auch die nummulitenführenden Schichten am Hohen Stich, südlich vom Forsthaus Unternogg; er war bereits der Auffassung, daß sie mit dem übrigen Flysch nicht identisch seien. F. HAHN (1914) und K. LEUCHS (1927) stellten die „Unternogg-Schichten“ ins Helvetikum. K. BODEN (1923) und M. RICHTER (1924 b, 1931) sahen in ihnen echte unterostalpine Flyschgesteine und rechneten sie zum Hangenden der bayerischen Flyschzone. Dementgegen betrachtete E. KRAUS (1932 b, 1942) die Unternogg-Folge als Wildflysch, in den fremde, d. h. primär nicht zum Wildflysch gehörende Eozän-Pakete eingeschuppt seien. Damit nahm er für diese Serie ultrahelvetische Stellung an und trennte sie von der (unterostalpinen) Flyschzone im Süden.

1. Beschreibung der Aufschlüsse

Das Profil an der Halbammer setzt sich aus einer Reihe isolierter Einzelaufschlüsse mit einer heterogenen und sprunghaft wechselnden Gesteinsfolge zusammen. Ein Kontakt mit dem Ammergau-Flysch im Süden oder mit der Molasse im Norden war zur Zeit der Untersuchungsarbeiten nicht aufgeschlossen.

Seit den letzten Bearbeitungen der „Unternogg-Schichten“ haben sich die Aufschlußverhältnisse sehr verändert, weshalb nochmals eine Beschreibung der heute anstehenden Gesteine erfolgen soll. Über die Lage der Aufschlüsse gibt die beigefügte Skizze (Abb. 12) Auskunft⁸⁾. Die Ergebnisse der untersuchten Schlammproben, die jeweils hinter den Probennummern (z. B. Pr. 69/53) zitiert werden, sind zum Teil wörtlich der 80. Notiz „Mikrofaunen aus dem alpinen Raum“ von F. BETTENSTAEDT & C. A. WICHER (1954) entnommen. Sie wurden von Dr. BETTENSTAEDT im August 1957 noch einmal überprüft und auf den neuesten Stand unserer Kenntnisse gebracht.

⁸⁾ Die Zahlen und Buchstaben 464 a, b usw. bedeuten die Nummern der Aufschlüsse. Da sie schon mehrfach in Probenlisten und anderen Unterlagen Erwähnung fanden, wurden sie in dieser Form beibehalten.

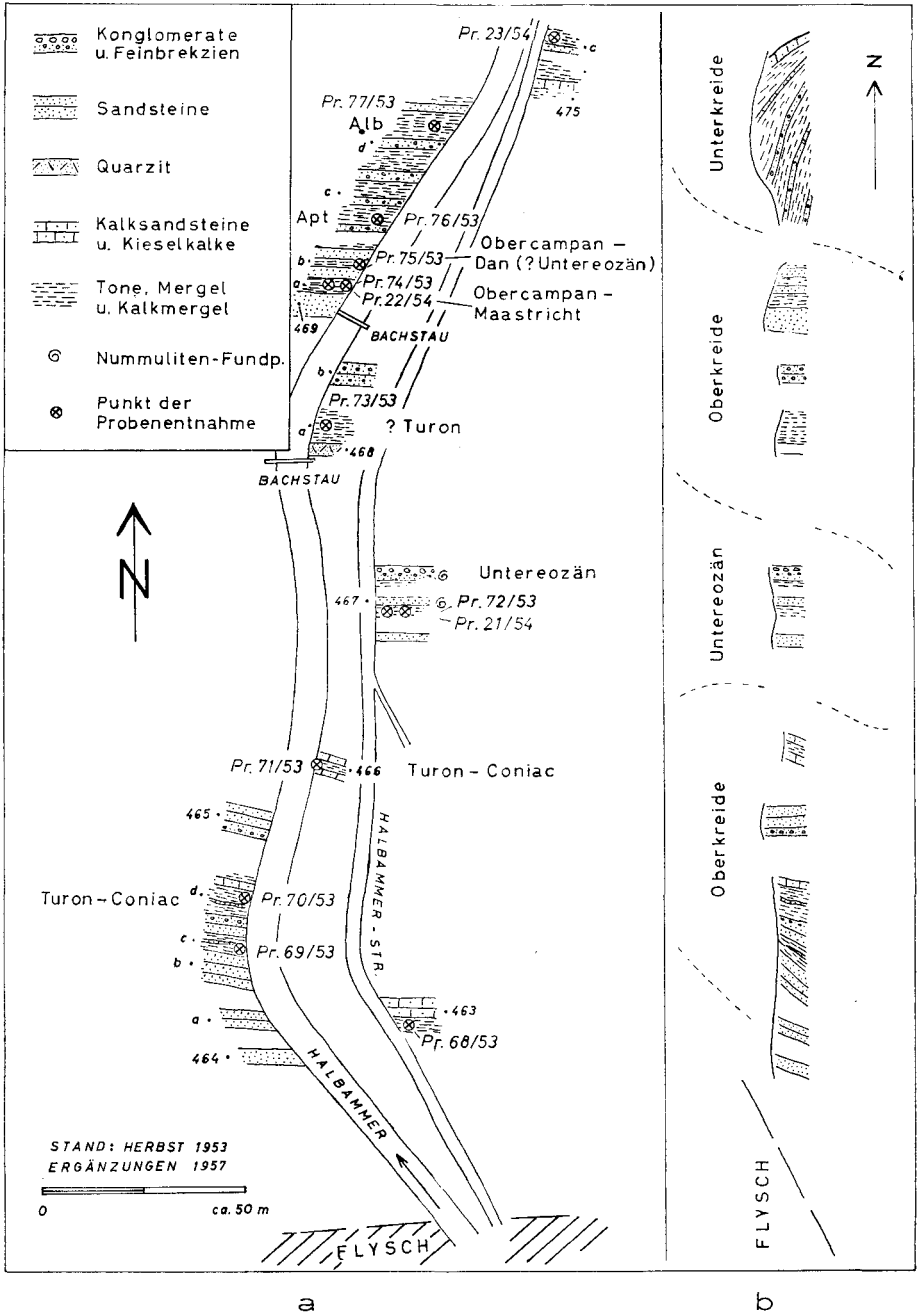


Abb. 12. a) Karten- und b) Profilskizze für die ultrahelvetische Zone von Unter-nogg an der Halbammer. Die mit Gehängeschutt und Moräne ausgefüllten Zwischenräume sind etwas verkürzt. Mögliche stratigraphische und tektonische Deutung des Profils bei Unter-nogg auf Grund von mikropaläontologischen Untersuchungen.

Aufschluß

464 a, b: Bis 1 m dicke, blaugraue, harte, glimmerführende Sandsteine, durchsetzt mit bis 1 cm großen Ton- und Kohleschmitzen, vereinzelt Nester von Kalkspatneubildungen.

c: 2 m graublaue bis grauschwarze Tonmergel, in die plattige und harte, mittelgraue Kalksandsteine eingeschaltet sind. Aus den Tonmergeln stammt die

Pr. 69/53: „Umkristallisierte, fragliche Fossilreste, nicht bestimmbar.“ Anschließend wieder mittel- bis blaugraue, glimmerführende Sandsteine, darunter eine Feinbrekzienbank mit herausgewitterten, scharfkantigen Komponenten (Aufschluß stark zerfallen).

d: Ca. 10 m dunkel- bis schwärzlichgraue, graugrüne und flammengelbe Tonmergel, die mit plattigen, dunkelgrauen und von Kalkspatklüften durchsetzten Kalksandsteinen abwechseln. Aus den Tonmergeln stammt die

Pr. 70/53: „Zahlreiche Piesenkopf-Rhizamminen, eine fragliche *Lenticulina* sp., eine einkielige *Globotruncana* sp., weist etwa auf Turon.“

Die Mergel werden durch eine 40 cm dicke Kieselkalkbank abgeschlossen. — Alle Gesteine des Aufschlusses 464 zeigen starke tektonische Beanspruchung; Striemung auf Kluft- und Schichtflächen ist häufig. Das Einfallen ist steil nach Süden gerichtet (überkippte Lagerung) oder saiger.

465: Etwa 8 m mächtige Sandsteinzone von heterogener Zusammensetzung. Sie beginnt im Süden mit einem grauen, äußerlich gelbbraun verwitterten, groben und konglomeratischen Sandstein mit bis 1 cm großen Geröllen. (Im Dünnschliff: Vorwiegend kleine, eckige und große, abgerundete Quarze, Kalk- und Mergelgerölle, Phyllit- und Grünschieferbruchstücke, sehr wenig Glaukonit, Bindemittel kalkig, organische Reste). Zur Mitte folgen helle, gelblichweiße Sandsteine mit beträchtlichem Kalkgehalt. (Im Dünnschliff: Vorwiegend eckiger Quarz, auch als größere abgerundete Gerölle, Kalkspat, untergeordnet Glaukonit und kohlige Substanzen, kalkiges Bindemittel.) Am Nordende des Aufschlusses hellgrüngraue, glaukonitische Sandsteine. (Im Dünnschliff: Hauptsächlich Quarz und Glaukonit, vereinzelt Biotit und opake Substanzen, kalkiges Bindemittel.)

463: Am Ostufer, östlich der Halbammer-Straße: Harte, mittelgraue, bis 20 cm dicke, feinkörnige Kalksandsteine und Kieselkalke, sowie mittel- bis hellgraue, eben- und dünnspaltende Mergelschiefer. Aus den Mergelschiefern stammt die

Pr. 68/53: „Linsenförmige Radiolarien, eine gestachelte, kugelige Radiolarie, sowie flache, scheibenförmige, pyritisierete Gebilde, die Ähnlichkeit mit Formen in der Probe 76 besitzen.“ Nicht einstuftbar.

- 466: Hellgraue, feinsandige Kieselkalke, sehr hart und spröde, dazwischen gelblichgraue, splittig-scherbig spaltende Kalkmergel, daraus die
Pr. 71/53: „Rhizamminen (andere Arten als in Probe 70), selten linsenförmige Radiolarien. Vermutlich Turon bis Coniac.“
- 467: Nummuliten-Fundpunkt. Die nördliche, etwa 1 m dicke, freigelegte und saiger stehende Gesteinsbank beginnt mit einer Konglomeratlage (mit bis faustgroßen Geröllen aus Tonschiefer, Sandstein, Feinbrekzie, Quarz und Kalkstein), die in eine reichlich nummulitenführende Feinbrekzie und in grobkörnigen, glaukonitischen Sandstein übergeht. Nach 3 m Schuttunterbruch folgt eine Feinbrekzienbank, die ebenfalls, wenn auch sehr selten, kleine Nummuliten und Discocyclinen enthält. Anschließend dünnplattige Sandschiefer, danach Schuttbedeckung und eine weitere Sandsteinbank. Aus den Sandschiefern stammt die
Pr. 72/53: „Glimmer und Glaukonit, außer einem stark grobsandigen, stabförmigen Gebilde (sandschalige Foraminifere?) fossilfrei.“
Pr. 21/54: Ähnlich 72/53.
In Dünnschliffen fand H. HAGN Nummuliten, die den Formen *N. planulatus* LAM. und *N. globulosus* LEYM. nahestehen. Daraus ergibt sich ein Alter von Untereozän.
- 468: Nördlich Bachstau. Ca. 80 cm glasiger, dunkelgrüngrauer Quarzit. (Im Dünnschliff: Dichte Packung von meist runden Quarzkörnern und Glaukonit, Bindemittel verunreinigte Kieselsäure.)
a: Ca. 5 m harter und sehr fetter Schieferton von tiefschwarzer, grün- und blaugrauer, sowie rostbrauner Farbe, stark durchbewegt mit zahlreichen, unregelmäßig verteilten Harnischflächen. Daraus die
Pr. 73/53: „Selten Radiolarien, eine sehr schlecht erhaltene *Globotruncana* sp. mit vermutlich zwei sehr eng aneinandergerückten Kielen, mehrmals Globigerinen vom *cretacea*-Typ. Tiefere Oberkreide (Turon?).“
b: Grobkörnige Feinbrekzien mit reichlich kristallinen Komponenten, wie Quarz, Muskowit, Biotit und zersetztem, chloritisierten, grünen Feldspat.
- 469: Westliches Ufer, an neuem Bachstau. Ca. 6 m grünlichgraue Glaukonit-sandsteine, mürbe verwittert, kaum gebankt. Nördlich schließen sich
a: dunkelgraue bis schwarze, milde Tonmergel an, daraus die
Pr. 74/53: „Glaukonit, sehr fossilarm, einige Radiolarien und Globigerinen vom *cretacea*-Typ, einmal *Gyroidina* sp., Oberkreide, nicht näher einstuftbar.“
Pr. 22/54: „Grobkörnige Sandschaler, meist schwer bestimmbar, selten *Rbizamina* sp., ferner *Hormosina ovuloides* (GRZYBOWSKI), *Ammodiscus* sp., *Glomospira* sp., *Trochammina* sp., *Haplophragmoides* sp., eine schlecht erhaltene *Globotruncana* aus der *lapparenti*-Gruppe. Ober-Campan bis Maas-tricht.“

- b: Grünlichgraue, zum Teil reichlich glaukonitführende Sandsteine, von denen eine Bank faustgroße Nester von feinkristallinem Pyrit, sowie Tonlinsen enthält. Die Sandsteine wechseln mit dunkelgrauen bis tief-schwarzen, milden Mergellagen ab. Daraus (ca. 5 m nördlich der 6 m dicken Sandsteinzone)

Pr. 75/53: „Reiche grobkörnige Sandschalerfauna mit *Rhizammina* sp., *Proteonina* sp., *Placentamina* sp., *Trochammina* sp. und *Haplophragmoides* sp. sowie zahlreiche pyritisierte Radiolarien, meist genetzt, z. T. auch mit Stacheln.

In dieser Fauna und in der Pr. 22/54 finden sich einige Vertreter der „Wildflysch-Sandschaler“, die nach bisheriger Kenntnis auf den Bereich Obercampan bis Untereozän der Sedimentationsräume des Wildflysches, der Leimern-Schichten, Hällritzer und Bleicherhorn-Schichten beschränkt sind (BETTENSTAEDT 1957).“

- c: Flach nach Norden (ca. 10°) einfallende schwarze Mergel mit vereinzelt eingeschalteten Sandstein- und Feinbrekzienbänken. (Im Dünnschliff: Quarz, Muskowit, Biotit, Glaukonit, Kalkspat sowie Mergelbrocken und Pyrit).

Aus den Mergeln stammt die

Pr. 76/53: „Sehr reiche Fauna mit zahlreichen, meist pyritisierten Radiolarien, häufig kleinwüchsigen kalkschaligen Foraminiferen und selten Ostracoden.

Radiolarien z. T. kugelig (genetzt oder mit Stacheln), meist flach-linsenförmig, relativ großwüchsig.

5 Exemplare von *Globorotalites bartensteini aptiensis* BETTENSTAEDT, häufig *Dentalina* sp., von denen ein Exemplar an einen *Pleurostomella*-Vorläufer erinnert, häufig *Globigerina infracretacea* GLAESSNER, vereinzelt *Gavelinella* sp. mit schmalen Querschnitt, ferner *Lenticulina* (*Lenticulina*) sp., *Lenticulina* (*Saracenaria*) sp., *Ramulina* sp., *Gyroidina* sp., *Polymorphina* sp., mehrmals *Sigmoilina* sp. und *Trocholina infragranulata* NOTH.

Dank der reichen Kalkschalerführung läßt sich die Fauna gut einstufen. Die Lebensdauer der *Globorotalites*-Unterart umfaßt höchstes Barrême bis Apt. Die übrigen Kalkschaler fügen sich in diese Altersbestimmung ein. Häufigkeit und Ausbildung der *Dentalina* deuten auf Ober-Apt.“

- d: Wechsellagerung von scherbilg spaltenden Kalkmergeln mit schwarzen, schiefrigen Tonmergeln und dünnspaltenden Sandschiefern, dazwischen dünne Feinbrekzien- und Sandsteinlagen. Aus den Mergeln stammt die

Pr. 77/53: „Radiolarien, je einmal *Globigerina infracretacea* GLAESSNER, *Dentalina* sp. und *Gavelinella* sp. Apt bis Alb.

Vermutlich handelt es sich um den gleichen Horizont wie in der Pr. 76/53, nur mit sehr verarmter Fauna.“

- 475: Östlich der Halbammerstraße. Graue und graublau, feinsandige Kalksteine mit eingeschalteten, über 1 m mächtigen, tiefschwarzen, schieferigen Mergelpartien und vereinzelt dünnen, harten Sandschieferlagen. Im Schutt finden sich noch Feinbrekzien.
- a: 4 m schwarze, z. T. milde Tonmergel mit einer Bank aus grobem quarzitischem Sandstein. Die Pr. 23/54 war nicht einstuftbar.

Fast alle Gesteine des Profils sind steil geneigt oder saiger, nur in den nördlichen Aufschlüssen beobachtet man ein recht flaches Nordfallen. Das Streichen schwankt zwischen 90° und 135° .

Leider sind die Aufschlußverhältnisse, die sich durch die reißenden Hochwässer der Halbammer rasch verändern können, in den letzten Jahren nicht besser geworden. Von den recht günstigen Aufschlüssen, die im Herbst 1953 aufgenommen wurden, waren einige im Sommer 1957 bereits stark verrutscht oder vollständig verfallen. Für die Entstehung neuer Anrisse wirken sich die ständigen Bemühungen um einen haltbaren Uferschutz leider sehr nachteilig aus.

Im September 1937 waren südlich und nördlich des oben beschriebenen Profils noch folgende Gesteine freigelegt⁹⁾: Im Süden, am Ostrand der Halbammer-Straße: Schwarze Mergel mit Brekzienbänken und Glaukonitsandsteinen, die letzteren mit Nummuliten; nördlich anschließend rote und grüne Mergelschiefer und danach erneut Glaukonitsandsteine mit schwarzen Mergeln. — Im Norden, am Ostrand der Halbammer-Straße: Schwarze Mergelschiefer und grobe Brekzienbänke, steil nordfallend und saiger; anschließend rote und schwarze Mergelschiefer, die letzteren sehr pyritreich.

Außer an der Halbammer treten die Gesteine der Unternogg-Zone nur noch in wenigen kleinen Aufschlüssen zutage. Am Hohen Stich, südlich vom Forsthaus Unternogg, stehen vorwiegend dunkle Mergel in Hohlwegen und kleinen Bachläufen an. Im Lähnbach, westlich von Unternogg, sind graue, glimmerführende Sandsteine, grüne Glaukonitsandsteine und Feinbrekzien mit dunklen Mergeln freigelegt. In den kleinen Vorkommen zwischen dem Jagdhaus Wagnerin und dem Gfällbach finden sich, meist in Form von Lesesteinen, grüngraue, glaukonitische sowie hellgraue, muskowitzführende Sandsteine und Feinbrekzien.

2. Ergebnis

Die mikropaläontologischen Untersuchungen haben gezeigt, daß die Schichten von Unternogg nicht insgesamt Alttertiär darstellen, wie häufig angenommen wurde, sondern Gesteine von Apt- bis Untereozän-Alter einschließen. In Abb. 12 b wurde nun der Versuch unternommen, die einzelnen isolierten Aufschlüsse in einem Profil zusammenzufassen und diesem stratigraphisch und tektonisch eine mögliche Deutung zu geben. Gleichzeitig soll aber auch auf die Unsicherheit dieser Darstellung hingewiesen werden, denn die Zahl der Mikrobefunde ist noch gering und die aufschlußlosen Strecken des Profils sind groß. Der sprunghaft wechselnde Gesteinscharakter und die tektonische Beanspruchung

⁹⁾ Freundliche mündl. Mitteilung von Herrn Prof. Dr. M. RICHTER, Berlin.

mancher Gesteinspartien lassen außerdem erkennen, daß neben dem Faltenbau auch mit einer intensiven Verschuppung zu rechnen ist (vgl. E. KRAUS 1932 b).

Die Einordnung der Schichten von Unternogg in den Bauplan der Alpenrandzone kann auch heute noch nicht widerspruchlos erfolgen. Schwierigkeiten ergeben sich besonders dadurch, daß analoge Gesteine in der nahen und weiten Umgebung entweder gar nicht oder nur unzureichend aufgeschlossen sind ¹⁰⁾.

Die lange Zeit vorherrschende Ansicht, daß die „Unternogg-Schichten“ als jüngste Serie des Ammergau-Flysches aufzufassen sei (K. BODEN 1923, M. RICHTER 1925 und später, H. J. BLÜHER 1935), läßt sich heute nicht mehr aufrechterhalten. Einmal hat sich herausgestellt, daß die Schichten von Unternogg stratigraphisch den gleichen Altersbereich umfassen, wie der gesamte Ammergau-Flysch. Zum anderen wurde erkannt, daß der jüngste Flyschhorizont, die Bleicherhorn-Serie, sich jeweils im Kern der nördlichen Muldenzone findet (z. B. am Hohen Trauchberg und Hörnle), wo sie überall von Hällritzer-Serie und Zementmergeln umgeben wird. Die Gesteine von Unternogg grenzen im Süden aber an Piesenkopf-Serie und liegen außerdem vor (der Nordflanke) der nördlichen Muldenzone. Die Tektonik wäre sehr kompliziert, würde man beide Vorkommen einander gleichsetzen.

Obwohl die meisten Gesteine von Unternogg durchaus Flyschcharakter besitzen (Wechselagerung von weichen Mergeln mit harten Bänken), möchte ich auch die generelle Zugehörigkeit zur bayerischen Flyschzone verneinen. Die lithologischen Verschiedenheiten sind zu groß. Zum Beispiel beobachtet man im Ammergauflysch nirgends so häufig grüne, glaukonitreiche und mürbe Sandsteine wie bei Unternogg. Umgekehrt enthält das Profil von Unternogg nur eine einzige glaukonitische Quarzitbank von der Beschaffenheit der Quarzit-Serie, deren Alter aber nicht Alb, sondern, wie aus unmittelbar benachbarten Mergeln geschlossen werden darf (s. Pr. 73/53), Turon ergab. Auch konglomeratisches und nummulitenführendes Eozän ist aus dem bayerischen Flysch nicht eindeutig belegt. Diese Beobachtungen stehen somit der Vermutung entgegen, daß es sich unter Umständen um eine aus unterostalpinen Flyschschuppen zusammengesetzte Zone handeln könne.

Diese Deutung hält aber F. BETTENSTAEDT vom mikropaläontologischen Standpunkt aus für möglich. Bei der Probe 76/53 wies er 1954 (80. Notiz) darauf hin, daß eine derart reiche Kalkschalerfauna bisher nur im Apt bis tieferem Alb des Ultrahelvetikums (= Komplex Liebensteiner/Feuerstätter Decke, E. KRAUS 1932) bekannt geworden sei. Er schloß allerdings die Möglichkeit nicht ganz aus, daß es sich hier um ein erstmalig fossilreich angetroffenes und mikropaläontologisch erkennbares Apt der „Sigiswanger Decke“ handeln könne. Diese Auffassung hält F. BETTENSTAEDT nach frdl. schriftl. Mitteilung heute trotz der lithologischen Abweichungen und der anzunehmenden tektonischen Komplikationen für die wahrscheinlichste, wobei er dem in der Quarzit-Serie bzw. Tristelschichten allgemein beobachteten Radiolarien-Reichtum (BETTENSTAEDT 1957) und dem Auftreten von Milioliden in der Probe 76/53 stärkeres

¹⁰⁾ Ähnliche Sedimente in gleicher tektonischer Lage wurden u. a. von S. PREY (1952, „Buntmergelserie“) im österreichischen Flyschbereich von P. SCHMIDT-THOMÉ (1939) und von O. GANSS (1956) bei Bergen/Teisendorf beschrieben.

Gewicht beilegt. Dementsprechend möchte er vorzugsweise auch alle übrigen Proben in den Ablagerungsraum der Flyschzone verlegen.

Außerdem vertritt F. BETTENSTAEDT auf Grund der zahlreichen „Piesenkopf-Sandschaler“ in den Proben 70/53 und 71/53 die Ansicht, daß der südliche Profilabschnitt von Unternogg auf alle Fälle noch den angrenzenden Piesenkopf-Schichten des Trauchgau-Flysches zuzuordnen sei. Diese Auffassung läßt sich petrographisch aber nur wenig stützen. Allenfalls könnten die glimmerführenden Sandsteine und die dazwischen geschalteten Tonmergel im Aufschluß 464 an den Grenzbereich Reiselsberger Sandstein / Piesenkopf-Serie erinnern, obwohl dort die meisten Sandsteine nur schwach die typische Beschaffenheit des Reiselsberger Sandsteins zeigen¹¹⁾. Unter diesen Umständen wäre die Grenze Unternogg-Zone/Trauchgau-Flysch zwischen Aufschluß 464 d und 465 zu legen. Die nördlich sich anschließende, 8 m mächtige, heterogene Sandsteinpartie des Aufschlusses 465 ist dem Trauchgau-Flysch dagegen völlig fremd und darf mit Sicherheit in die Flyschzone von Unternogg einbezogen werden.

Wenn die Schichten von Unternogg nicht zum Ammergau-Flysch gehören, müssen sie tektonisch unter diesem liegen. Als Flyschunterlage ist in der näheren Umgebung nur das Helvetikum bekannt. Sein Bereich ist im Ammergau vollständig vom Flysch überfahren worden und nur in den inselartigen Kögeln im Murnauer Moos bloßgelegt (W. ZEIL 1954). Einen Vergleich mit den Schichten von Unternogg hält aber auch dieses Vorkommen nicht stand: Auf der einen Seite eine wechselvolle, klastische, meist grobpsammitische Fazies mit reichlich sandschaligen und im allgemeinen wenig kalkschaligen Foraminiferen; auf der anderen Seite eine vorwiegend kalkige Entwicklung mit Makrofauna und reicher, kalkschaligen Mikrofauna.

Damit kommt für die Schichten von Unternogg nur ein Herkunftsgebiet in Frage, das zwischen dem Helvetikum und dem unterostalpinen Ammergau-Flysch gelegen hat: Der ultrahelvetische Raum. Diese Auffassung wird seit 1932 auch von E. KRAUS (1932 b, 1942) vertreten, der jene verschiedenartigen und sprunghaft wechselnden Gesteine mit dem ultrahelvetischen „Wildflysch“ im Allgäu verglich. Leider weiß man in Oberbayern über diesen Ablagerungsraum sehr wenig. Ich möchte die Schichten von Unternogg dem südlichen Bereich der ultrahelvetischen Flyschzone zuordnen und diesen Raum als das unmittelbar nördlich vorgelagerte Sedimentationsgebiet der unterostalpinen Flyschzone auffassen. Auf diese Weise erklären sich vielleicht auch gewisse Ähnlichkeiten zwischen den beiden Gebieten, z. B. der Flyschcharakter der Gesteine und die zeitweilige Übereinstimmung der Mikrofaunen. Für eine südliche ultrahelvetische Stellung des Vorkommens setzte sich neuerdings auch H. HAGN (1957) ein.

Es muß hervorgehoben werden, das die Zone von Unternogg nicht jener (tektonisch tiefer gelegenen) ultrahelvetischen Schichtenfolge entspricht, die im

¹¹⁾ Herr Dr. HAGN fand in Mergellagen dieses Aufschlusses *Globotruncana helvetica* BOLLI, die auf tiefes Turon hinweist. Aus den Piesenkopf-Schichten des Trauchgau-Flysches wurde bis jetzt kein so sicheres (und jede höhere Einstufung ausschließendes) Anzeichen für dieses frühe Alter bekannt. Ein Übergang aus Reiselsberger Sandstein in Piesenkopf-Serie erscheint jedoch nicht ausgeschlossen.

Allgäu unter dem Begriff „Liebensteiner Decke“ zusammengefaßt ist (M. RICHTER 1957). Die litho- und biofaziellen Züge sind dort andersartig. Indessen ergeben sich, wie M. RICHTER 1957 gezeigt hat, enge Beziehungen zu den Schichten der „Feuerstätter Decke“. M. RICHTER (1957) hält die Feuerstätter Decke (und damit auch die Zone von Unternogg) neuerdings für Penninikum. Zu dieser Auffassung wird hier nicht Stellung genommen.

Schließlich soll noch auf die Bezeichnung des hier beschriebenen Vorkommens eingegangen werden. Als „Unternogg-Schichten“ schied man bisher eine Gesteinsfolge aus, von der man annahm, daß sie altersmäßig nur auf das Eozän beschränkt sei. Es hat sich aber herausgestellt, daß das Vorkommen Gesteine von Apt- bis Untereozän-Alter einschließt und damit einen beträchtlichen stratigraphischen Altersbereich umfaßt. Aus diesem Grunde erscheint die Bezeichnung Unternogg-„Schichten“ nicht mehr berechtigt. Da die Zugehörigkeit zum Ultrahelvetikum nahe liegt, ist hier der Ausdruck „ultrahelvetische Flyschzone von Unternogg“ gewählt worden.

F. Zusammenfassung

Die Schichtenfolge des Ammergau-Flysches reicht, wie mikropaläontologisch belegt werden konnte, vom Barrême bis mindestens zum Maastricht, wahrscheinlich aber bis zum Untereozän. Die stratigraphische Gliederung stützt sich auf lithofazielle Merkmale. In der Unterkreide unterscheidet man Tristelschichten, Quarzit-Serie und Ofterschwanger Schichten / Untere bunte Mergel. Die Oberkreide beginnt mit dem Reiselsberger Sandstein, darüber folgen die Piesenkopf- und Zementmergel-Serie. Die höhere Oberkreide setzt sich aus zwei neu ausgeschiedenen Horizonten, der Hällritzer und Bleicherhorn-Serie, zusammen.

Die Sedimente des Ammergau-Flysches entstammen zum Großteil einer im Norden der Flysch-Teilgeosynklinale gelegenen kristallinen Schwelle. In der Oberkreide kann lithologisch eine Nord- und Südfazies unterschieden werden.

Der Flysch westlich der Ammer (= Trauchgau-Flysch) läßt eine eng gefaltete Sattelzone im Süden und eine weite Muldenzone im Norden erkennen. Östlich der Ammer entwickelt sich innerhalb der Muldenzone ein Zwischensattel und teilt diese in eine breite Nord- und Südmulde. Innerhalb der Sattelzone kam es gelegentlich zu Überschiebungen. Eine Gliederung in Flysch-Teildecken ist jedoch nicht möglich. Das Untersuchungsgebiet gehört der ungeteilten oberbayerischen Flyschzone an.

Die Schichten von Unternogg lassen sich mikropaläontologisch in Gesteine von Apt- bis Untereozän-Alter gliedern. Die eng gefaltete und verschuppte Zone kann dem südlichen Ultrahelvetikum zugerechnet werden.

G. Entnahmestellen der Mikroproben

Im folgenden werden die Koordinaten-Schnittpunkte der wichtigsten Mikroproben angegeben, deren Faunen für die jeweilige Serie bezeichnend sind. Die Entnahmestellen der Mikroproben aus der Zone von Unternogg sind in Abb. 12 zu ersehen. Eine vollständige Liste über alle im Ammergau-Flysch entnommenen Mikroproben und deren Koordinatenpunkte befindet sich in den Händen der Preußischen Bergwerks- und Hütten-AG., Hannover.

Tristelschichten

Proben-Nr.	Pos.-Blatt	Rechtswert	Hochwert
2/53	Trauchgau 833	44 11 550	52 73 410
36/53	„	44 13 200	52 73 700

Quarzit-Serie

7/53	Roßhaupten 832	44 08 910	52 73 420
8/53	Füssen 860	44 09 160	52 73 070

Untere bunte Mergel/Ofterschwanger Schichten

32/53	Trauchgau 833	44 17 520	52 75 030
33/53	„	44 16 590	52 74 750
37/53	„	44 14 580	52 74 570
67/53	Unterammergau 834	44 22 390	52 75 260

Piesenkopf-Serie

20/53	Trauchgau 833	44 10 340	52 74 250
22/53	„	44 15 580	52 76 740
23/53	„	44 15 920	52 76 600
78/53	„	44 12 770	52 74 080
79/53	„	44 12 540	52 73 940
39/53	Unterammergau 834	44 20 920	52 75 370
66/53	„	44 21 850	52 75 240

Zementmergel-Serie

41/53	Trauchgau 833	44 13 930	52 77 780
43/53	„	44 14 710	52 77 730

Proben-Nr.	Pos.-Blatt	Rechtswert	Hochwert
Hällritzer Serie			
21/53	Trauchgau 833	44 14 200	52 75 960
25/53	„	44 14 350	52 77 030
47/53	„	44 11 400	52 75 750
48/53	„	44 16 310	52 77 660
63/53	Unterrammergau 834	44 24 480	52 77 770
Bleicherhorn-Serie			
49/53	Trauchgau 833	44 16 610	52 77 800
51/53	„	44 16 220	52 77 800
15/54	„	44 16 300	52 77 760
19/54	„	44 16 200	52 77 820

H. Schriftum

- ALLEMANN, F. & BLASER, R.: Vorläufige Mitteilung über die Flyschbildungen im Fürstentum Liechtenstein. — *Eclogae geol. Helvetiae*, **43**, Basel 1950.
- ALLEMANN, F., BLASER, R. & NÄNNY, P.: Neue Untersuchungen in der Vorarlberger Flyschzone. — *Eclogae geol. Helvetiae*, **44**, Basel 1951.
- BETTENSTAEDT, F.: Zur stratigraphischen und tektonischen Gliederung von Helvetikum und Flysch in den Bayerischen und Vorarlberger Alpen auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **109**, 1957, S. 566—592, Hannover 1958.
- BETTENSTAEDT, F. & WICHER, C. A.: Mikrofaunen aus dem alpinen Raum. — 80. Notiz, Mikrolabor Preussag, Hannover. — [Unveröffentlicht].
- BLASER, R.: Geologie des Fürstentums Liechtenstein, Teil II. — *Verl. Hist. Ver. Liechtenstein*, Vaduz 1952.
- BLÜHER, H. J.: Molasse und Flysch am Bayerischen Alpenrand zwischen Ammer und Murnauer Moos. — *Diss. Bonn* 1932, bzw. *Abh. Geol. Landesunters. bayer. Oberbergamt*, H. 16, München 1935.
- BODEN, K.: Über Konglomerate und Breccien in den Bayerischen Alpen. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **75**, 1923, S. 155—183, Berlin 1924.
- *Geologisches Wanderbuch für die Bayerischen Alpen*. Stuttgart 1930.
- BÖSE, E.: *Geologische Monographie der Hohenschwangauer Alpen*. — *Geogn. Jh.*, **6**, 1893, S. 1—48, Cassel 1894.
- BRINKMANN, R., GUNDLACH, K., LOEGTERS, H. & RICHTER, W.: *Mesozoische Epirogenese und Paläogeographie in den österreichischen Nordalpen*. — *Geol. Rdsch.*, **28**, S. 438—447, Stuttgart 1937.
- CADISCH, J.: *Geologie der Schweizer Alpen*. — Basel 1953.
- CUSTODIS, A. & SCHMIDT-THOMÉ, P.: *Geologie der bayrischen Berge zwischen Hindelang und Pfronten im Allgäu*. — *Neues Jb. Mineral. usw.*, **80**, Beil.-Bd., Abt. B, S. 307—463, Stuttgart 1939.

- GANSS, O.: Geologie des Blattes Bergen. — *Geologica Bavarica*, Nr. 26, München 1956.
- GÖTZINGER, G.: Der Flysch zwischen Wien und Salzburg. — *Verh. Geol. Bundesanstalt. Wien* 1952. — [Sonderheft C].
- GÜMBEL, C. W. v.: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges. — Gotha 1861.
- HAGN, H.: Zur Paläogeographie und Mikropaläontologie des oberbayerischen Paleozänflyschs. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **101**, 1949, S. 164—183, Hannover 1950.
- Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Helvetikum und Flysch des Gebietes von Neubuern am Inn (Obb.). — *Geologica Bavarica*, Nr. 22, München 1954.
- Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. — *Geologica Bavarica*, Nr. 44. — [Im Druck].
- HAGN, H. & ZEIL, W.: Globotruncanen aus dem Ober-Cenoman und Unter-Turon der Bayerischen Alpen. — *Ecl. geol. Helvetiae*, **47**, Basel 1954.
- HAHN, F.: Einige Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **64**, 1912, Mon.-Ber., S. 528—536, Berlin 1913.
- Weitere Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **66**, 1914, Berlin 1915.
- HILTERMANN, H.: Stratigraphische Fragen des Campan und Maastricht unter besonderer Berücksichtigung der Mikropaläontologie. — *Geol. Jb.*, **67**, Hannover 1953.
- KOCKEL, C. W.: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **15**, 1923.
- Die Deckenfalten der Hohenschwangauer Berge. — *Geol. Rdsch.*, **17**, S. 159—160, Berlin 1926.
- KOCKEL, C. W., RICHTER, M. & STEINMANN, H. G.: Geologie der bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach. — *Wiss. Veröff. Deutsch-österreich. Alpen-Ver.*, H. 10, Innsbruck 1931.
- KRAUS, E.: Der nordalpine Kreideflysch, Teil I. — *Geol. paläontol. Abh.*, **19**, Jena 1932. — [1932 a].
- Der bayerisch-österreichische Flysch. — *Abh. Geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt*, H. 8, München 1932. — [1932 b].
- Der nordalpine Kreideflysch, Teil II. — *Neues Jb. Mineral. usw.*, **87**, Beil.-Bd., Abt. B, S. 1—243, Stuttgart 1942.
- Die Baugeschichte der Alpen, I. Teil. — *Akkademie-Verlag*, Berlin 1951.
- LANGE, P. R.: Die Geologie des Kleinen Walsertales in Vorarlberg. — *Diss. Berlin* 1955.
- Die Vorarlberger Flyschzone am Südrand des helvetischen Halbfensters zwischen Hoher Ifen und Widderstein im Kleinen Walsertal. — *Z. Geologie*, **5**, Nr. 3, Akademie-Verlag, Berlin 1956.
- MÜLLER-DEILE, G.: Geologie der Alpenrandzone beiderseits vom Kochel-See in Oberbayern. — *Mitt. Reichsst. Bodenf., Zweigst. München*, H. 34, München 1940.
- Flyschbreccien in den Ostalpen und ihre paläogeographische Auswertung. — *Neues Jb. Mineral. usw.*, **84**, Beil.-Bd., Abt. B, S. 330—378, Stuttgart 1940.
- NOTH, R.: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. — *Jb. Geol. Bundesanstalt, Sonderband 3*, Wien 1951.
- OBERHAUSER, R.: Geologische Untersuchungen im Flysch und Helvetikum der Hohen Kugel (Vorarlberg). — *Verh. Geol. Bundesanstalt*, H. 3, Wien 1953.
- PREY, S.: Zur Stratigraphie von Flysch und Helvetikum im Gebiete zwischen Traun- und Kremstal in Oberösterreich. — *Verh. Geol. Bundesanstalt, Wien* 1949.
- Geologie der Flyschzone im Gebiete des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf an der Krems (Oberösterreich). — *Jb. Geol. Bundesanstalt*, **94**, Festband, Wien 1950.

- PREY, S.: Helvetikum in der oberösterreichischen Flyschzone. — Verh. Geol. Bundesanstalt, Sonderheft C, Wien 1952.
- REICHEL, R.: Geologie der Flyschzone zwischen Ammer und Lech. — Diss. Berlin 1955.
- RICHTER, D.: Geologie der Allgäuer Alpen südlich von Hindelang. — Diss. Berlin 1954.
- Über die Retterschwang-Decke bei Hindelang im Allgäu. — Neues Jb. Geol. Paläontol., **1954**, S. 385—392, Stuttgart 1955.
- RICHTER, M.: Die Stellung der nordalpinen Flyschzone im Rahmen der Ostalpen. — Geol. Rdsch., **15**, S. 281—287, Berlin 1924.
- Geologischer Führer durch die Allgäuer Alpen. — Samml. geol. Führer, Berlin 1924. — [1924 a].
 - Kreide und Flysch im östlichen Allgäu zwischen Wertach und Halblech. — Jb. Geol. Bundesanst., **74**, Wien 1924. — [1924 b].
 - Alter und Stellung der südbayerischen Flyschzone. — Zbl. Mineral. usw., Abt. B, Stuttgart 1933.
 - Die deutschen Alpen und ihre Entstehung. — Sammlg. Der Deutsche Boden, **5**, Berlin 1937.
 - Die Gliederung der subalpinen Molasse. — Neues. Jb. Mineral. usw., **83**, Beil.-Bd., Abt. B, Stuttgart 1940.
 - Die Entwicklung der Anschauungen über den Bau der deutschen Alpen. — Z. deutsch. geol. Ges., **100**, 1948, S. 338—347, Hannover 1950.
 - Neue Ergebnisse der Flyschforschung in den nördlichen Kalkalpen. — Z. deutsch. geol. Ges., **105**, 1953, Hannover 1955.
 - Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzungen nach Westen und Osten. — Z. deutsch. geol. Ges., **108**, 1956, S. 156—174, Hannover 1956/57.
- RICHTER, M., KOCKEL, C. W. & STEINMANN, H. G.: Geologie der bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach. — Wiss. Veröff. Deutsch-österr. Alpen-Ver., H. 10, Innsbruck 1931.
- RICHTER, M., CUSTODIS, A., NIEDERMAYER, J. & SCHMIDT-THOMÉ, P.: Geologie der Alpenrandzone zwischen Isar und Leitzach in Oberbayern. — Z. deutsch. geol. Ges., **91**, Berlin 1939.
- RICHTER, M. & MÜLLER-DEILE, G.: Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (Obb.) und der Enns (Oberdonau). — Z. deutsch. geol. Ges., **92**, Berlin 1940.
- SCHMIDT-THOMÉ, P.: Geologische Aufnahme der Alpenrandzone zwischen Bergen und Teisendorf in Oberbayern. — Z. deutsch. geol. Ges., **91**, Berlin 1939.
- Untersuchungen im Flyschgebiet von Tölz (Oberbayern). — Z. deutsch. geol. Ges., **102**, 1950, S. 212—215, Hannover 1951.
 - Geologische Exkursion in die Ammergauer und Allgäuer Alpen. Berichterstattung. — Geologica Bavarica, Nr. 6, München 1951.
 - Geologische Karte von Bayern 1 : 100 000, Bl. 663 Murnau. München 1955.
- SCHNEIDER, A.: Geologie der Berge zwischen Breitach und Villach im Allgäu. — Diss. Berlin 1957.
- SEILACHER, A.: Die geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren. — Z. deutsch. geol. Ges., **105**, 1953, S. 214—227, Hannover 1954.
- SÖHLE, U.: Das Ammergebirge. Geologisch aufgenommen und beschrieben. — Geogn. Jh., **11**, 1898, S. 39—89, München 1899.
- WICHER, C. A.: Mikropaläontologische Beobachtungen in der höheren borealen Oberkreide, besonders im Maastricht. — Geol. Jb., **68**, S. 1—26, Hannover 1954.

- ZEIL, W.: Beiträge zur Kenntnis der Deutenhausener Schichten (Subalpine Molasse Oberbayerns). — *Geologica Bavarica*, Nr. 17, München 1953.
- Geologie der Alpenrandzone bei Murnau in Oberbayern. — *Geologica Bavarica*, Nr. 20, München 1954.
 - Fazies-Unterschiede in den kretazischen Teiltrögen der alpinen Geosynklinale Bayerns. — *Geol. Rdsch.*, **45**, S. 134—143, Stuttgart 1956.
- ZEIL, W. & HAGN, H.: Globotruncanen aus dem Ober-Cenoman und Unter-Turon der Bayerischen Alpen. — *Eclogae geol. Helvetiae*, **47**, Nr. 1, Basel 1954.
- ZÖBELEIN, H. K.: Beiträge zur Kenntnis der Faltenmolasse im westlichen Oberbayern. — *Erdöl u. Kohle*, **5**, S. 617—623, Hamburg 1952.

Die Entwicklung der ostalpinen Juraformation im Vorkarwendel zwischen Mittenwald und Achensee

VON ROLAND ULRICH, München

Mit 17 Abbildungen und 1 Beilage

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	100
A. Schichtenaufbau im Bereich der Karwendel-Mulde	102
I. Die Triasunterlage	102
II. Der Jura und die Unterkreide	103
a. Schichtbeschreibung	103
1. Lias	103
2. Dogger (?)	107
3. Malm	108
4. Unterkreide	113
b. Einzelprofile zur Fazies und Stratigraphie des Jura	115
III. Zur Tektonik der Karwendel-Mulde	121
B. Zum Problem der oberjurassischen Hornsteinbildung	122
I. Einführung und bisherige Arbeiten	122
II. Petrographische Beschreibung	125
III. Zur Genese der alpinen Hornsteine	132
a. Herkunft der Kieselsäure	132
b. Zeitpunkt des Beginns und Ort der Hornsteinbildung	134
c. Ursachen und Verlauf der Hornsteinbildung	138
C. Regionale Einordnung des Untersuchungsgebietes in die Faziesentwicklung der nördlichen Kalkalpen zur Jura-Zeit	140
I. Die paläogeographische Entwicklung des Gebietes der Karwendel-Mulde im Jura	140
II. Vergleich mit nördlich benachbarten Juravorkommen	144
D. Zusammenfassung	146
E. Literaturverzeichnis	147
I. Regionale Literaturhinweise	147
II. Literaturhinweise zum Hornsteinproblem	149

Vorwort

Die alpinen Gesteine der Juraformation bieten noch heute eine Reihe interessanter Probleme, besonders stratigraphischer und faziell-paläogeographischer Art. Der verhältnismäßig gut aufgeschlossene, regional geschlossene, aber räumlich ausgedehnte Bereich der Jura-Kreidemuße, die als „Karwendel-Mulde“ von Mittenwald weg nach Osten zieht, schien für derartige Untersuchungen besonders geeignet zu sein. Hier bot sich auch Gelegenheit zu einem Alters- und Faziesvergleich mit den im Norden und Süden benachbarten ostalpinen Jura-Vorkommen.

Immer noch ist die altersmäßige Abgrenzung der Juraformation gegen die Schichten der Oberen Trias und der Unterkreide ein reizvolles Problem. Ähnlich problematisch ist in vielen kalkalpinen Gebieten die Möglichkeit einer Gliederung der Jura-Formation in Lias, Dogger und Malm. So ergaben sich folgende drei stratigraphische Hauptaufgaben:

1. Festlegung der Rhät-Lias-Grenze;
2. Stratigraphische Untergliederung der ostalpinen Juragesteine;
3. Abgrenzung der Oberjura-Serien gegen die Unterkreide und damit eine altersmäßige Grenzziehung der Juraformation nach oben.

Darauf aufbauend, ließen sich eine ganze Reihe weiterer Probleme über die Entwicklung der ostalpinen Geosynklinalen für den Untersuchungsbereich während der Jurazeit, sowohl in Richtung der Geosynklinalachse von Westen nach Osten, als auch quer dazu, kritisch betrachten.

Die in der Jura-Schichtfolge häufigen Hornstein-Einschaltungen legten eine Untersuchung über ihre Genese nahe, zumal sie noch im Widerstreit der Meinungen steht. Mittels zahlreicher Dünnschliffe und Anschliffe wurde versucht, die Hornsteingene in den oberjurassischen Aptychenkalken einer Klärung näher zu bringen.

Die älteren Arbeiten, welche sich auf das Gebiet der Karwendel-Mulde beziehen, gehen vor allem auf ROTHPLETZ (1888) und seine Schüler CLARK (1887), SAPPER (1888) und SCHÄFER (1888) zurück. Über den östlichen Teil des untersuchten Gebietes arbeitete noch AMPFERER (1903) und später AMPFERER & HEISSEL (1950). Eine vorwiegend petrographische Arbeit über den bayerischen Anteil lieferte TRUSHEIM (1930). Die Arbeit von SCHMIDT-THOMÉ (1950) deutet bereits neue Probleme fazieller und stratigraphischer Art an.

Die Anregung zur vorliegenden Arbeit erhielt ich von meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. P. SCHMIDT-THOMÉ. Für sein stetiges Interesse und für die vielen Ratschläge möchte ich ihm herzlich danken.

Die Geländearbeiten erfolgten in den Sommermonaten der Jahre 1953 bis 1956. Die Ausarbeitung wurde am Institut für Geologie der Technischen Hochschule München in den Jahren 1956 und 1958 durchgeführt.

Die Mikrofossilbestimmungen verdanke ich den Herren Dr. HAGN, München, und Dr. BETTENSTAEDT, Hannover.

Besonders herzlich möchte ich Herrn Dr. W. BARTHEL, München, für die Bestimmung der Ammoniten-Fauna danken.

In dankenswerter Weise bestimmte mir Herr Professor Dr. W. QUENSTEDT, Achenkirch, die Rhynchoteuthen. Er führte mich auch durch das angrenzende Gebiet und gab mir viele wertvolle Hinweise.

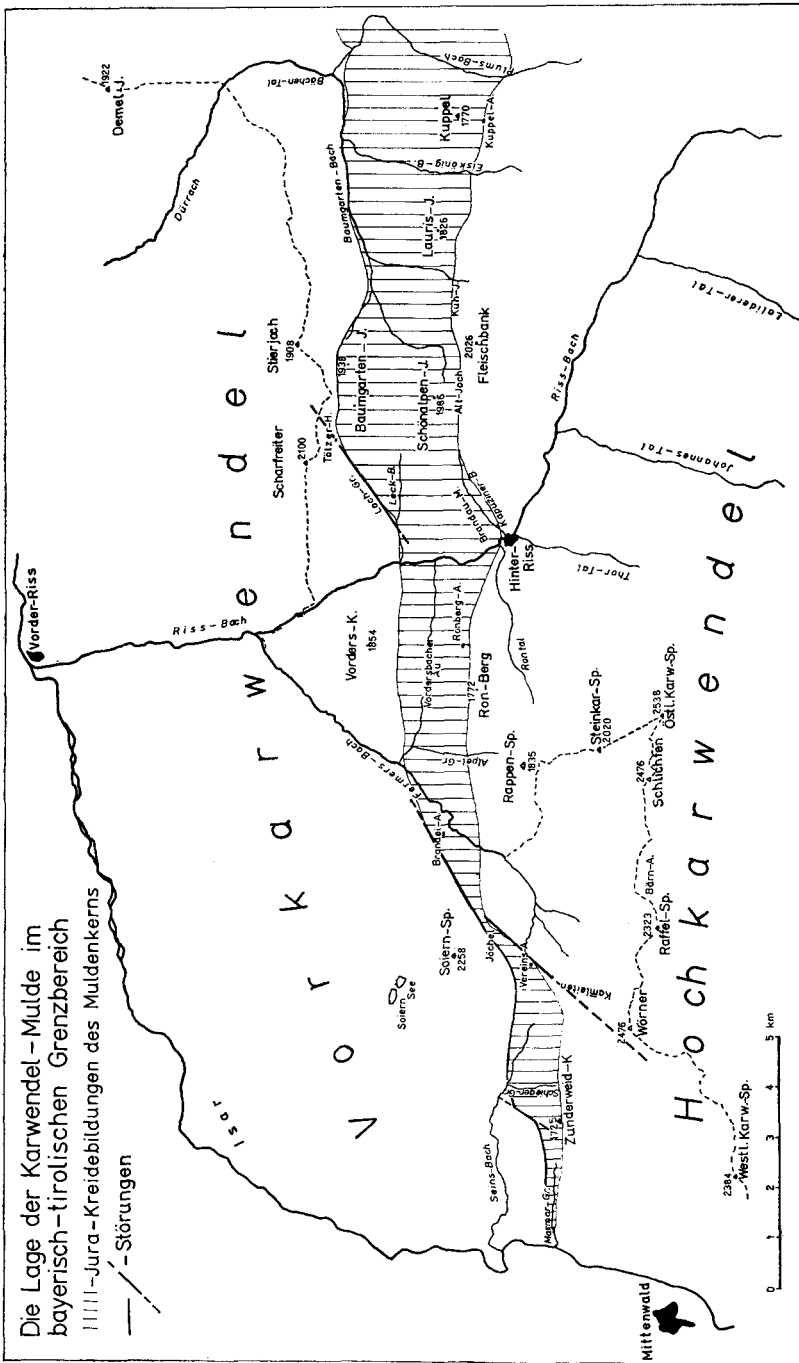


Abb. 1.

A. Schichtenaufbau im Bereich der Karwendel-Mulde

I. Die Triasunterlage

Für die Problemstellung sind die Gesteine der Trias von untergeordnetem Interesse. Sie bilden nur den Rahmen der behandelten Jura- und Kreideschichten. Auf eine detaillierte Darstellung der an beiden Flügeln der Karwendel-Mulde auftretenden älteren Triasgesteine kann daher verzichtet werden. Nur zwischen Hinterriß und der Isar im Westen wurde die Triasunterlage bis zu den Raibler Schichten hinab mit in die Untersuchung einbezogen. Ich habe die Ergebnisse in einer ungedruckten Arbeit (1954) zusammengefaßt.

R a i b l e r S c h i c h t e n

Nur an wenigen Stellen, am Fuß der Wettersteinkalkwände des Karwendels, sind Raibler Kalke, Mergel und Rauhacken aufgeschlossen, so hinter den Kammlaiten, unterhalb des Bärnals, am Fuß des Schlichten (2477 m) und zwischen Steinkar-Spitze (2021 m) und Wechselkopf (1835 m).

Der gewöhnlich an der Basis auftretende Raibler Sandstein fehlt durchweg. Auch eine vorkarnische Verkarstung (KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1930) konnte nirgends festgestellt werden. Wahrscheinlich sind die unteren Horizonte der Raibler Schichten vom angeschuppten Wettersteinkalk tektonisch unterdrückt. Hinter den Kammlaiten, südlich der Vereinsalm, ist das tiefste aufgeschlossene Glied der Raibler Schichten die Ostreenbank. Nach der Gliederung, wie sie von WÖHRMANN (1889) für den bayerisch-tirolischen Faziesbereich angegeben wird, entspricht die Ostreenbank den unteren Horizonten der oberen Abteilung der Raibler Schichten. Darüber folgen 30 m Kalke und Mergel, dann Rauhacken, brecciöse Kalke und Dolomite, die sich schwer von dem hangenden Hauptdolomit trennen lassen. Die aufgeschlossene Gesamtmächtigkeit beträgt 120 m.

H a u p t d o l o m i t

Im Westen des Gebietes um die Rappen-Spitz (1835 m) erreicht der saiger stehende Hauptdolomit eine Mächtigkeit von 2200 m, die über alle bisher bekannten Mächtigkeiten (max. 1500 bis 2000 m) hinausgeht. Ähnlich hohe Mächtigkeiten ergaben die Untersuchungen von BORNHORST (1958), der im Gebiet von Reutte ebenfalls Mächtigkeiten von über 2000 m angibt.

Im mittleren Teil der wie üblich ausgebildeten kurzklüftigen, feinkristallinen Hauptdolomit-Schichtfolge sind mehrere dünne (5—10 cm) Schiefertonglagen, im Verband mit stark bituminösen Dolomiten wechsellagernd, eingeschaltet. Sie wurden nicht näher untersucht.

Die Obergrenze des Hauptdolomits ist unscharf. Ein regelmäßiger, oft bankweiser Wechsel zwischen Dolomit und Kalk bei gleichem äußerem Habitus leitet zum Plattenkalk über.

P l a t t e n k a l k

Lithologisch zeigt der Plattenkalk der Karwendel-Mulde keine Besonderheiten. In seinen obersten Lagen wird er bereits den Kössener Schichten ähnlich, wo Mergelzwischenlagen und dünne Bänkchen mit zusammengeschwemmtem Schill häufiger werden. Seine Mächtigkeit beträgt zwischen 300 und 400 m.

Bemerkenswert sind die morphologischen Unterschiede zwischen den beiden Muldenflügeln, die sich aus der Verschiedenheit der Lagerung ergeben. Auf dem Südflügel steht der Plattenkalk in der gesamten Erstreckung saiger bis schwach nach Norden überkippt und tritt daher morphologisch durch Plattenschüsse, Nadeln und scharfe Grate hervor. Auf dem lebhaft gefalteten Nordflügel nimmt der Plattenkalk ein größeres Gebiet ein und wird im Vorkarwendel formbestimmend. Flache Lagerung und der Wechsel von plattigen Kalkbänken mit zwischengeschalteten Tonmergellagen führen zur Bildung markanter Gipfel, wie der pyramidenartig aufgebauten Soierngruppe und dem Scharfreiter, sowie zum ausgedehnten Plateau des Vorderskopf.

Kössener Schichten

Die Basisschichten der tonig-mergeligen Kössener Schichten sind trotz einer gewissen faziellen Ähnlichkeit mit den obersten Schichten des Plattenkalkes durch eine typische Rhätfauuna von diesem abzugrenzen. In steiler Lagerung begleiten sie, im Gelände durch flache Depressionen gekennzeichnet, die beiden Flügel der Karwendel-Mulde. Die Mächtigkeit beträgt durchschnittlich 120 bis 200 m, ist jedoch gelegentlich tektonisch auf wenige Meter reduziert.

Der mittlere Teil der Kössener Schichten enthält bis zu 8 m mächtige gebankte Kalke, die im Streichen länger aushalten können. Den oberen Teil bilden schwarze, *Choristoceras* führende Mergel; mit grauen bis gelblichen, sich sandig anführenden Kalkmergeln gehen sie in den basalen Lias über.

Eine ungewöhnliche Ausbildung der Kössener Schichten tritt im Profil an der Tölzer Hütte auf. Dort kommen in den oberen Partien fleckige Kalke und rötliche Tonschiefer vor, die auf Grund ihres Aussehens von SCHMIDT-THOMÉ (1950) zum Lias gerechnet wurden. Durch Ammonitenfunde des tiefsten Lias in einer darüberliegenden Bank müssen diese Schichten ins Rhät gestellt werden. Es scheint sich um ähnliche Bildungen zu handeln, wie sie von den Schattwalder Schichten des Allgäu beschrieben werden.

II. Der Jura und die Unterkreide

a. Schichtbeschreibung

1. Lias

Trotz einer Mächtigkeit von nur 40 bis 60 m ist der Lias das markanteste Schichtglied der Karwendel-Mulde. Da er mit einer Kalkbank über den weichen Kössener Mergeln beginnt, ist seine Untergrenze meist vorzüglich herauspräpariert. Durch seine vorwiegend rote Farbe läßt er sich oft verhältnismäßig leicht mehrere Kilometer weit verfolgen. In der Karwendel-Mulde bildet der Hierlatzkalk nicht, wie es häufig der Fall zu sein scheint (Synklinorium und Randzone), die Basis des Lias. Vielmehr wird sie von einem bunten (meist roten) Knollenkalk und einer noch darunter gelegenen Basis-Kalkbank eingenommen. Weiterhin konnte festgestellt werden, daß die allgemeine Ansicht, der Lias der Karwendel-Mulde werde ganz durch bunte Kalke (Knollenkalk und Hierlatzkalk) vertreten, nicht den tatsächlichen Verhältnissen entspricht. Der tektonisch wenig gestörte Bereich der Karwendel-Mulde zwischen Fernersbach im Westen und Plumbach im Osten läßt erkennen, daß über dem Knollenkalk stets ein hellgrauer Fleckenkalk folgt. Im Westen der Karwendel-Mulde repräsentieren Hierlatzkalk und Knollenkalk fast den gesamten Lias bei geringer Mächtigkeit.

Die Beschaffenheit der Liasgesteine mit den roten, braunen oder graugrünlischen Farben der dichten oder spätigen Kalke, Crinoidenkalke, Knollenkalk, Hornsteinkalke und Kalk- und Tonmergel ist sehr unterschiedlich; sie wechselt

im Streichen oft rasch. Trotzdem halten die Haupt-Gesteinstypen im Streichen aus. Für den Lias der Karwendel-Mulde läßt sich folgende stratigraphische Gliederung auf fazieller Grundlage durchführen:

- Oben: Rote und graue Mergel und Kalkmergel
 Fleckenkalk
 Hierlatzkalk
 Roter Knollenkalk
 Unten: Grauer Basiskalk

Als besonders günstig für die Untersuchungen erweist sich der Bereich zwischen Fermersbach im Westen und Fonsjoch im Osten auf dem Südflügel der Karwendel-Mulde. Vom Fermersbach bis zum Marmorgraben am Westende des Untersuchungsbereiches wird die stratigraphische Gliederung durch stärkere tektonische Reduktion und Ausquetschung der weicheren Schichtglieder und damit Hervorhebung der kalkig-massigen Partien erschwert.

Grauer Basiskalk

Aus den tonig-mergeligen Kössener Schichten entwickelt sich — ohne erkennbare Schichtlücke — ein grauer Kalk, der das älteste Schichtglied des Lias bildet. Die etwas sandigen Mergel in seinem Liegenden (vgl. S. 103) führen noch eine Brachiopoden- und Lamellibranchiatenfauna, die der der Kössener Schichten recht ähnlich ist. Sie entspricht der Limen-Zone von ROTHPLETZ (1888).

Trotz der geringen Mächtigkeit von 0,75—1,50 m ist der Graue Basiskalk vom Marmorgraben bis zum Fonsjoch in der gesamten streichenden Erstreckung ausgebildet und als ausgesprochener lithologischer Leithorizont für den unteren Lias α anzusehen.

Der Graue Basiskalk ist ein dunkelgrauer bis schwärzlichgrauer, mergeliger Kalk, der gelbbraun verwittert. Die unteren Lagen sind etwas kalkpsammitisch und zeigen Anklänge an die Grestener Fazies. Darauf folgen dichte bis feinspätige Kalke von einigen Dezimeter Mächtigkeit. Das Hangende dieser grauen Kalke bilden rotgraue bis rotbraune eisenschüssige Kalke. Die darin auftretenden Fossilien sind meist mit Brauneisen umkrustet. Da diese farbigeren Kalke auffälliger sind als der Graue Basiskalk und dieser selbst noch Ähnlichkeit mit den Kössener Schichten hat, konnte — mit Ausnahme einiger besonders gut aufgeschlossener Fossilfundpunkte (Marmorgraben und Fonsjoch) — der tiefste Lias in der Karwendel-Mulde im allgemeinen nicht erkannt werden.

Auch von SCHÄFER (1888), ROTHPLETZ (1888) und LANGE (1952) wurde der Graue Basiskalk dem untersten Lias zugerechnet; LANGE (1952) konnte ihn am Fonsjoch noch untergliedern; das ließen die von mir untersuchten Aufschlüsse nicht zu. Indessen konnte ich den Grauen Basiskalk auf Grund von Fossilfunden (vgl. S. 118) dem Lias α 1 zuordnen.

ROTHPLETZ (1888) stellte für den untersten Lias am Fonsjoch fünf Zonen auf:

- Oben: Marmorea-Zone
 Arieten-Zone
 Angulaten-Zone
 Planorbe-Zone
 Unten: Limen-Zone.

Auf Grund der Profile und Fossilfunde im Untersuchungsgebiet (vgl. S. 116) lassen sich die Schichtglieder des untersten Lias der Karwendel-Mulde wie folgt einstufen:

Einige dm:	Farbige Kalke mit eisenschüssigen Fossilien	=	Marmorea-Zone Arieten-Zone Angulaten-Zone	=	$\alpha 2 + \alpha 3$
0,75—1,50 m	Grauer Basiskalk	=	Planorbe-Zone Limen-Zone	=	$\alpha 1$

Da sich der Horizont der Marmorea-Arieten-Angulaten-Zonen durchweg mit Fossilien nachweisen läßt und der darunterliegende Graue Basiskalk horizontbeständig in der ganzen Karwendel-Mulde auftritt, ist man berechtigt, den Grauen Basiskalk — auch wenn Fossilien nicht angetroffen werden — in den Lias $\alpha 1$ zu stellen, soweit nicht oberstes Rhät auf Grund von Fossilfunden nachweisbar ist.

Roter Knollenkalk

Roter Knollenkalk wird östlich des Fermersbachs zum formbestimmenden Schichtglied des Lias. Er bildet meist eine weithin zu verfolgende Rippe, welche sich deutlich von den weichen Kössener Mergeln und den Mergeln des Oberen Lias abhebt.

Sowohl Mächtigkeit als auch Lithologie des Roten Knollenkalks wechseln stark. Typisch ist ein dichter, meist rot bis rotbraun gefärbter, gut gebankter Kalk mit wulstig-knolliger Oberfläche, der in einer pelitischen Grundmasse abgerollte Kalktrümmer des gleichen Gesteins enthält. Häufig unterbrechen graue Flecken die rote Farbe, stellenweise ist das Gestein völlig grau. Im westlichen Teil der Karwendel-Mulde ist der Rote Knollenkalk örtlich ganz durch Hierlatzkalk vertreten. Ausläufer davon finden sich zwischen Reißbach und Plumbach im östlichen Teil des Gebietes als bis 1 m mächtige Einschaltungen im Knollenkalk. Die Mächtigkeit des Knollenkalks schwankt zwischen 5 und 25 m.

Stratigraphisch umfaßt die Fazies des Roten Knollenkalks vor allem Lias $\alpha 3 + \beta$; jedoch reicht die Serie stellenweise bis zum Lias δ hinauf (vgl. S. 118). Die im Liegenden des Knollenkalks auftretenden eisenschüssigen, fossilreichen Kalke sind als Übergang vom Grauen Basiskalk zum Knollenkalk anzusehen. Der Farbe nach sind sie zu letzterem zu rechnen. Stratigraphisch gehören sie vorwiegend dem Lias $\alpha 2$ an (vgl. S. 117).

Hierlatzkalk

Der Hierlatzkalk der Karwendel-Mulde ist ein bunter, dichter und körniger Kalk, vorwiegend ungeschichtet-massig, von weißer bis gelbgrauer, manchmal lachsroter Farbe. Im Streichen wechselt er rasch von einem grobkörnigen grauweißen Spatkalk zu einem dunkelroten Crinoidenkalk, der fast nur aus Echinodermenresten besteht, die in eine mergelige Grundmasse eingebettet sind. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 0 und 15 m.

Die Hierlatzkalk-Fazies ist vor allem im westlichen Teil der Mulde, zwischen Marmorgraben und Reißbach, verbreitet. Dies prägt sich in der Bildung von massigen Felsklippen aus. Im Westen vertritt der Hierlatzkalk den Knollenkalk bei gleicher stratigraphischer Stellung. ROTHPLETZ (1888) stellte ihn vorwiegend in den mittleren Lias. Im obersten Lias treten die typischen Hierlatzkalke nicht mehr auf.

Zur Unterscheidung von Knollenkalk und Hierlatzkalk ist zu sagen, daß des öfteren ein kontinuierlicher Übergang von der einen zur anderen Fazies besteht, so daß eine strenge Trennung nicht möglich ist.

Fleckenkalk

Im Ostteil der Karwendel-Mulde folgt auf den Knollenkalk ein Fleckenkalk. Dem Aussehen nach gleicht er mit den typischen dunklen, unregelmäßigen Flecken und der gelblichweißen Verwitterungsfarbe durchaus den Fleckenkalken aus der Fleckenmergel-Serie der nördlichen Muldenzonen. Im frischen Zustand sind die scharfkantig brechenden Kalke von lichtgrauer Farbe. Kieselsäure-Anreicherungen in Form von schlierig-linsigen Aggregaten sind nicht selten. Die Bankung ist sehr gut, mit Lagemächtigkeiten von 5 bis 8 cm und glatten ebenen Schichtflächen.

Die Mächtigkeit des Fleckenkalkes schwankt zwischen 15 und 40 m. Er gehört auf Grund von Fossilfunden (vgl. S. 119) zum mittleren Lias. Dort, wo der Fleckenkalk mächtiger wird, nimmt der Knollenkalk gleichzeitig ab, er vertritt also diesen offenbar zum Teil.

Bunte Mergel

Im östlichen Teil der Karwendel-Mulde folgen auf den Knollen- bzw. Fleckenkalk die Bunten Mergel. Es sind dies tonreiche, in lebhaftem Wechsel grau und rot gefärbte Mergel, stellenweise Kalkmergel in einer Mächtigkeit bis zu 35 m. Bis 50 cm mächtige kalkige Einschaltungen, z. T. aus Crinoidendetritus bestehend, kommen vor. Wie die Knollenkalke führen auch die Mergel gerundete und stellenweise verdrückte Gerölle aus dem gleichen Material. Die Annahme, daß es sich hierbei um Schlickgerölle handelt, wie sie WEYNSCHENK (1949, S. 12) aus dem Lias des Sonnwend-Gebirges beschreibt, liegt nahe.

Ebenso wie die anderen Faziestypen des Lias — mit Ausnahme des Grauen Basiskalks — sind auch die Bunten Mergel nicht streng horizontbeständig. Es ist festzustellen, daß die Fazies der Bunten Mergel von Osten nach Westen in immer höheren Zonen, also immer später einsetzt. Im Marmorgraben fehlen die Mergel überhaupt. Erst am Zunderweid-Kopf (1726 m) — 1 km östlich des Marmorgrabens — treten rote Mergel im Hangenden von Knollenkalken auf. Die stratigraphische Stellung ist nicht gesichert; vermutlich gehören sie zum obersten Lias bis untersten Dogger. Im Alpelgraben — 7 km weiter östlich — nimmt die Fazies der Bunten Mergel noch den Übergangsbereich vom Lias bis zum Oberjura ein. Der dazwischen liegende Teil ist schlecht oder nicht aufgeschlossen, so daß genaue Angaben nicht gemacht werden können. An der Tölzer Hütte auf der Südseite des Scharfreiters finden sich die Mergel als Hangendstes der Fleckenkalke wieder und vertreten den Mittleren bis Oberen Lias. Das Gleiche gilt für den Bereich vom Alt-Joch bis zum Plumbach auf dem Südflügel der Mulde.

Die Hangendgrenze der Bunten Mergel läßt sich wegen der meist spärlichen Fossilführung nicht genau festlegen. Es gilt jedoch als ziemlich sicher, daß sie noch in den Dogger hineinreichen, wie es auch QUENSTEDT (1951, S. 58) vom Ampelsbach nördlich des Achensees angibt.

Die Fossilfunde im Lias beschränken sich im wesentlichen auf wenige Stellen, die bei der Besprechung der Spezialprofile (s. S. 115) gesondert behandelt werden. Die nachfolgende Liste gibt eine Zusammenstellung aller im Untersuchungsgebiet von mir gefundenen Cephalopoden des Lias:

Oberer Lias:

- Phylloceras partschi* (STUR)
Phylloceras nilssoni HÉB.
Grammoceras cf. *normannianum* (D'ORB.)
Protogrammoceras cf. *bassanii* (FUC.)
Lillia comensis (BUCH) var.

Mittlerer Lias:

- Fuciniceras lavinianum* (MENEHGH.)
Fuciniceras portisi (FUC.)
Fuciniceras cf. *boscense* (REYN.)
Fuciniceras cf. *crassiplicatum* (FUC.) var.
Phylloceras cf. *geyeri* (BONAR.)
Lytoceras cf. *conjugatum* (BONAR.)
Coeloceras cf. *sellae* (GEMM.) var.
Arietoceras cf. *mirificum* (FUC.)
Paroxynoticeras salisburgense (HAUER)
Uptonia jamsoni (SOW.)
Liparoceras sp.
Rhacophyllites eximus (HAUER)
Atractites liassicus GÜMB.
Passaloteuthis milleri (PHILL.)
Passaloteuthis cf. *apicicurvata* (BLAINV.)

Unterer Lias:

- Vermiceras ophioides* (D'ORB.) var.
Asteroceras obtusum (SOW.)
Paracaloceras coregonense (SOW.)
Paracaloceras centauroides (SAVI & MENEHGH.)
Arnioceras cf. *boehmi* HUG
Arnioceras cordieri (CANAV.)
Charmasseiceras marmoreum (OPP.)
Charmasseiceras trapezoidale (SOW.) CANAV.
Charmasseiceras cf. *postaurinum* (WÄHN.)
Storhoceras haploptychum (WÄHN.)
Caloceras hadroptychum (WÄHN.)
Psiloceras cf. *calliphyllum* NEUM.
Nautilus cf. *adneticus* PIA

2. Dogger (?)

Eine vorangegangene Arbeit über den westlichen Teil der Karwendel-Mulde (ULRICH 1954) konnte noch keine Klärung der Frage des Vorhandenseins von Dogger im Juraprofil des Muldenkerns erbringen. Die besseren Aufschlußverhältnisse im östlichen Teil des Gebietes ließen erwarten, daß dieses auch in anderen Bereichen der nördlichen Kalkalpen vielfach diskutierte Problem einer Lösung nähergebracht werden könnte. Dazu wurden von der Serie der Bunten Mergel an bis zum Malm-Kieselkalk Proben entnommen und auf ihren Mikrofossilgehalt untersucht. Es stellte sich zwar stets eine typische Faune in den Bunten Mergeln ein, für den Dogger bezeichnende Arten konnten aber nicht festgestellt werden. Vorherrschend und sehr zahlreich sind Ostracoden verschiedener Gattungen (u. a. *Ogmoconcha*), daneben immer wiederkehrend Foraminiferen der Gattungen *Lenticulina*, *Involuntina*, *Dentalina* und *Astacolus*, sowie Echinodermenreste, Seeigelstacheln, Fischzähnen, Schwammreste (Nadeln und Raxen). Neben seltener auftretenden Radiolarien enthielten einige Proben

Rhynchotheuten (*Hadrocheilus* und *Akidocheilus*) und Aptychenbruchstücke. Doch sind stratigraphische Aussagen anhand der Mikrofossilien noch nicht möglich.

Auch mit Makrofossilien ließ sich im Untersuchungsgebiet der Dogger bisher nicht nachweisen. Es bleibt nur der Vergleich mit dem von CLARK (1887, S. 24) im Ampelsbach durch *Stephanoceras coronatum* nachgewiesenen Dogger. Vergleichsbegehungen, gemeinsam mit Herrn Professor Dr. W. QUENSTEDT, führten mich zu der Überzeugung, daß dort faziell die gleiche Ausbildung wie in dem von mir untersuchten Gebiet vorliegt.

Wie schon oben angeführt, stellen die Bunten Mergel den Übergang vom Lias zum Oberjura dar, wobei nur die liegenden Partien zum Teil sicher in den Oberen Lias gestellt werden können. Zum Hangenden gehen die Mergel in kieselige Mergel und Kieselkalke über. Nach QUENSTEDT (1951, S. 57) beginnt die Radiolarit-Serie (von mir als Kieselkalk bezeichnet) im unteren Malm (Oxford). Eine Schichtlücke zwischen Lias und Malm konnte im gesamten Gebiet nirgends nachgewiesen werden, wodurch die Annahme, daß Teile der Bunten Mergel, wahrscheinlich auch der Radiolarien-reiche Mergel, dem Dogger entsprechen, berechtigt ist. Die Mächtigkeit des zum Dogger zu rechnenden Schichtkomplexes beläuft sich auf 15 bis 35 m. Nach AMPFERER & HEISSEL (1950, S. 19) ist der Dogger in Form von grauen, grünlichen, gelblichen, oft kieseligen Mergeln auf dem Südflügel der Karwendel-Mulde, westlich des Achensees, am Kleekopf, über Lias-Crinoidenkalken fossilmäßig belegt. Es werden keine Leitfossilien genannt.

Wenn auch keine Fossilfunde gemacht wurden, die eine einwandfreie Altersangabe ermöglichen, so ergibt sich doch zwischen den fossilmäßig belegten Schichten des oberen Lias und des unteren Malm eine Schichtserie, welche dem Dogger zugerechnet werden kann.

3. Malm

Bezeichnend für die Sedimente des Malm sind die an der Basis auftretenden, meist kräftig rot gefärbten Kieselkalke. Sie werden überlagert von einer mächtigen Aptychenkalkserie, welche einen beträchtlichen Gehalt an Hornstein, vorzugsweise in schichtig-linsiger Form, aufweist. Eingeschaltet in den Aptychenkalk finden sich konglomeratische Bildungen, die stellenweise über mehrere Kilometer horizontbeständig auftreten.

Kieselkalk

Das Hangende der Bunten Mergel bildet der Malm-Kieselkalk. Radiolarit im engeren Sinne existiert in der Karwendel-Mulde nicht.

Als solches ist ein Gestein anzusehen, das primär vorwiegend aus Radiolarien aufgebaut ist und keinen wesentlichen Kalkgehalt besitzt. Die Bezeichnung Radiolarit sollte nur mit Vorsicht angewandt werden. Bei allen, von mir untersuchten, sogenannten Radiolariten handelt es sich entweder um Kieselkalke oder um Hornsteinkalke. Die vielfach noch übliche Verbindung des Begriffs „Radiolarit“ mit dem Bildungsraum der Tiefsee besteht durchaus nicht ohne weiteres zu Recht.

Der Hornsteinbildung ist ein eigener Hauptabschnitt (s. S. 122) gewidmet.

Der Malm-Kieselkalk ist ein vorwiegend tieferer, manchmal grünlicher und schwarzer, dünnbankiger Kalk. Ein kleinsplitteriger, bröckeliger Zerfall ist für ihn typisch. In einer Kalkpelit-Grundmasse sind mehr oder minder gleich-

mäßig verteilt zahlreiche kieselige Organismen, Radiolarien und Schwammreste, eingebettet. Sekundäre Kieselsäureanreicherungen lassen das Gestein gelegentlich makroskopisch als „Radiolarit“ erscheinen. Stellenweise vermittelt eine grau-grüne, manchmal schwärzliche, mergeligere Übergangszone zwischen den Bunten Mergeln und dem eigentlichen Roten Kieselkalk. An der Tölzer Hütte auf der Südseite des Scharfreiters treten als Sonderfall an der Basis des Roten Kieselkalks dickbankige hellgraue Hornsteinkalke auf.

Die Kieselkalk-Serie setzt erst am Fernersbach ein und erweist sich von da an in östlicher Richtung als ein äußerst beständiges Schichtglied auf beiden Muldenflügeln. Die Mächtigkeit erreicht dabei 60 m.

Stratigraphisch kann der sonst vielfach als „Radiolarit“ bezeichnete Kieselkalk auf Grund der Arbeiten von QUENSTEDT (1951) im Achensee-Gebiet, dem direkt im Osten anschließenden Bereich, mit hinreichender Sicherheit in den Unteren Malm (Oxford und Kimmeridge) gestellt werden. Makrofossilien treten nur spärlich auf. Es handelt sich um schlecht erhaltene Aptychen der Gattung *Laevaptychus* und *Lamellaptychus*.

Eine Ausnahme in der normalen Schichtfolge des Jura bildet nur das westliche Ende der Mulde. Im Marmorgraben besteht der Jura vom Lias bis zum Unteren Malm (Acanthicus-Zone) aus Hierlatzkalk und Knollenkalk, der von geringmächtigem Aptychenkalk (Tithon) überlagert wird, ohne daß eine Schichtlücke zu erkennen ist.

A p t y c h e n k a l k

Über dem Kieselkalk treten in mächtiger Folge die Aptychenkalke auf. Sie beginnen mit gelbgrauen Mergeln und Kalkmergeln, die in den hellgrauen Aptychenkalk übergehen, stellenweise auch sogleich mit Aptychenkalk.

Dieser ist meist gut gebankt, von einigen cm bis dm Bankdicke. Die Farbe schwankt zwischen dunkel- und hellgrau. Der Kalk ist feinpelitisch mit meist beträchtlichem Anteil an Mikroorganismen, vorwiegend Radiolarien und Schwammresten. Im unteren Teil der Aptychenkalkfolge findet sich stellenweise eine Fazies feinsandiger, dünnplattiger mergeliger Kalke mit örtlich massenhaften Zusammenschwemmungen von Aptychen. Schon die hangenden Partien der Kieselkalke weisen örtlich feinkonglomeratische Einlagerungen auf. Es handelt sich um nur einige cm mächtigen, organogenen Detritus (Aptychen-Molluskenbruchstücke, Crinoidenreste usw.), kleinere Kalkgerölle und kohlige Relikte. Auch Plagioklas-Bruchstücke wurden gelegentlich angetroffen.

Häufig enthält der Aptychenkalk linsenförmige bis schichtige, seltener knollige Hornstein-Anreicherungen, deren Menge nach oben hin abnimmt. Gleichzeitig nehmen Mergeleinschaltungen und weißliche, dünnbankige Kalke zu. In dieser oberen, kalkig-mergeligen Fazies liegt die Grenze zum Neokom, welche sich lithologisch nicht scharf fassen läßt. *Calpionella alpina* LOR. wird in diesen Schichten häufig angetroffen.

Die Mächtigkeit der Aptychenkalke erreicht mit den konglomeratischen Einschaltungen bis zu 800 m. Stratigraphisch sind sie mit dem größten Teil der Schichtfolge ins Tithon einzuordnen.

An Makrofossilien wurden nur Aptychen gefunden, wobei Punctaptychen nur im mittleren und oberen Teil des Aptychenkalkes angetroffen wurden. Es konnten bestimmt werden:

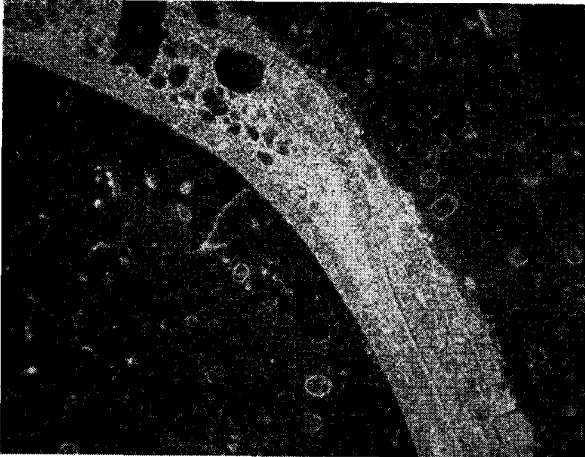


Abb. 2. Malm-Aptychenkalk mit *Lamellaptychus* sp. und *Calpionella alpina* LOR., Jöchel (südl. Soiern-Sp.), Vergr. 1 : 50.

- Lamellaptychus lamellosus* (PARK.)
Lamellaptychus beyrichi (OPP.)
Lamellaptychus beyrichi (OPP.) var. *fractocasta* TRTH.
Lamellaptychus rectecostatus (PET.)
Punctaptychus punctatus (VOLTZ)
Punctaptychus punctatus (VOLTZ) var. *divergens* TRTH.
Punctaptychus punctatus (VOLTZ) var. *fractocosta* TRTH.
Punctaptychus monsalvensis TRTH.
Laevilamellaptychus sp.

M a l m - K o n g l o m e r a t e

Von besonderem paläogeographischem Interesse sind die, stellenweise schon im oberen Teil des Kieselkalkes einsetzenden, besonders aber darüber im Aptychenkalk häufigen Einschaltungen von Konglomeraten. TRUSHEIM (1930) hat sich bereits mit diesem Problem befaßt und dabei zwischen Konglomeraten und Hornsteinbreccien unterschieden, für deren Entstehung er wiederholte Bodenbewegungen im Tithon annimmt.

Ich konnte feststellen, daß die feinkonglomeratischen Einlagerungen bereits im oberen Kieselkalk einsetzen. Im Aptychenkalk selbst kann man zwei Gruppen von konglomeratischen Einschaltungen unterscheiden.

Die erste tritt im unteren Teil des Aptychenkalks im Zusammenhang mit dessen feinsandig, dünnplattiger, schillreicher Ausbildung auf (vgl. S. 109). Die Geröllkomponenten sind häufig nur durch das Herauswittern an der Oberfläche festzustellen. Im Dünn- und Anschliff ist zu erkennen, daß die aus dem gleichen Material wie das Einbettungsmittel bestehenden Komponenten einerseits nahezu ohne Zwischenmittel aneinanderpassen, andererseits schon in der gleichen Bank völlig verschwinden können.

Die Deutung der Konglomerate (TRUSHEIM, 1930, S. 41) als noch plastische Kalkschlickgerölle, welche in einem Flachmeer durch starke Wasserbewegung entstanden sind, erscheint im Zusammenhang mit den Schill-Lagen, Lebensspuren usw. naheliegend. Die Konglomerate können dem Untertithon zugeordnet werden, wofür das Auftreten von vorwiegend *Lamellaptychus*, untergeordnet *Laevilamellaptychus* und selten *Punctaptychus* spricht.

Die zweite klastische Einlagerung (Hornsteinbreccie TRUSHEIMS) hat eine größere Verbreitung als die vorgenannte. TRUSHEIM (1930, S. 43) beschrieb schon die Vorkommen vom Zundweidkopf, Brandlalm, Ronbergwald, vom Rißbach auf beiden Muldenflügeln und vom Baumgartenjoch. Er parallelisierte sie mit Recht mit dem von CLARK (1887, S. 26) am Fonsjoch erwähnten Vorkommen. In dem zwischen dem Fonsjoch und dem Rißbach liegenden Gebiet tritt dieses Konglomerat auf beiden Muldenflügeln stellenweise in mehreren Horizonten übereinander auf. Entsprechend dem Vorkommen vom Baumgartenjoch auf dem Nordflügel der Karwendel-Mulde befindet sich auf dem Südflügel der Mulde, an der Nordseite des Schönalpenjochs, in Fortsetzung der vom Rißbach über die Brandau-Mauer zu verfolgenden Rippe, eine ca. 10 m mächtige, dickbankig-massige Einschaltung dieses Konglomerates. Nach Osten hin ist es auf dem Südflügel über das Laurisjoch und die Kuppel bis zum Plumbach, auf dem Nordflügel vom Rißbach über Baumgartenjoch und Eiskönigbach bis zum Plumbach zu beobachten.

Die Ausbildung, sowohl in Bezug auf die Verschiedenheit der Komponenten als auch auf Größe und Form derselben, ist im Streichen beträchtlichen Schwankungen unterworfen. Die meist kaum kantengerundeten Komponenten setzen sich aus kalkalpinem Material zusammen, das vom Oberjura bis zum Hauptdolomit reichen kann. Hornstein liegt stellenweise als Aufarbeitungsprodukt vor, jedoch nicht in dem Maße, daß man von einer Hornsteinbreccie sprechen kann. Eine sekundäre Anreicherung von Kieselsäure, wie sie in den Hornsteinkalken vorliegt, wurde nur vereinzelt beobachtet. Die Mächtigkeit der Konglomerate beträgt zwischen 5 und 25 m. Die Oberjura-Konglomerate (Hornsteinbreccie TRUSHEIMS) nehmen jedoch keine konstante stratigraphische Zone ein. Nur über 3—4 km, so vom Ronbergegg über Rißbach zum Schönalpenjoch, nördlich von Hinterriß, läßt sich eine schichtbeständige Rippe durchverfolgen, wobei darunter- oder darüberlagernd noch kleinere Konglomeratlagen auftreten können. Die Konglomerate sind also örtliche Bildungen, welche über einen größeren zeitlichen Bereich (Tithon) hinweg in die normale Schichtenfolge des Oberjura eingeschaltet sind.

Die stets im Liegenden davon auftretenden, ausgesprochenen Seichtwasserbildungen der Aptychenbreccie sind von dem polymikten Oberjura-Konglomerat zeitlich getrennt. Es kann jedoch ein ursächlicher Zusammenhang in der Entstehung beider klastischer Sedimentarten bestehen, dahingehend, daß die im Kimmeridge-Tithon einsetzende Flachmeerbildung in nördlich oder südlich benachbarten Bereichen eine noch stärkere Hebung über den Meeresspiegel andeutet. Diese Gebiete könnten zum Abtragungsbereich geworden sein und das Material für die Konglomerate geliefert haben.

Einige Beobachtungen geben dafür einen Hinweis. Auf der Ostseite des Fermersbachs (Südflügel der Karwendel-Mulde) sind die Verhältnisse wie folgt: Über einer bankweisen Wechselzone von Kalk und Tonmergeln setzt dort das Konglomerat mit einer 12 cm dicken Bank ein. Die Komponenten bestehen aus Hornsteinkalk, Hornsteinbruchstücken, Liaskalk, Rhätkalk und Kössener Kalk. Die unterschiedlich stark kantengerundeten Gerölle haben einen Durchmesser von 0,5 bis 3,5 cm. Das Bindemittel ist ein Oberjura-Kalkpelit mit zahlreichen Radiolarien und Schwammnadeln. Einige Hornsteinkomponenten zeigen eine weiße Umkrustung (s. Abb. 3), welche den Verwitterungskrusten von Kreidefeuersteinen sehr ähnlich ist. Die nächsthöhere Bank ist bereits feinkörniger. Die stark zugerundeten Geröllchen besitzen nur noch mm-Durchmesser. Hornstein-



Abb. 3. Oberjura-Konglomerat vom Fermersbach (Anschnitt). Die gut zugerundeten Kalkgerölle sind in eine pelitische Grundmasse eingebettet. Dunkle Komponenten sind klastischer Hornstein, in einem Fall (Bildmitte) mit weißer Verwitterungsrinde. Nat. Größe.

bruchstücke werden nicht mehr angetroffen. Organogener Detritus ist stärker beteiligt. Diese feinkörnige, etwas dickbankige Ausbildung geht 5 m darüber in normalen Aptychenkalk über.

Das über einer Folge von Kalk und Mergeln plötzlich einsetzende, nur teilweise gerundete, grobkörnige Konglomerat ist nach oben hin zunehmend feinkörniger und stärker abgerollt, wobei die Beteiligung des Einbettungsmittels zunimmt. Die Krustenbildung an den klastischen Hornsteinkomponenten kann auf terrestrische Verwitterung zurückgeführt werden.

Weiter östlich, am Ronbergegg (nordwestlich Hinterriß an der Forststraße zur Vordersbacher-Au) ist das Konglomerat ca. 25 m mächtig, dickbankig bis massig ausgebildet und im Verband mit gut geschichtetem grauem Aptychenkalk. Die bis 10 cm im Durchmesser betragenden Komponenten sind meist gut abgerollt. Sie bestehen aus Hornsteinbruchstücken (kantig), Liaskalk, Oberrhätalk, Kössener Kalk, Plattenkalk und schwarzen Geröllen unbekannter Herkunft und Zusammensetzung. Auffallend ist, daß in den Basislagen des Konglomerats Liaskalk und klastischer Hornstein angereichert auftreten. Dies entspräche im Abtragungsbereich — wie zu erwarten — einer Erosion von oben nach unten.

Aus den von TRUSHEIM (1930, S. 46) genannten Gründen erscheint die Annahme einer Schuttlieferung von Nachbarbereichen, die kurzfristig über den Meeresspiegel gehoben wurden, berechtigt.

Inwieweit die Hornsteinbreccie des Sonwendgebirges und des Rofan mit den Konglomeraten des Oberjura der Karwendel-Mulde vergleichbar ist, kann ohne Kenntnis weiterer Gebiete nicht erörtert werden.

Die Bildung der Konglomerate im Oberjura der Karwendel-Mulde, die zweifellos sedimentärer Entstehung sind, setzt an der Wende Kimmeridge—Tithon ein. Die Ursache kann in schwachen, vertikalen Krustenbewegungen gesehen werden, welche benachbarte Gebiete der Mulde über den Meeresspiegel gehoben und diese der Erosion zugänglich gemacht haben.

4. Unterkreide

Der Übergang vom obersten Malm in die Unterkreide geht allmählich vor sich. Eine scharfe lithologische Grenze kann nicht gezogen werden.

Neokommergel

Wahrscheinlich gehören die dünnbankigen, weißen, hornsteinfreien Kalke mit Mergelzwischenlagen der obersten Aptychenkalke z. T. bereits ins Berriasien. Im Gelände sind die Unterkreideschichten an den weichen, mit einer Einsattelung verbundenen Geländeformen zu erkennen.

Die Mergel sind von graugrüner, in feuchtem Zustand bläulicher Farbe. Bezeichnend sind vorwiegend an Fossilien gebundene „Rostflecken“. Die Schichtflächen zeigen zahlreiche Lebensspuren, darunter häufig Kriechspuren. Die Makrofossilien nehmen gegenüber dem Aptychenkalk stark zu.

Im obersten Teil, d. h. im Muldeninnersten der Karwendel-Mulde, treten geringmächtige kalkreiche Sandsteine auf. Der Wechsel zwischen den Sandbänken und den Mergeln ist scharf. Meist wiederholen sich die psammitischen Einlagerungen mehrmals über einen Schichtkomplex von 30 bis 40 m hinweg. Nur vereinzelt treten Mächtigkeiten von wenigen Metern auf. Durch die braune Verwitterungsfarbe zeichnen sich die sandigen Einlagerungen deutlich von den Nachbargesteinen ab. Im frischen Bruch bedingen die gleichmäßig verteilten Kalk- und Quarzkörner eine dunkelgraue Färbung. Im Dünnschliff erweist sich das Gestein als ein Quarz-Kalkpsammit mit karbonatischem Bindemittel. Die ca. ein Drittel der Komponenten ausmachenden Quarzkörner mit einem Durchmesser von 0,3 bis 1,1 mm sind mehr kantig als gerundet. Neben kleinen Kalktrümmern treten vereinzelt Chlorit und Glimmer auf. Organische Reste an Crinoiden- und Molluskenbruchstücken sind wenig beteiligt.

Die Mächtigkeit der Unterkreide beträgt maximal 250 m. Die obersten Schichten reichen wahrscheinlich bis ins Barrême (vgl. S. 115). Es entzieht sich der Feststellung, ob vor der Faltung darüber noch Sedimente vorgelegen haben, doch ist zweifellos mit einer gewissen Abtragung zu rechnen. Da die fazielle Ausbildung der Unterkreidemergel jedoch auf eine zunehmende Verflachung des Meeres hinweist, ist es nicht ausgeschlossen, daß die Sedimentation nicht weit über das Barrême hinaus angehalten hat.

Zur Fossilführung

Im Gegensatz zu der lithologisch schwer festzulegenden Grenze Malm/Unterkreide bereitet es meist keine Schwierigkeiten, an Hand der Makrofossilien die Grenze stratigraphisch festzulegen. Eine generelle Trennung vom Jura läßt sich schon an Hand der recht häufig auftretenden Aptychen vornehmen.

Von einigen gut aufgeschlossenen Fundorten wurden folgende Aptychen bestimmt, die vorzugsweise auf Neokom hinweisen:

Marmorgraben:	<i>Lamellaptychus mortilleti</i> (PICT. & LOR.)
	<i>Lamellaptychus seranonis</i> (COQU.)
Schiefer Graben:	<i>Lamellaptychus mortilleti</i> (PICT. & LOR.)
	<i>Lamellaptychus angulocostatus</i> (PET.)

- Lamellaptychus herthae* (WKL.)
Lamellaptychus theodosia (DESH.)
Lamellaptychus excavatus (TRTH.)
 Turm a. Vereinsalm: *Lamellaptychus mortilleti* (PICT. & LOR.)
 Lamellaptychus mortilleti-noricus TRTH.
 Fermersbach: *Lamellaptychus mortilleti* (PICT. & LOR.)
 Lamellaptychus mortilleti (PICT. & LOR.) var. *longa* TRTH.
 Lamellaptychus seranonis (COQU.)
 Lamellaptychus angulocostatus (PET.)
 Lamellaptychus subdidayi TRTH.
 Lamellaptychus herthae (WKL.)

Die noch im Obertithon häufigen Punctaptychen sind in der Unterkreide nicht oder nur selten anzutreffen. Als ein typischer und recht häufiger Vertreter in den untersten Neokomschichten (Berriasien—Valendis) ist *Lamellaptychus mortilleti* (PICT. & LOR.) zu nennen. Des weiteren kennzeichnet das Neokom *Lamellaptychus seranonis* (COQU.) und *Lamellaptychus didayi* (COQU.) in ausgezeichneter Weise. Die jüngsten Ablagerungen werden wohl besonders durch *Lamellaptychus angulocostatus* (PET.) charakterisiert, der nach TRAUTH (1938, S. 207) vor allem im Hauterive auftritt und dessen Funde vorwiegend aus dem Bereich des innersten Muldenkerns, d. h. im obersten Teil der hier erhaltenen Neokom-Schichtfolge, gemacht wurden.

Neben den zahlreich auftretenden Aptychen finden sich in den Unterkreidemergeln durchaus nicht selten Abdrücke von Cephalopoden. Gute Fossilfunde bietet vor allem das tief in die Mergel eingeschnittene Bett des Fermersbaches. Hier wurden gefunden:

- Lytoceras quadrisulcatum* D'ORB.
Lytoceras cf. *ravicinctum* UHLIG
Neolissoceras grasianum D'ORB.
Berriasella paramacilenta MAZENOT
Berriasella cf. *calisto* D'ORB.
Berriasella boctrianensis MAZENOT
Berriasella gallica MAZENOT
Berriasella cf. *jauberti* MAZENOT
Pygope euganeensis (PICT.)
Inoceramus cf. *escheri* MAYER-EYMAR

Ein Exemplar von *Berriasella* cf. *boctrianensis* MAZENOT stammt von der Nordseite des Schönalpenjochs.

Das Alter der Unterkreide-Mergel läßt sich danach mit Berriasien und Valangien bestimmen. Eine Ausnahme bildet ein Exemplar von *Phylloceras* cf. *guetardi* RASP. vom Fermersbach. Nach Mitteilung von Herrn Dr. W. BARTHEL (Institut für historische Geologie und Paläontologie, Universität München) ist das Vorkommen dieser Species erst aus dem Barrême bekannt. Demnach muß damit gerechnet werden, daß in den Unterkreide-Mergeln auch Barrême enthalten ist.

Fast alle Aptychen zeigen eine vorzügliche Schalenerhaltung. Nicht selten werden beide Klappen zusammen angetroffen. Im Gegensatz dazu findet man von den Ammonitenwohnkammern meist nur Abdrücke oder Steinkerne. Vereinzelt kann man allerdings auch noch Schalenreste antreffen. Dieser schlechte Erhaltungszustand ist sicher nicht nur auf die geringe Schalendicke der Ammonitengehäuse zurückzuführen, da vor allem im Neokom vorwiegend zarte, dünnchalige Aptychen angetroffen werden, die auf das Beste erhalten sind. Die unterschiedliche Erhaltung muß auf unterschiedlicher Löslichkeit von Wohnkammern und Deckeln derselben beruhen, also in ihrem verschiedenartigen Aufbau. Die zu verschiedenen Kristallsystemen gehörenden Modifikationen des Calciumkarbonats (Calcit—Aragonit) sind beispielsweise verschieden löslich. FUCHS (1877 und 1883) hatte bereits angenommen, daß die Aptychen aus

Kalkspat, die Ammonitenschalen aber aus dem leichter löslichen Aragonit bestanden haben könnten. Den von TRAUTH (1927, S. 192) in den Aptychen vermuteten Gehalt an phosphorsaurem Kalk konnte eine von mir durchgeführte qualitative chemische Analyse nicht nachweisen.

Mit der unterschiedlichen Löslichkeit ist vielleicht auch der gute Erhaltungszustand der häufig gefundenen, ebenfalls aus Kalkspat aufgebauten Inoceramenschalen zu erklären. Die im Verhältnis zu ihrer Größe relativ dünnen Schalen sind in den unteren Horizonten der Neokommerngel recht häufig. Dies würde die Annahme von FUCHS stützen. Die Auflösung bereits als einen Beweis für tiefes Meer anzusehen, ist wenigstens für den von mir bearbeiteten Bereich des Neokoms nicht stichhaltig. Die Flachseenatur ist durch terrigene Ablagerungen und durch ein von TRUSHEIM (1930, S. 50) entdecktes Kohlenflöz innerhalb der Neokommerngel erwiesen. Die Auflösung der Ammonitenschalen fand wohl erst während der Diagenese statt. Diese Annahme ist jedoch nicht auf die Ablagerungen des Oberen Jura zu übertragen. In den Schichten des Neokoms werden Aptychen und Ammoniten in einem ungefähr gleichen Verhältnis gefunden. In den Aptychenkalken und Mergeln des Oberen Jura sind Ammonitenkammerfunde im Hinblick auf die sehr zahlreichen Aptychen ausgesprochen selten. Hier ist das Fehlen der Ammoniten ein noch ungelöstes Problem.

Der von mir (1954, S. 26) vorgenommene Versuch einer Gliederung des Jura und der Unterkreide an Hand von Mikrofossilien wurde weiter fortgesetzt. In mehreren Querprofilen durch den Kern der Karwendel-Mulde wurden 92 Proben entnommen und auf ihren Mikrofossilgehalt untersucht. Schon eine erste überschlagsmäßige Bestimmung, für die ich Herrn Dr. H. HAGN, München, bestens danke, ließ erkennen, daß eine stratigraphische Gliederung des Jura und der Unterkreide mit Foraminiferen derzeit wenig Aussicht auf Erfolg bietet. Die verhältnismäßig eintönige, untypische Fauna immer wiederkehrender Gattungen von *Lenticulina*, *Epistomina*, *Involutina*, *Dentalina*, *Ammodiscus* zeigt einen durch Korrosion sehr schlechten Erhaltungszustand, so daß Artbestimmungen äußerst erschwert waren. Auch ZEIL (1956) bestätigte, daß eine Untergliederung der tieferen Unterkreide (Berriasien—Hauterive) an Hand von Foraminiferen keinen Fortschritt gegenüber der bisherigen Gliederung mit Aptychen und Cephalopoden mit sich bringt. Eine reichere und typischere Mikrofauna stellt sich anscheinend erst in der höheren alpinen Unterkreide ein.

Eine spätere Durchsicht der Mikrofossilproben, welche in dankenswerter Weise von Herrn Dr. F. BETTENSTAEDT, Preußische Bergwerks- und Hütten-A.G., Hannover, durchgeführt wurde, ergab Hinweise auf eine Beteiligung der höheren Unterkreide an den Neokommerngeln. Neben den Valendis bis Hauterive anzeigenden Foraminiferen *Epistomina caracolla* (ROEMER), *Epistomina ornata* (ROEMER), *Citharina* aff. *harpa* ROEMER und *Frondicularia hastata* ROEMER wurde des öfteren *Lenticulina* (*Lenticulina*) cf. *ouachensis* SIGAL angetroffen, deren Auftreten erst aus dem Barrême bekannt ist.

b. Einzelprofile zur Fazies und Stratigraphie des Jura

Die vorhergehenden, zusammenfassenden Ausführungen stützen sich auf Detailprofile, deren Beschreibung lohnend erscheint. Bei ihrer Bearbeitung wurden z. T. die stratigraphischen Ergebnisse von ROTHPLETZ (1888) vom Marmor-Graben mit verwandt. Die Einstufung der oberjurassischen Kieselkalke in den unteren Malm (Oxford und Kimmeridge) erfolgte auf Grund von Untersuchungen QUENSTEDTS (1951) im östlich anschließenden Bereich.

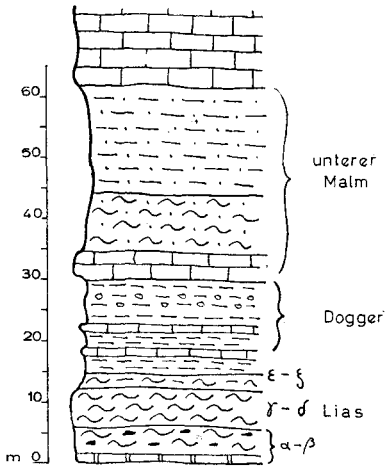


Abb. 4. Säulenprofil durch die Juraserie vom Alpel-Graben. Erklärung nebenstehend.

Profil im östlichen Teil des Marmor-Grabens (Westende der Karwendel-Mulde)

oben:	30 m	hellgrauer Aptychenkalk	Tithon
	20 m	roter Knollenkalk	unterer Malm und ? Dogger
	15 m	tiefroter Crinoidenkalk	
	3 m	fleischroter Spatkalk	oberer und mittlerer Lias
	1,5 m	gelblich-rötlicher Spatkalk	
unten:	0,8 m	dunkelgrauer, feinspätiger, gelb verwitternder Kalk	Lias α
		Kössener Mergel	Rhät.

Der Übergang vom Crinoidenkalk zum Knollenkalk geht allmählich vor sich, wobei der Anteil der Crinoidenbruchstücke abnimmt. Die *Acanthicus*-Zone (Malm δ) wurde im roten Knollenkalk von ROTHPLETZ (1888) nachgewiesen. Im basalen dunkelgrauen Kalk wurde von mir *Psiloceras* sp. gefunden. Eine Schichtlücke läßt sich im Profil am Marmor-Graben, trotz erstaunlich geringer Mächtigkeit des gesamten Juraprofils, nicht erkennen. Auch eine tektonische Reduktion ist nicht nachweisbar.

Profil vom Alpel-Graben (nördlich der Rappen-Spitz, 1835)

Besonders reiches Fossilmaterial ermöglichte an dieser Stelle eine Untergliederung des Lias. Die faziellen und stratigraphischen Verhältnisse sind aus Abb. 4 ersichtlich. Der tiefste Malm wurde im unteren Teil des Kieselkalks mit *Lamellaptychus beyrichi* (OPP.) var. *fractocosta* TRTH. nachgewiesen. Die im Liegenden davon auftretenden Mergel mit zwischengeschalteten Kalkbänkchen sind von hellgrauer bis schwärzlicher Farbe. Vereinzelt treten Partien mit knolligen Komponenten auf. Die gesamte Schichtserie von 17 m bis zum obersten Lias hinab führt keinerlei Makrofossilien. Die gut schlämbaren Mergel enthielten vor allem eine größere Anzahl Ostracoden. Neben einigen Radiolarien und Echinodermenresten fanden sich an Foraminiferen: *Lenticulina münsteri* (ROEM.), *Lenticulina varians* BORNEM., *Lenticulina* sp., *Vaginulinopsis* sp., *Falsopalmula* sp., *Planularia* sp., *Dentalina* sp., *Eoguttulina* sp. Die Mikrofauna läßt keinen Schluß auf das Alter dieser Schichten zu, die möglicherweise den Dogger vertreten.

Im Liegenden davon wurde in rötlichen Kalkmergeln von 2,5 m Mächtigkeit

Phylloceras partschi (STUR)¹⁾ und
Phylloceras nilssoni HÉB.

gefunden. Danach sind diese Schichten in den Oberen Lias (ε—ζ) zu stellen.

¹⁾ *Phylloceras partschi* (STUR) ist nach SCHRÖDER (1926) nur aus dem unteren und mittleren Lias bekannt.

Der Mittlere Lias (γ — δ) wird durch rotgrau gefleckte, 6 m mächtige Knollenkalke mit

Fucinieras lavinianum (MENECH.)
Fucinieras cf. *lavinianum* (MENECH.)
Fucinieras cf. *lavinianum* (MENECH.) var. *conjugens* FUC.
Fucinieras portisi (FUC.)
Fucinieras cf. *boscense* (REYN.)
Liparoceras sp.

repräsentiert.

Die 5 m mächtigen, hornsteinführenden, knolligen Kalke von fleischroter Farbe im Liegenden davon enthielten

Vermiceras ophioides (D'ORB.) var. und
Asteroceras obtusum SOW.

des Lias β . Der basale Lias darunter ist ein grauer bis grünlicher, dichter, 2 m mächtiger Kalk, der in den oberen Bänken stark eisenschüssig wird. Im oberen Teil einer 30 cm dicken Bank fanden sich aus dem Lias:

Caloceras hadroptychum (WÄHN.)
Storthoceras haploptychum (WÄHN.)
Charmasseiceras marmoreum (OPP.)
Charmasseiceras cf. *marmoreum* (OPP.)
Charmasseiceras trapezoidale (SOW.) CANAV.
Charmasseiceras cf. *trapezoidale* (SOW.) CANAV.
Paracaloceras centauroides (SAVI & MENECH.)
Paracaloceras coregonense (SOW.)
Arnioceras cordieri (CANAV.)
Arnioceras cf. *cordieri* (CANAV.)
Arnioceras aff. *boehmi* HUG
Rhacophyllites sp. juv.
Analytoceras sp.
Atractites sp.
Nautilus cf. *adneticus* PIA
Chlamys subreticulata (STOL.)
Rhynchonella plicatissima (QU.)
Rhynchonella cf. *costellata* PIETTE

Nur der tiefste Horizont des Lias α , die Zone des *Psiloceras calliphylum* (WÄHNER 1886, S. 199) konnte fossilmäßig nicht belegt werden. Er dürfte im untersten Teil der basalen grauen Kalkbank zu suchen sein.

Profil an der Tölzer Hütte

(Südseite des Scharfreiter)

Eine Zusammenfassung der faziellen und stratigraphischen Verhältnisse zeigt Abb. 5.

Unter einer 35 m mächtigen Folge von grauen, hornsteinführenden Kalken fossilmäßig nicht belegbaren Alters treten rote Ton- und Kieselmergel von insgesamt 20 m auf, die in ihrem oberen Teil ebenfalls noch nicht einzustufen sind. Im mittleren Teil der bunten Mergel konnte Oberer Lias durch den Fund *Lillia comensis* (BUCH.) var. und *Grammoceras* cf. *normannianum* (D'ORB.) nachgewiesen werden.

Aus der gleichen Schichtfolge wurden auch

Fucinieras cf. *crassiplicatum* (FUC.) var.
Fucinieras cf. *lavinianum* (MENECH.)
Lytoceras cf. *conjugatum* (BONAR.)
Ceoloceras cf. *sellae* (GEMM.) var.
Arietoceras cf. *mirificum* (FUC.)
Phylloceras cf. *geyeri* (BONAR.)
Rhacophyllites eximus (HAUER)

gefunden, die dem oberen Mittelias angehören.

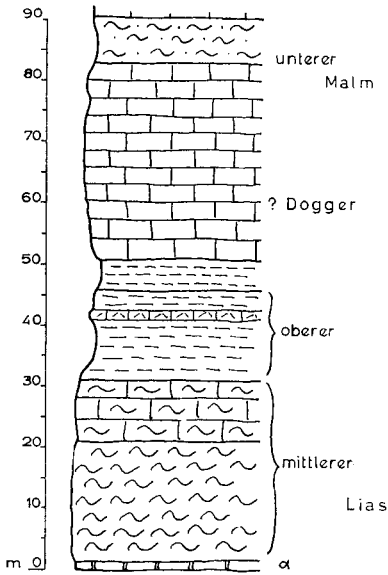


Abb. 5. Säulenprofil durch den Jura an der Tölzer Hütte.

In den darunter liegenden, grauen, 10 m mächtigen Knollenkalcken fanden sich:

Androgynoceras sp. und
Passaloteuthis cf. *apicicurvata* (BLAINV.).

Die nächst tieferen, roten Knollenkalke (20 m) enthielten etwas westlich der Tölzer Hütte

Paraxynoticeras salisburgense (HAUER)
Uptonia jamsoni (SOW.) und
Atractites liasicus GÜMB.

Daraus ergibt sich für das Alter der roten Knollenkalke unterer Mittellias.

Das Liegende der Knollenkalke bilden drei Kalkbänke von insgesamt 30 cm Dicke. Die Farbe ist graubraun. Von den meist erheblich mit Brauneisen umkrusteten Fossilien des Lias- α 2 wurden daraus bestimmt:

Paracaloceras coregonense (SOW.), 3 Exemplare
Paracaloceras cf. *coregonense* (SOW.)
Arnioceras cf. *boehmi* HUG
Charmasseiceras cf. *posttaurinum* (WÄHN.)
Atractites sp.
Trochotoma cf. *striatum* HÖRN.

Das Liegende dieser Bank ist an der Tölzer Hütte durch Schutt verdeckt. Etwas weiter östlich, am Baumgarten-Bach, wurde in dem grauen, 1 m mächtigen Basiskalk

Psiloceras cf. *calliphyllum* NEUM. und
Plagiostoma giganteum (SOW.)

gefunden. Diese Schichten entsprechen dem tiefsten Lias (α 1).

Die an der Tölzer Hütte unter dem Basiskalk auftretenden grünbraunen und roten Tonmergel gehören ebenso wie die darunter liegende Kalkrippe aus fleckigem Kalk, trotz der ungewöhnlichen lithologischen Ausbildung zu den Kössener Schichten. SCHMIDT-THOMÉ (1950) stellte diese Folge noch zum Lias.

Auch am Profil zwischen der Tölzer Hütte und dem Baumgarten-Joch bleibt zwischen dem obersten Lias und dem untersten Malm eine Schichtfolge von ca. 35 m, die keine sichere Einstufung erlaubt und für welche Dogger-Alter vermutet werden darf.

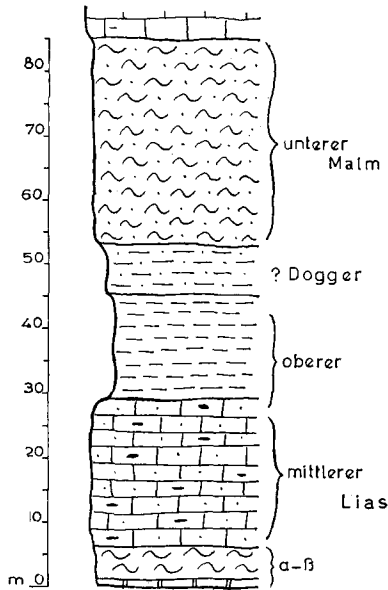


Abb. 6. Säulenprofil für die Jura-Schichtfolge zwischen Riß-Bach im Westen und Plumbach im Osten.

Südflügel der Karwendel-Mulde

(zwischen Riß-Bach und der Kuppel-Alpe)

Hier ergaben einzelne Fossilfunde folgendes Profil (s. Abb. 6):

Im hangenden Lias treten rote kieselige Mergel, schwarzgrüne und rote Kieselkalke in einer Mächtigkeit von 40 bis 60 m auf. Sie können z. T. noch Dogger-Alter besitzen, größtenteils dürfte es sich jedoch um Schichten des unteren Malm handeln. In den darunter liegenden 15 bis 20 m mächtigen bunten Mergeln konnte mit

Protogrammoceras cf. bassanii (Fuc.)

der Obere Lias nachgewiesen werden.

Im Liegenden davon tritt hier auf dem Südflügel ein heller, kieseliger Fleckenkalk von 25 bis 35 m Mächtigkeit auf. Er dürfte vorwiegend in den Mittleren Lias zu stellen sein. Am Fleischbank-Joch wurde daraus *Passaloteuthis milleri* (PHILL.) gefunden. Der darunter liegende Knollenkalk ist im östlichen Teil des Südflügels der Karwendel-Mulde nur noch gering mächtig entwickelt. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 3 und 8 m. Das Alter der Schichten kann mit Lias $\alpha 2-3$ angegeben werden, wofür ein Fund von

Charmasseiceras marmoreum (Opp.)

spricht.

Aus dem 0,5 bis 1,5 m mächtigen Grauen Basiskalk wurden zwei Exemplare von *Plagiostoma giganteum* (Sow.) gefunden.

Wie die Untersuchungen ergeben haben, ist selbst im Lias, der faunistisch am besten belegt ist, eine dem germanischen Bereich entsprechende Zonengliederung meist nicht durchzuführen, so daß man sich mit der Untergliederung von Unterem, Mittlerem und Oberem Lias begnügen muß. Allenfalls läßt er sich noch im untersten Lias $\alpha 1$ und unteren Lias $\alpha 2$ und β gliedern, wenn auch die Leitformen der Einzelzonen nachweisbar sind.

Das Hangende des Lias tritt vorwiegend in einer mergeligen Fazies mit zwischengeschalteten Kalkbänken auf. Stellenweise werden die Mergel von hellen, meist hornsteinführenden Kalken vertreten. Ein paläontologisch ein-

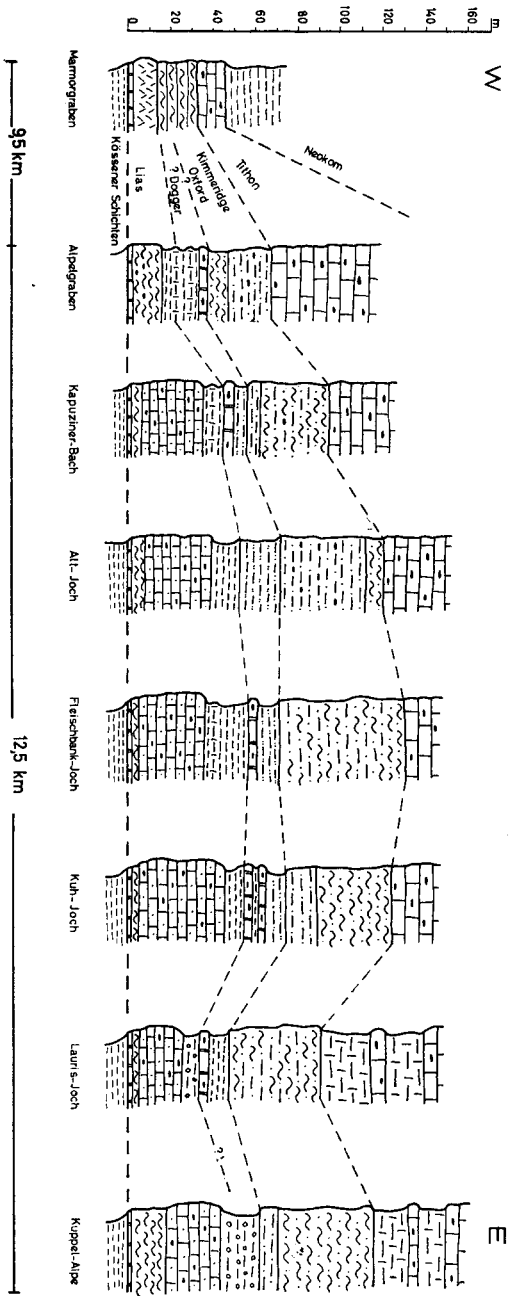


Abb. 7. Kombiniertes Säulen-Längsprofil mit Faziesentwicklung der Jura-Schichten in der Karwendel-Mulde (Signaturen s. Beilage).

wandfreier Nachweis für das Alter dieser Schichten konnte nicht erbracht werden. Da jedoch zwischen dem oberen Lias und dem unteren Malm stets eine ca. 15 bis 30 m mächtige Schichtfolge auftritt und nirgends ein Hiatus zu beobachten ist, kann angenommen werden, daß es sich um Ablagerungen des Dogger handelt. Die faziellen und stratigraphischen Verhältnisse in der gesamten Erstreckung der Karwendel-Mulde sind aus der Säulenprofilserie (Abb. 7) ersichtlich. Daraus ist auch zu entnehmen, wie stark die Faziesentwicklung und die Mächtigkeit von Westen nach Osten wechseln.

Wie schon erwähnt (s. S. 109) wurde die Einstufung des Kieselkalkes in den unteren Malm (Oxford und Kimmeridge) auf Grund von Spezialuntersuchungen (QUENSTEDT 1951) aus dem östlich anschließenden Gebiet vorgenommen. Da gleiche Faziesbildungen der Karwendel-Mulde aus anderen Horizonten des Jura bekannt sind, kann die stratigraphische Einstufung des Kieselkalkes nur für den begrenzten Bereich der Karwendel-Mulde Gültigkeit haben. Auch hier ist, da die Abgrenzung nach lithologischen Gesichtspunkten erfolgte, mit einer gewissen Toleranz in der stratigraphischen Einstufung zu rechnen. Es kann nicht erwartet werden, daß ein Fazieswechsel mit einer stratigraphischen Grenze zusammenfällt.

Die Mächtigkeit der vorwiegend roten, an der Basis häufig auch schwärzlichen und grünen Kieselkalkes schwankt zwischen 30 und 60 m. Sowohl zum Liegenden, in die Tonmergel, als auch zum Hangenden, in den Aptychenkalk, geht der Kieselkalk meist kontinuierlich innerhalb weniger Meter über.

Der Aptychenkalk tritt in einer Mächtigkeit von einigen Zehnern von Metern am Westende der Karwendel-Mulde, bis zu einer Mächtigkeit von 800 m im Ostteil auf. Generell kann er zum größten Teil ins Tithon eingestuft werden. Es ist anzunehmen, daß die unteren Partien noch Kimmeridge-Alter besitzen. Eine detailliertere Gliederung des Malm war mir nicht möglich, da keine Ammonitenfunde gemacht wurden. Die Aptychen erlauben nur eine annähernde Altersangabe. Es mußte daher die von QUENSTEDT (1951) aufgestellte stratigraphische Gliederung des Oberen Jura, welche lithologisch faßbar war, übernommen werden. Sie entspricht im wesentlichen auch der Einteilung von TRAUTH (1948), welcher den Oberjura in eine ältere (Ruhpoldingen; = Oxford-Kimmeridge), bunte Kieselkalk-Fazies und in eine jüngere (Oberalmer; = Tithon) Hornstein-Aptychenkalk-Fazies unterteilt.

III. Zur Tektonik der Karwendel-Mulde

Eine eingehendere tektonische Betrachtung tritt im Rahmen der hier behandelten Fragen an Interesse zurück.

Die in einer Erstreckung von 25 km Länge und 2,5 km Breite vom Isartal im Westen bis zum Achensee im Osten untersuchte Karwendel-Mulde (s. Abb. 1) schließt sich in ihrer Anlage ohne Störung ganz dem überkippten Nordflügel des aus Wettersteinkalk bestehenden Karwendelsattels an. Die jüngeren Serien der alpinen Schichtfolge — Kössener Schichten bis Unterkreide — sind isoklinal nach Süden geneigt oder stehen saiger. Der Südflügel der Mulde ist vollständig erhalten, während auf dem Nordflügel der Plattenkalk öfters und die jüngeren Schichtglieder stellenweise an einer streichenden Abschiebung abgeschnitten sind. Die jungen Schichten des Muldenkerns setzen im Westen am Marmor-Graben bei Mittenwald ein, mit schwach östlichem Achsentauchen. In ihrer alt-triassischen Unterlage reicht die Mulde dagegen bis zum Westende des Wettersteingebirges (VIDAL 1951 und KRUMM 1957). Der unterhalb des Marmor-Grabens östlich der Isar anstehende Hauptdolomit weist ein umlaufendes Streichen um den nach Westen hin aushebenden Muldenkern auf.

Die stellenweise auffallend geringe Gesamtbreite des Muldenkerns ist im Gegensatz zu der Meinung der bisherigen Bearbeiter weniger tektonisch, als vorzugsweise faziell bedingt.

Insbesondere der Jura ist gerade im Westen erstaunlich geringmächtig. Am Mulden-Nordflügel fehlen oft zwar der Plattenkalk und Teile der Kössener Schichten infolge einer steilen Abschiebung, der Südflügel jedoch ist fast überall vollständig vorhanden. Im stratigraphischen Verband läßt sich keine Schichtlücke feststellen. Daß die Steilstellung der Schichten am Westende der Mulde kaum mit einer — wie bisher angenommenen — stärkeren Schichtreduktion (ULRICH 1954) verbunden ist, wird außerdem daraus ersichtlich, daß hier am Südflügel Kössener Schichten noch vollständig erhalten sind. Ihre tonig-mergeligen Schichten sind es nämlich, welche sonst bei stärkerer Einengung meist unterdrückt werden. Ebensowenig weisen die weichen Neokomergel des Muldenkerns eine über das übliche Maß hinausgehende tektonische Beanspruchung auf.

Eine bedeutende tektonische Schichtreduktion der gesamten Jura-Kreide-Schichten ließ sich dagegen am Jöchel südlich der Soiern-Spitz (2258 m) feststellen. Hier fehlen auf beiden Flügeln die Kössener Schichten. Auf dem Nordflügel sind sie durch die bereits genannte Längsabschiebung, die sich vom Marmor-Graben nach Osten hin fortsetzt, abgeschnitten. Auf dem Südflügel sind sie infolge der besonders starken Einengung durch das am Nordrand der Karwendelkette längs einer ersten Diagonalstörung vorspringende Wörner-Massiv tektonisch unterdrückt; dadurch wurde auch der Hauptdolomit des Südflügels bei den Kammleiten um ca. 1 km nach Norden versetzt. Die Karwendel-Mulde wurde am söhlig liegenden Hauptdolomit der Soiern-Gruppe besonders stark eingengt. Auf dem Südflügel wurden die Kössener Schichten und der Lias vollständig ausgequetscht und die Muldenfüllung aus weichen Neokomergeln zu einem enorm zerflaszten, mit zahlreichen Calcitklüften durchsetzten Gesteinskomplex.

Weiter nach Osten hin wurde die Mulde an einer weiteren Nord-Ost verlaufenden Diagonalstörung mit einer weiteren Schleppung der gesamten Mulde um ca. 1 km weiter nach Norden versetzt, wobei der Nordflügel aus Plattenkalk, Kössener Schichten und Jura östlich des Jöchels längs dem nördlich angrenzenden, söhlig liegenden Hauptdolomit völlig unterdrückt ist.

Erst am Fermers-Bach, im Mittelteil des untersuchten Muldenbereichs, wird die Mulde wieder ungestört und ihr Schichtbestand vollständig. Zwischen Vorders-Kopf und Rappen-Spitz, östlich des Fermers-Bachs, besitzt die Mulde auf beiden Flügeln wieder ein ungestörtes Profil.

Die von früheren Bearbeitern angenommene Längsabschiebung am Südflügel mit Ausfall des Lias zwischen Fermers-Bach und Reiß-Bach hat sich als nicht zutreffend erwiesen. Eine steile Längsabschiebung ist östlich des Reiß-Bachs unterhalb der Tölzer Hütte am Nordflügel anzutreffen. Im mittleren Teil des Loch-Grabens zwischen 1200 m und 1400 m fehlen die Schichten des Plattenkalks bis zum Malm-Kieselkalk. Die Störung läuft nach Osten hin ab der Tölzer Hütte zwischen Plattenkalk und Kössener Schichten aus, wobei sich zunächst der Lias und der Plattenkalk und danach die Kössener Schichten einstellen.

B. Zum Problem der oberjurassischen Hornsteinbildung

I. Einführung und bisherige Arbeiten

Vor der Diskussion über die Hornsteinbildung werden die verschiedenen, in der Karwendel-Mulde auftretenden Kieselgesteine kurz besprochen.

Zunächst bedarf der in den früheren Arbeiten stets angeführte Radiolarit einer Erläuterung. Als Radiolarit sollte nur ein Gestein bezeichnet werden, das primär weitgehend aus Radiolarien besteht, wobei die Radiolarien in einem tonig-pelitischen Bindemittel eingebettet sind, das keinen wesentlichen Kalkanteil enthält. Die Kieselsäure tritt dabei vorwiegend an die Organismen gebunden auf, geringfügig kann auch das Bindemittel aus Kieselsäure bestehen. Einen stratigraphischen Wert besitzt der Radiolarit nur in einem eng begrenzten Bereich (TRAUTH 1948). Es erscheint somit angebracht, die Bezeichnung „Radiolarit“ nur lithologisch, nicht als Altershorizont zu verwenden.

Über die Fragwürdigkeit der Tiefseeeatur (STEINMANN 1925) des Radiolarits hat sich u. a. bereits LEUCHS (1927), in jüngster Zeit GRUNAU (1947), TROMP (1948) und CORNELIUS (1951) eingehend geäußert. Es wäre m. E. zu klären, ob überhaupt ein Vergleich zwischen rezenten Tiefseeablagerungen und fossilem Radiolarit gezogen werden kann, da die meist als Flachwasser-Absätze anzusehenden Schichten der alpinen Geosynklinale wohl kaum Tiefsee-Sedimente waren und erst recht kaum den heutigen Tiefseerinnen entsprochen haben, in denen übrigens fossilfreier „Roter Tiefseeton“ zum Absatz kommt. Dieses Problem soll jedoch nicht weiter berührt werden, da echter Radiolarit im Untersuchungsgebiet nicht anzutreffen ist (s. auch TRUSHEIM 1930).

Auch die Kieselkalke des Gebietes — sonst unrichtig als Radiolarit bezeichnet — weisen einen primären Gehalt an kieseligen Organismen — Radiolarien und Kieselschwammnadeln — auf, welche an eine Grundmasse aus Kalk- und Mergelpelit geknüpft sind. Bis zu einem gewissen Grade kann Kieselsäure in geringer Menge diffus in der Gesteinsgrundmasse verteilt, also nicht an Organismen oder sonstige Konzentrationen gebunden, beteiligt sein. Zu den Kieselkalken wird von mir auch ein Kieselkalkmergel gerechnet, der bei stärkerer Beteiligung der tonigen Komponente, also zurücktretendem Kalkgehalt, den echten Radiolariten sehr ähnlich werden kann.

Die vorherrschende Gruppe der Kieselgesteine läßt sich in der Karwendel-Mulde unter dem Begriff Hornsteinkalk zusammenfassen. Er ist genetisch von den Radiolariten und Kieselkalken zu trennen. Als Hornsteinkalk werden alle Gesteine bezeichnet, in denen Kieselsäure sekundär angereichert ist, gleich welcher Herkunft; sie tritt in Form von deutlich sichtbaren, ausgeprägten Konzentrationen auf. Auch in diesen Gesteinen ist die Kieselsäure oft an einen nicht unerheblichen Prozentsatz von kieseligen Organismen gebunden; hierzu gehören die häufig als Radiolarit angesprochenen, nicht selten mehrere Meter mächtigen, vorwiegend grauen und dunkelroten Zonen innerhalb einzelner, dicker Gesteinsbänke; sie haben einen sekundären hohen Kieselsäuregehalt.

Die Hornsteinkalke führen die Kieselsäure überwiegend in Form bankgebundener Konzentrationen als Linsen, Bänder oder Knauer. Sie wurden einer näheren Untersuchung unterzogen, wobei die im Untersuchungsgebiet vorherrschenden linsig-gebänderten Ausbildungen im Vordergrund des Interesses standen.

Über die Entstehung der alpinen Hornsteine stehen sich vor allem zwei verschiedene Auffassungen gegenüber:

Erstens die Bildung am Meeresboden als diagenetischer Vorgang,

und zweitens die Bildung nach der Diagenese und Heraushebung der Schichten über den Meeresspiegel auf Grund descendenter, über dem Grundwasserspiegel zirkulierender Wässer.

Bereits A. WINKLER (1925) unterscheidet zwischen Radiolariten — starke Anreicherungen von Radiolarien in einer engumgrenzten Zone — und Hornsteinen. Er stellt fest, daß in den Hornsteinen die Kieselsäure nicht ursprünglich (während der Sedimentation) organisch oder anorganisch ausgefällt wurde, sondern daß jetzt von Chalzedon erfüllte Stellen früher von kalkigen, an Foraminiferen reichem Sediment erfüllt waren. Weiterhin wird festgestellt, daß die Entstehung von Hornsteinlinsen und -bändern in zwei Phasen vor sich gegangen ist. In einer ersten Phase wurde SiO_2 in den Gehäusen von Foraminiferen und Radiolarien ausgefällt und als Chalzedon auskristallisiert. Durch Abbau dieser gleichmäßig verteilten Chalzedonteilchen kam es in einer zweiten Phase zur Konzentration von Hornsteinlinsen; es fand ein Austausch von Kalk gegen Kieselsäure statt. Die Zufuhr der Kieselsäure ist nach WINKLER in übersättigter Lösung erfolgt und an den Abscheidungsstellen als Gel ausgefällt worden; die

Ausfällung erfolgte erst nach der Sedimentation einer darüber lagernden Mergelschicht, in einem mittleren Stadium der Diagenese; die Kieselsäure entstammt kieseligem Plankton, das in Lösung gegangen war.

SCHWARZ (1929) setzt sich u. a. auch mit den Hornsteinen des alpinen Jura auseinander, von dem ihm F. TRUSHEIM Proben aus dem Karwendel zur Verfügung gestellt hatte. Er kommt zu dem Ergebnis, daß die Kieselsäure sowohl aus Lösung, in Foraminiferensteinkernen, zunächst als Gallerte, als auch im Austausch gegen Kalk ausgeschieden worden ist; dafür soll das Vorkommen von Hornstein, der zum größten Teil durch Austausch entstanden ist, mit großer Radiolariensteinkernhäufigkeit in derselben Bank sprechen; ein bevorzugter Austausch von Kalk gegen Kieselsäure, welcher zur Knollenbildung führte, hing dabei von unberechenbaren Zufällen ab. Die Kieselsäure wird von den im Sediment vorhandenen, zahlreichen Spongienresten und Radiolarien abgeleitet. Zwischen der Feuersteinbildung der norddeutschen Kreide und der Hornsteingenease im alpinen Mesozoikum soll kein grundsätzlicher Unterschied bestehen; die Kieselsäureanreicherung ist als Ergebnis der Diagenese anzusehen, also nicht als selbständiges Glied (Sedimentabscheidung bei der Ablagerung) einer Schichtfolge, sondern als nachträgliche Einschaltung. Sie ist demnach postgenetisch, also nach-sedimentär, und damit nicht an besondere Faziesverhältnisse im Ablagerungsraum vor oder während der Sedimentation gebunden; der Verkieselungsort soll über dem Grundwasserhorizont gelegen sein, die Wanderungsrichtung der Kieselsäure ging von oben nach unten. Doch unterscheidet auch SCHWARZ die Lydite (= Radiolarit) von Feuersteinen (Hornstein). Erstere sind selbständige Bestandteile der Schichtfolge, ihre Kieselsäure ist organischen Ursprungs und damit syngenetisch gebildet; als Bildungsraum kommt nur die Tiefsee in Betracht. Die Lydite (= Radiolarit) sind somit frei von Karbonat und festländisch-klastischen Bestandteilen.

TRUSHEIM (1930) schließt sich der Deutung von SCHWARZ an. Er faßt die Hornsteine als sekundäre Konzentrationen eines ursprünglich im Sediment verteilten kieseligen, organischen Ausgangsmaterials auf. Der Ort der Hornsteinbildung lag über dem Grundwasserhorizont (also in einem Festlandsmilieu!). Eine Wanderungsrichtung der Kieselsäure von oben nach unten konnte er jedoch aus den Handstücken nicht feststellen. Die einzelnen Hornsteinlagen in einer Bank sollen verschiedenen Generationen entsprechen, als Folge von einem mehrmaligen Auf und Ab des Grundwasserspiegels. Nach TRUSHEIM hat die Hornsteinbildung nach dem ersten Heraustreten der Schichten über den Grundwasserspiegel und vor Beginn ihrer Faltung stattgefunden. In Spalten und auf Klüften konnte er Hornstein nicht antreffen. Die eingeschwemmten Hornsteinkomponenten der Hornsteinbreccie (s. S. 112) sollen z. T. während einer ersten Heraushebung der Schichten im Kimmeridge bis Tithon, zum größten Teil aber erst später, nach der allgemeinen Heraushebung in der Oberkreide gebildet worden sein.

BODEN (1935) übernimmt die Vorstellungen von SCHWARZ und TRUSHEIM. Er hält sowohl die Feuersteine der norddeutschen Kreide als auch die Anreicherungen von Kieselsäure in der alpinen Trias- und Juraformation für nach-sedimentäre Einschaltungen innerhalb der Schichten. Da innerhalb des Oberen Jura Breccien mit verfestigtem Hornstein auftreten, werden verschiedene Verkieselungsperioden angenommen, die auf mehrmalige Hebung und Senkung der Schichten über oder unter das Niveau des Meeresspiegels zurückzuführen sind.

KÜHNEL (1939) nimmt für die Entstehung der alpinen Hornsteine, welche er derjenigen der norddeutschen Kreide-Feuersteine gleichsetzt, eine Zufuhr aus submarinen Thermen an. Die Ausfällung von Kieselsäure am Meeresboden soll an die Nachbarschaft von Eruptivgebieten gebunden sein; Mineralparagenesen von Chalzedon und Opal, Pyrit, Markasit und Baryt zeigen apomagmatischen Charakter und sprechen für die thermale Herkunft der Kieselsäure (KÜHNEL 1939, S. 215).

Die unterschiedlichen Vorstellungen über die Genese der Hornsteine ließen es lohnend erscheinen, sich mit diesem Problem zu befassen. Es wurde für die Bildung der Hornsteine keine allgemeingültige Lösung gefunden. Denn die verschiedenen Deutungsmöglichkeiten gehen alle von einem räumlich begrenzten Gebiet aus, lassen also keine überall zutreffenden Folgerungen über große regionale Bereiche und verschiedene Faziesräume hinweg zu.

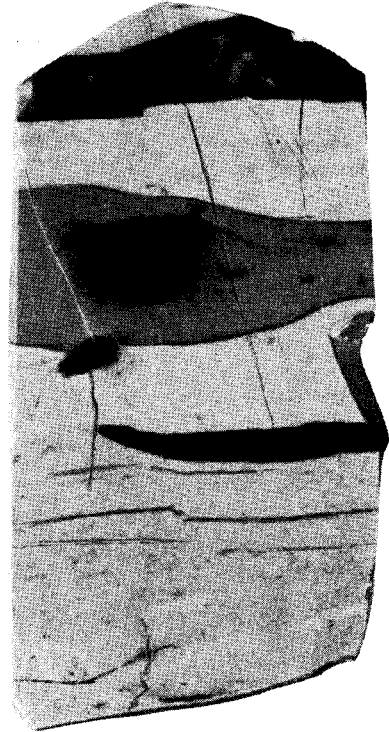


Abb. 8. Oberjura-Hornsteinkalk (Tithon) vom Ferfers-Bach (Anschnitt). Das Handstück zeigt mehrere Hornsteinlinsen von unterschiedlicher Konzentration an Kieselsäure. Die feinen Hornsteinbänder im unteren Teil sind staffelartig versetzt, ebenso wie der Liegendteil des oberen, dickeren Bandes. Die mittlere, schwächer kieselige Zone zeigt in der Mitte eine Anreicherung, welche auf der Oberseite von, sich zwiebelschalig überlappenden, feinen Hornsteinbändern begrenzt wird. Der ca. 1 cm lange schwarze Riß, in der Mitte links, ist mit Pyrit ausgefüllt. Die kleinen, schwärzlichen Flecken in der mittleren Zone sind auf Gelpyrit zurückzuführen. Die das Gestein durchsetzenden Klüfte sind mit Kalzit verheilt. Nat. Größe.

II. Petrographische Beschreibung

Zur Untersuchung der Hornsteine wurden zahlreiche Dünn- und Anschnitte angefertigt. Davon werden die wichtigsten eingehender beschrieben.

Makroskopische Erscheinungsformen des Hornsteins

Für die Aptychenkalke des Oberjura ist das Auftreten von Hornstein ausgesprochen typisch. Die dunkelgrauen bis schwärzlichen, vorwiegend linsig gebänderten, aber auch wolkig bis knollig ausgebildeten Partien in den hellgrauen Kalken sind sehr auffallend. Das dunkle Aussehen der Hornsteine (s. Abb. 8) beruht keineswegs auf einem Farbstoff, etwa Bitumen, sondern geht als rein optische Erscheinung auf eine stärkere Absorption des Lichtes durch den feinkristallinen Chalzedon gegenüber dem umgebenden Kalk zurück. Eine Zunahme der Kieselsäureanreicherung bedingt stets eine deutliche, scheinbare Farbänderung von hellgrau nach schwarzgrau bis schwarz.

Die Kieselsäure ist in dem makroskopisch dichten Kalk vorwiegend schichtparallel angereichert. Häufig treten innerhalb der gleichen Bank mehrere Lagen auf, welche im Streichen einige Meter aushalten können. Verschmelzungen der einzelnen Lagen und eine zonare Ummantelung stärkerer Kieselsäurekonzentrationen sind nicht selten. Diese Zwischenzonen sind meist schwächer kieselig. Neben ausgesprochen bandförmigen Hornsteinen kommen auch wolkige, eiförmige bis diskusartige Gebilde vor. Der größte Durchmesser ist dabei stets parallel zur Schichtung, doch treten auch senkrecht zu ihr schlingenförmige Hornstein-

bildungen auf. Daneben sind auch streng in die Schichtung eingeregelt feine Bänder zu beobachten, welche primäre, schwach wellige Verbiegungen des Sediments ausgezeichnet mitmachen. Ein Hinüberreichen der Hornsteineinschalungen von einer Schicht in die nächst darüber gelegene konnte nirgends beobachtet werden: die Hornsteine sind an eine bestimmte Bank gebunden. Der Hangend- und Liegend-Teil einer Bank ist immer kalkig, wenn auch manchmal nur einige mm dick. Innerhalb einer Schicht oder Bank nehmen die Hornsteine keine gleichbleibende Lage ein. Im allgemeinen sind sie von gerundeter Form mit einer deutlichen Grenze zum Kalk. Dünne Linsen keilen in der Streichrichtung rasch wieder aus. Die Endigung ist zumeist spitz. Schwachkieselige Zwischenpartien treten meist unregelmäßig, zerflasert auf. Die Hornsteinlinsen und -bänder enthalten zuweilen rundliche, kalkige Aussparungen, ohne daß diese im ursprünglichen Sediment vorgezeichnet zu sein scheinen. Die Dicke der Hornsteinbänder ist auch von der Mächtigkeit der Bank abhängig. Eine Gesetzmäßigkeit läßt sich daraus nicht ableiten; auch völlig hornsteinfreie, mächtigere Schichten können in eine Folge von Hornsteinkalk-Bänken eingeschaltet sein. Die Klüfte in der Hornsteinserie sind durchweg mit Kalkspat verheilt. Die Hornsteinlagen selbst sind stärker von feinen Calcitklüften durchzogen, welche vielfach an der Grenze zum Kalk auffedern und dann rasch endigen.

Mikroskopische Beschreibung des Hornsteins

Unter dem Mikroskop erweisen sich die Oberjurakalke als ein feinstkörniger Kalkpelit. Der organogene Anteil ist meist beträchtlich. Vorherrschend sind Radiolarien und in die Ebene der Schichtung eingeregelt Schwammnadeln. Foraminiferen, Molluskenbruchstücke und Crinoidenreste sind untergeordnet beteiligt. Der deutlich feingeschichtete Pelit ist hell bis dunkelbraun pigmentiert, z. T. durch stärkere Beteiligung von hellbraunem Limonit. Ein großer Teil der opaken Komponenten ist Pyrit.

Die Kieselsäure außerhalb der Hornsteinkonzentrationen gibt sich als helle Aussparungen im pigmentierten Kalk deutlich zu erkennen: die Kieselsäure ist hier vorwiegend an Organismenreste gebunden. Es scheint auch eine Beziehung zwischen der Entfernung von primär kiesligen Organismen zu den Kieselsäurekonzentrationen zu bestehen, denn es läßt sich beobachten, daß im Bereich der Hornsteine eine größere Anzahl von Organismen noch kieselig ist, während bei einem Abstand von nur einigen mm Radiolarien und Schwammnadeln bereits eine mit wachsender Entfernung stärker werdende Karbonatisierung zeigen. Häufig sind Radiolarien zu beobachten, welche von Kalkpelit ausgefüllt sind, während das Außenskelett aus feinkörnigem Kalkspat besteht.

Kieselsäurekonzentrationen zeigen eine bevorzugte Anordnung parallel zur Schichtung, ohne aber stets an primär-sedimentäre Strukturen gebunden zu sein. Die Hornsteinlinsen entwickelten sich vorzugsweise entlang der Wegsamkeit, die vorwiegend in der Ebene der Schichtung liegt. Daneben treten aber auch vertikale, unregelmäßig begrenzte, von Sediment stellenweise unterbrochene Risse auf, welche mit Kieselsäure erfüllt sind. Die Grenze zwischen Kalkpelit und Hornstein innerhalb einer Schichtfolge, makroskopisch scharf hervortretend, erweist sich u. d. M. als unregelmäßig zerlappt. Nicht selten ist eine Übergangszone von einigen mm Dicke mit wechselnder SiO_2 -Beteiligung anzutreffen. Von

einer scharfen Grenze zwischen Kalk und Hornstein kann meist nicht mehr gesprochen werden, da ein kontinuierlicher Übergang von Kalkpelit zu fast reinem Chalzedon vorliegt. Doch enthalten die aus feinkörnigem Chalzedon bestehenden Hornsteinlinsen stets noch einen Rest von Kalkspat. Meist sind es idiomorphe Kalkspatrhomboeder neben Resten nicht verkieselten Sediments. Größere, runde Chalzedonrosetten sind offenbar auf Radiolarien zurückzuführen. Innerhalb einer Linse können stärker und schwächer kieselige Zonen miteinander wechseln; ebenso kommen Aussparungen kalkiger Partien von runder bis elliptischer Form vor (s. S. 129). Dünne, untereinander nicht zusammenhängende Hornsteinbänder setzen sich oft aus mehreren schichtparallelen, skelettartigen Kieselsäureanreicherungen zusammen.

Die Hornsteinlinsen sind in stärkerem Maße als der Kalk von Klüften durchsetzt, die scharf gegen den Hornstein absetzen und durchweg mit Calcit verheilt sind (s. S. 129). Feinere Rupturen im Hornstein fiedern an der Grenze gegen den Kalk auf und endigen dort. Daneben können vereinzelt unscharf begrenzte, mit feinkörnigem, schwach pigmentiertem Kalk erfüllte Risse im Hornstein beobachtet werden, welche keinerlei Fortsetzung in den Kalk hinein zeigen. Stellenweise beobachtete Flexuren an feinen Hornsteinbändern können auf Setzungsbewegungen in dem noch nicht verfestigten Sediment zurückgeführt werden.

Die Fülle der makroskopischen und mikroskopischen Erscheinungsformen werden im folgenden an einigen typischen Beispielen beschrieben. Sowohl Dünnschliffe als auch Anschliffe werden unter der gleichen Schliff-Nummer behandelt.

Schliff 1:

Hornsteinkalk (Obertithon) vom Ampelsbach, nördlich des Achensees
Makroskopischer Befund:

In den dichten, grauen Kalk sind mehrere, z. T. zusammenhängende, schichtige bis linsige Hornsteinbänder eingeschaltet. Der vorzugsweise schichtparallel angeordnete Hornstein ist buchtig und schwach-wellig gegen den Kalk abgegrenzt. Auskeilende Linsen enden spitzwinkelig. Unterschiedliche Konzentration der Kieselsäure geht so weit, daß es zu linsigen Aussparungen kalkiger Partien unabhängig von der deutlichen Feinschichtung des Sediments kommt. Die auftretenden Klüfte sind mit Kalkspat verheilt.

Mikroskopischer Befund:

Die Grundmasse aus feinkörnigem Kalkpelit ist mit einem hohen Anteil an Organismenresten — Radiolarien und in die Schichtung eingeregeltten Schwammnadeln — durchsetzt. Ein verhältnismäßig hoher Opakanteil, größtenteils an Fossilreste gebunden, sowohl im dunkelbraun pigmentierten Pelit als auch im Hornstein, ist auf Pyrit zurückzuführen. Die kieseligen Organismenreste machen sich als helle Aussparungen bemerkbar, wobei alle Übergänge von mit Pelit ausgefüllten und nur am undeutlichen, feincalcitischen Außenskelett erkennbaren Radiolarien über partiell von Chalzedon-Kalkspat erfüllte Kugeln bis zur völligen Chalzedonausfüllung zu beobachten sind. Die schichtparallel eingelagerte Hornsteinlinse ist von unterschiedlicher SiO_2 -Konzentration. Der obere, SiO_2 -reichere Teil enthält nur noch Reste der kalkigen Grundmasse. Idiomorphe Kalkspatrhomboeder mit Durchmesser von 0,05 mm sind zahlreich. Die Grenze Kalk gegen Hornstein ist fein verzahnt und verästelt; stellenweise zeigt sich eine schwächer kieselige Übergangszone von 1 mm Dicke. Der untere Teil der Linse hat einen merklich höheren Kalkanteil, der vorwiegend aus der kalkigen Grundmasse besteht. Im Gegensatz zum Hangenteil sind Organismenreste gut erkennbar. Die Liegendgrenze zum Kalk zeigt sich durch eine nochmalige Kieselsäureanreicherung an.

Schliff 2:**Oberjurakalk (Tithon) vom Eiskönig-Bach (nordöstlich Lauris-Joch)****Makroskopischer Befund:**

Der dichte, graue Kalkpelit enthält ein, die Hälfte der Schichtmächtigkeit (4,2 cm) ausmachendes Hornsteinband. Die Kieselsäure scheint horizontal und vertikal gleichermaßen konzentriert zu sein. Die Hangendgrenze des Bandes ist eben, im Gegensatz zur Liegendgrenze, welche wellig bis buchtig ausgebildet ist. Senkrecht durchsetzende Feinklüfte sind durch Kalkspat verheilt.

Mikroskopischer Befund:

Die Grundmasse besteht aus einem dunkelbraun pigmentierten Kalkpelit mit reicher organogener Beteiligung: vorwiegend Radiolarien und Schwammnadeln, sowie *Calpionella alpina* Lor. Ein stärkerer Kieselgehalt der Organismenreste in der Nähe des Hornsteinbandes ist festzustellen. Kräftige Kalkspatklüfte durchsetzen gleichermaßen die kalkige Grundmasse und die Hornsteinzone. Feine Klüfte in der Hornsteinzone sind ebenfalls mit Kalkspat verheilt; sie fiedern an der Grenze zum Kalk auf. Daneben treten noch feinste Haarrisse im Hornstein auf, welche keine Fortsetzung in die kalkige Grundmasse zeigen. Die Ausfüllung der Risse besteht aus dunkelbraun pigmentiertem Kalksediment. Die Grenze zum kieseligen Nebengestein ist stark verzahnt und unscharf. An einer Stelle ist ein Haarris horizontal versetzt. Zum Teil endigen die Risse noch in der Hornsteinzone. Im Gegensatz dazu setzen die jungen Klüfte scharf durch den Hornstein.

Schliff 3:**Oberjurakalk von der Vordersbacher Au (südlich vom Vorderskopf)****Makroskopischer Befund:**

Hellgrauer, dichter, feingeschichteter Kalk mit ebenen Schichtflächen. Die Kieselsäure ist in mehreren, unterschiedlich dicken Bändern schichtparallel eingeschaltet. Die feinen, schwachwelligen Hornsteinbänder in der Bankmitte treten stellenweise zu einem Band zusammen. Zahlreiche vertikale, zum Teil dickere Klüfte durchsetzen die ganze Bank.

Mikroskopischer Befund:

Die Grundmasse ist ein feiner, dichter, graubraun pigmentierter Kalkpelit mit verhältnismäßig geringem Anteil an Radiolarien und anderen, nicht deutbaren organischen Resten. Vereinzelt ist *Calpionella alpina* Lor. vertreten. Eine Feinschichtung gibt sich durch die Anhäufung kleinster, kalkiger und kieseliger und wohl organischer Reste zu erkennen. Die Hangendgrenze einer 6 mm mächtigen Hornsteinzone ist scharf ausgeprägt, mit einigen Ausbuchtungen. Im Hornstein treten einzelne, z. T. nur noch schattenhaft angedeutete, mit Kalkpelit erfüllte Risse auf. Die Liegendgrenze der Hornsteinzone ist skelettartig aufgelöst, mit einer 1 mm breiten Übergangzone. Die dünnen Hornsteinbänder sind nicht immer zusammenhängend, bisweilen besteht ein loser vertikaler Zusammenhang.

Schliff 4 (Abb. 9):**Oberjurakalk (Tithon) vom Fermers-Bach****Makroskopischer Befund:**

Dichter, hellgrauer Kalk mit reichlich Hornsteinführung: kommt als horizontbeständige, schichtig-linsige Einlagerung und als wolkgig-diffuse Ausbildung vor. Das Gestein ist stark mit Kalkspatklüften durchsetzt. Zwei Hornsteinzonen sind vertikal durch einen mit Chalzedon ausgefüllten Spalt verbunden.

Mikroskopischer Befund:

Die Ausbildung der Kalkpelitgrundmasse entspricht derjenigen der vorgenannten Schriffe. Die Kieselsäure tritt zum Teil hofbildend um höhere SiO_2 -Konzentrationen auf. Die Höfe erweisen sich als sehr gering kieselige Bereiche diffus verteilten Chalzedons, unabhängig von der Schichtung. Ein senkrecht von oben in eine Hornsteinzone eintretender Haarris enthält

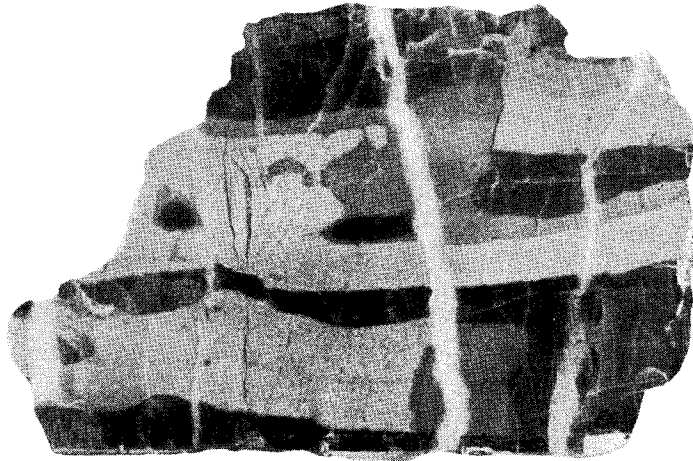


Abb. 9. Oberjurakalk (Tithon) vom Fermers-Bach. Die kieseläurereichen Bänder sind z. T. vertikal verbunden und von schwach kieseligen Bereichen ummantelt. Oben rechts ein mit Chalzedon ausgefüllter Spalt. Nat. Größe.

Chalzedonausfüllung. Die kieselige Ausfüllung ist mit dem Kalkpelit verzahnt und ohne scharfe Abgrenzung. In vertikaler Richtung ist der Riß schwach gekrümmt und nicht durchgehend mit Kieselsäure erfüllt. An mehreren Stellen ist die Chalzedonausfüllung von der pelitischen Grundmasse unterbrochen. Wie am Handstück (s. Abb. 9) zu beobachten ist, stellt dieser Riß eine Verbindung zwischen zwei besonders reinen Hornsteinzonen her.

Schliff 5 (Abb. 10):

Hornsteinkalk aus dem unteren Malm vom Baumgarten-Bach

Makroskopischer Befund:

Dichter, grauer bis schwach rötlicher Kalk mit schichtig eingeschalteten, rotgrau gefärbten Hornsteinlagen. Die Grenze des Hornsteins gegen den Kalk ist buchtig zerlappt, bei deutlich kräftigerer Rotfärbung des Hornsteins. Die einzelnen Hornsteinlagen haben unregelmäßige Dicke im Streichen. Der allgemeine Habitus entspricht dem eines sogenannten „Radiolarits“.

Mikroskopischer Befund:

Der größtenteils aus schichtparallel eingeregeltten Schwammnadeln bestehende organogene Detritus ist in dunkelbraun pigmentierten Kalkpelit eingebettet. Radiolarien treten zurück. Die Hornsteinzone ist in der üblichen Weise als nicht gleichmäßig konzentrierte, kieselige Anreicherung mit buchtig-welliger Grenze im Kalk ausgebildet. Zonar treten kalkige Partien im Hornstein auf. Ein geringmächtiges, schlieriges Band schließt die Hornsteinzone gegen das Liegende ab. Aus diesem Band zweigen drei, mit Hornstein erfüllte, trichterförmig nach unten sich vereinigende Risse ab. Diese Risse (s. Abb. 10) sind vorwiegend unscharf gegen das Sediment begrenzt, stellenweise unterbrochen und in einem Fall horizontal versetzt, ohne daß entsprechende Trennungsfugen erkennbar sind. Jüngere Calcitklfte kreuzen die kieseligen Risse.

Schliff 6 (Abb. 11):

Oberjurakalk (Tithon) vom Fermers-Bach

Makroskopischer Befund:

In dem dichten, hellgrauen Kalk treten sowohl bandförmige als auch linsig bis knollig geformte Hornsteinanreicherungen auf. Schwarze Flecken und feine schwarze Bänder sind auf Pyrit zurückzuführen. Gelbbraune Färbung rührt von verwittertem Pyrit her. Ebenso ist ein senkrechter Riß von 1,3 cm Länge mit Pyrit ausgefüllt. Die schwarzen Bänder, stellenweise auch Hornsteinbänder und -linsen sind staffelartig um mm-Beträge versetzt, ohne daß Rupturen oder

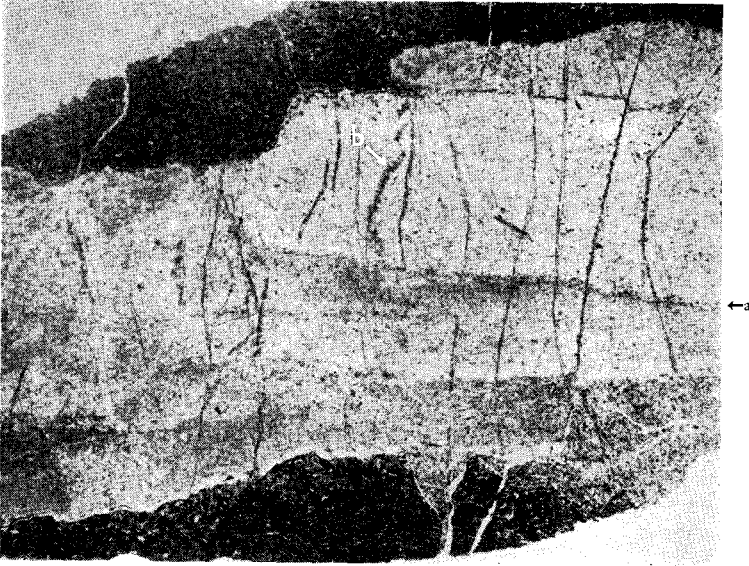


Abb. 10. Dünnschliff-Übersichtsaufnahme zu Schliff 5. a: kalkreichere, schichtparallele Zone, b: vertikal verlaufende, z. T. unterbrochene, mit Pelit erfüllte, prädiagenetische Kluft, c: ins Liegende absetzender, mit Kieselsäure ausgedüllter Riß. Vergr. 1 : 4,5.



Abb. 11. Anschliffbild von Schliff 6, Erläuterung nebenstehend. Nat. Größe.

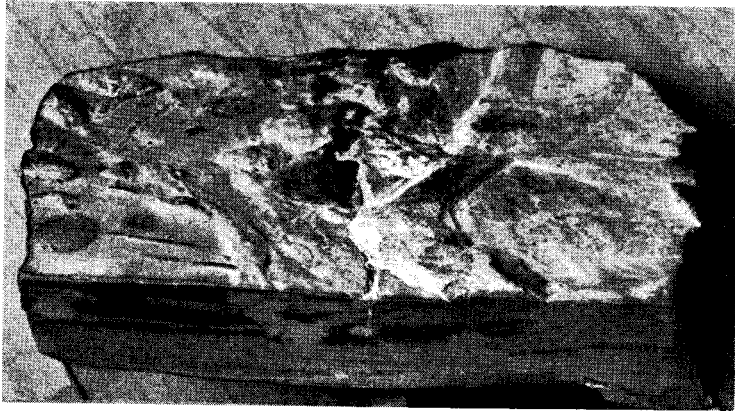


Abb. 12. Handstück mit Anschliff von den dünnplattigen Schichten der Aptychenbreccie. Lebensspuren durchdringen bereits gebildeten Hornstein. Nat. Größe.

Deformationen im Gestein zu sehen sind. Eine 4 mm dicke Hornsteinlinse ist durch eine scharf begrenzte Abschiebung um 0,8 mm versetzt. Diese Abschiebung ist im Streichen bereits nach 9 mm nicht mehr ausgebildet, wobei erst die Liegendgrenze und dann die Hangendgrenze einen normalen Verband aufweist (s. auch Abb. 8). Es handelt sich wohl um Setzungserscheinungen im noch plastischen Sediment. Die einzelnen Hornsteinpartien sind sowohl als wolkig-kugelige Gebilde als auch in Form stärker kieseligter Bänder konzentriert.

Mikroskopischer Befund:

Im feinkörnigen Kalkpelit herrschen Radiolarien neben Schwammnadeln und zurücktretend Foraminiferen als organogener Bestandteil vor. Pyrit tritt in idiomorphen Körnern, als Anhäufung kleinster, kugeligter Formen (wohl Melkinovit) und in Form verkiester Organismenreste auf. Auch die makroskopisch festgestellten schwarzen Flecken und Streifen sind wohl auf feinsten Gelpyrit zurückzuführen. Die Kieselsäure tritt in den wolkigen Gebilden diffus verteilt, in Form kleinster Chalzedonkristalle auf. Auffallend ist die starke Verminderung des Pigmentgehaltes der Grundmasse bei nur mäßiger Erhöhung der SiO_2 -Konzentration. Dadurch wird die Grenze des Kalkes gegen den Hornstein stets deutlich ausgeprägt. Ein kieseliges Band läßt eine Verwerfung erkennen, ohne daß Bruchflächen sichtbar sind (s. Abb. 10).

Schliff 7 (Abb. 12):

Oberjurakalk (Kimmeridge-Tithon) aus dünnplattigen Schichten der Aptychenbreccie nördlich von Hinterriß (Zollbrücke)

Makroskopischer Befund:

Der dünnplattige, dichte Kalk weist auf der Schichtfläche der Liegendseite zahlreiche Lebensspuren auf, welche offensichtlich bereits gebildeten Hornstein überprägen. Dieser zeigt eine enorme Zerflaserung mit runden Aussparungen (s. Abb. 12). An einer Stelle wird der Hornstein in vertikaler Richtung von einer wurmröhrenförmigen Bildung diskordant durchdrungen. Pyrit tritt auf kleinen Rissen und in einzelnen Körnern auf.

Mikroskopischer Befund:

Der Hangenteil der Bank besteht aus feinkörnigem Kalkpelit, der gleichmäßig von Radiolarien und Schwammnadeln durchsetzt ist. Die Kieselsäure ist streifenförmig angeordnet und von geringer Konzentration. Der liegende Teil ist stark mit Hornstein durchsetzt, in Form von buchtigen und zerflaserten, mehr oder weniger zusammenhängenden, schichtparallelen Komplexen. Der Übergang von Kalk zu Hornstein ist auch in kleinstem Bereich stark auf-

gelöst. Kieselige Organismenreste und Chalzedon-Anhäufungen sind in den runden, als Lebensspuren deutbaren, wurmröhrenartigen Aussparungen bedeutend zahlreicher als im normalen kalkigen Sediment. Die Schwammnadeln zeigen hier keine Einregelung. Schwammnadeln und Radiolarien sind häufig pyritisiert. Nicht selten treten Radiolarien auf, welche mit Pyrit ausgefüllt sind und ein kieseliges Außenskelett besitzen. Auch eine partielle Ausfüllung mit Kieselsäure und Pyrit ist oft anzutreffen. Daneben finden sich schwammnadelartige, stengelige Formen von Pyrit, sog. Pseudo-spicules (CAYEUX 1929). Der Pyritgehalt der Gesteinsprobe ist beträchtlich.

III. Zur Genese der alpinen Hornsteine

Die Arbeiten über die Genese der alpinen Hornsteine lassen erkennen, daß man — wie auch beim Problem der norddeutschen Kreide-Feuersteine — noch nicht zu einer einheitlichen Vorstellung über die Bildungsweise dieser Kieselsäureanreicherungen gekommen ist. Nicht endgültig geklärt sind vor allem folgende Fragen:

- a. Herkunft der Kieselsäure
- b. Zeitpunkt des Beginns und Ort der Hornsteinbildung
- c. Ursache und Verlauf der Hornsteinbildung.

a. Herkunft der Kieselsäure

Für die Herkunft der Kieselsäure kommen vor allem zwei Möglichkeiten in Betracht: erstens eine sedimentfremde Zufuhr aus untermeerischen, SiO_2 -führenden Thermalquellen, oder an Eruptivkontakten; zweitens kann die Kieselsäure auch dem Sediment selbst entstammen, sei es von Organismenresten kieseliger Art, sei es von Kieselsäure in kolloidaler oder echter Lösung, die dem Meer von den Flüssen zugeführt wurde und auf festländische Verwitterungsvorgänge zurückgeht.

Eine Zuführung von Kieselsäure aus SiO_2 -führenden Thermen glaubte KÜHNEL (1939) nachweisen zu können. Danach sollten synsedimentär ausgeflockte Kieselgele an strömungsfreien Stellen einsedimentiert worden sein. KÜHNEL geht so weit, daß er sowohl die alpinen Hornsteine als auch die norddeutschen Kreide-Feuersteine auf submarine Thermen zurückführt. W. WETZEL (1939) hat diese Theorie für die Feuersteine der Kreide widerlegt.

Für die Hornsteinbildung in der Karwendel-Mulde kommt eine Zuführung der Kieselsäure aus Thermalquellen kaum in Betracht. Eruptivgesteine, welche im Zusammenhang mit submarinen Thermen zu erwarten wären, sind im untersuchten Bereich und darüber hinaus nirgends nachzuweisen. Da die Hornsteine in der Karwendel-Mulde über die Gesteine des gesamten Jura mit einer Mächtigkeit bis zu 1000 m verteilt sind, wären irgendwo Hinweise auf die von KÜHNEL angenommenen „apomagmatischen“ Einwirkungen zu erwarten. Sowohl in Dünnschliffen, als auch Anschliffen und zahlreichen Schlämmpfropfen fehlen magmatische Bestandteile völlig. Das Auftreten von Chalzedon, Pyrit, Markasit und Baryt sollte nach KÜHNEL (1939, S. 215) zwar darauf hinweisen, sie sind jedoch in organogenen Sedimenten durchaus nicht selten (u. a. RAMDOHR 1956).

Für den Bereich der bayerischen Kalkalpen ist die „Thermalhypothese“ (WETZEL 1939) von KÜHNEL wohl nicht anwendbar. Es wird nicht bestritten, daß dort mit einer Zuführung von anorganischer Kieselsäure zu rechnen ist, wo beispielsweise im gleichen Gebiet größere Eruptivgesteinkomplexe in inniger Verknüpfung mit Radiolariten auftreten, wie es von der Franciscan

group in Kalifornien (DAVIS 1918), der Danau-Formation in Zentral-Borneo (MOLENGRAAFF 1930), der Schweiz (GRUNAU 1947), der südlichen Türkei (TROMP 1948) und ähnlichen Vorkommen beschrieben wird. Überall dort handelt es sich allerdings durchweg um echte Radiolarite, d. h. Gesteine, die keinen Kalkgehalt besitzen und über 100 m mächtig werden. Da in diesen Fällen überschüssige Kieselsäure vorhanden ist, die nicht aus Auflösung von kieseligen Organismenresten hergeleitet werden kann, ist die Möglichkeit einer anorganischen SiO_2 -Zufuhr im Zusammenhang mit synd sedimentärer Eruptiva naheliegend. Diese Verhältnisse sind im untersuchten Gebiet und darüber hinaus nirgends gegeben. Da trotzdem die gesamten Jurasedimente einen beträchtlichen Kieselsäuregehalt aufweisen, ist die Annahme einer thermalen Zufuhr von Kieselsäure kaum berechtigt.

Dagegen scheint es denkbar, daß ein Teil der Kieselsäure durch Flüsse dem Meer zugeführt worden ist. Nach MOORE & MAYNARD (1929) beträgt in den Flüssen die in gelöster Form befindliche SiO_2 -Menge bis 10 mg/l. Allerdings wird diese vom Festland stammende Kieselsäure sicher zum großen Teil zum Aufbau von Organismen-Skeletten verbraucht, so daß auch nach dieser Vorstellung nur ein geringer Teil des Hornsteins rein anorganischen Ursprungs sein kann. Nach SIEVER (1957, S. 839) enthalten die meisten Gewässer nicht genügend gelöstes Silizium, daß es anorganisch ausgefällt werden kann. Die einzige bedeutende Ausnahme bilden Thermalwässer. Er fügt weiter hinzu: "A large amount of amorphous silica is precipitated from the oceans by diatoms, radiolaria, sponges etc., and as these materials are buried in the sediment, the amorphous silica dissolves and eventually becomes reprecipitated as quartz".

Einige chemische Analysen²⁾ von Hornstein und Kieselkalk lassen erkennen, daß durch den Kieselgehalt der Organismen im Gestein die Hornsteinkonzentration weitgehend gedeckt werden kann.

Zwei Analysen aus dem gleichen Handstück eines roten Kieselkalkes (Malm), in dem die Kieselsäure vorwiegend noch an Radiolarien gebunden ist, ergaben:

SiO_2	43,99 %	48,74 %
Fe_2O_3	3,92 %	4,05 %
Al_2O_3	3,49 %	
$\text{CaO} + \text{MgO}$	27,21 %	24,60 %
CO_2	21,60 %	20,67 %
	<hr/>	<hr/>
	100,21 %	98,06 %

Eine Dünnschliffuntersuchung der gleichen Probe ergab einen Anteil von ca. 15 % nicht an Organismen gebundener Kieselsäure.

Der primäre, in Form von Skelett-Teilchen auftretende Kieselsäuregehalt kann demnach mit 30 bis 35 % veranschlagt werden. RANKAMA & SAHAMA (1955, S. 551) geben für rezente, marine, tonige Sedimente 28,89 % SiO_2 an.

Zwei Hornstein-Kalkproben, welche einen hohen Gehalt an Radiolarien und Schwammnadeln zeigten, hatten jeweils für den hornsteinfreien Kalk und den Hornstein folgende Analysenwerte:

²⁾ Die Analysen wurden in dankenswerter Weise von Herrn Dipl.-Chem. Dr. F. HENKEL, München, ausgeführt.

	Oberjura Kalk	Hornsteinkalk Hornstein	Lias Kalk	Hornsteinkalk (rot) Hornstein
SiO ₂	3,47 %	83,91 %	2,28 %	89,47 %
CaO	54,90 %	9,00 %	53,65 %	5,26 %
Mg	Sp.	—	0,70 %	Sp.
CO ₂	41,00 %	7,07 %	42,16 %	4,10 %
	99,37 %	99,98 %	Fe ₂ O ₃ 1,26	1,10
			Al ₂ O ₃ 0,07 %	—
			100,12 %	99,93 %

Der in den einzelnen Bänken auftretende Hornstein übersteigt dem Volumen nach selten 50 % der Bankmächtigkeit. Meist liegt er bei 30 bis 40 Vol. %. Die SiO₂-Konzentration in den Hornsteinen schwankt außerdem beträchtlich. Die schichtigen Lagen weisen meist einen höheren SiO₂-Gehalt auf als die wolkigen, oft diskusartigen Bildungen, deren SiO₂-Gehalt bei 40 bis 50 % liegt.

Es kann somit die Frage nach der Herkunft der Kieselsäure in den untersuchten Hornsteinen dahingehend beantwortet werden, daß sie vorwiegend den im Sediment vorhandenen kieseligen Organismen entstammt. Es ist damit nicht gesagt, daß anderswo die Zufuhr von SiO₂ auf anorganischem Wege ausgeschlossen wäre. Es erscheint im Gegenteil ratsam, im Falle von Kieselsäureanreicherungen die Frage nach der Herkunft jeweils erneut zu stellen, wobei den örtlichen Verhältnissen Rechnung zu tragen ist.

b. Zeitpunkt des Beginns und Ort der Hornsteinbildung

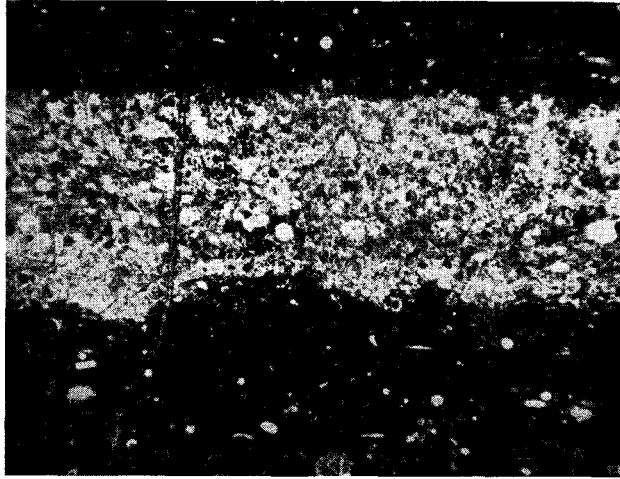
Die Kieselsäurekonzentrationen können:

1. syngenetischer und
2. diagenetischer Entstehung sein.

Bei der diagenetischen Deutung wird zwischen frühdiagenetischer Bildung (penecontemporaneous chert and flint TWENHOFELS), also noch unter Meeresbedeckung, und spätdiagenetischer Bildung (epigenetic chert and flint TWENHOFELS) mit Bildungsort über dem Grundwasserspiegel, also nach Heraushebung der betreffenden Schichten über den Meeresspiegel, unterschieden. Nach PETTIJOHN (1950, S. 444) und TWENHOFEL (1955, S. 414) kann die Bildung von Kieselsäureanreicherung auf keinen allgemein gültigen Nenner gebracht werden. Die jeweiligen örtlichen Gegebenheiten lassen es offen, zu welchem Zeitpunkt es zur Bildung von Kieselsäureanreicherung kam.

Für die Hornsteine der Karwendel-Mulde wurde bisher die Meinung einer synsedimentären Entstehung (KÜHNEL 1939) und die einer spätdiagenetischen Entstehung (SCHWARZ 1929 und TRUSHEIM 1930) vertreten. Abgesehen davon, daß für die Annahme KÜHNELS, die Kieselsäure der Hornsteine stamme aus submarinen heißen Thermen, keinerlei beobachtbare Anzeichen vorhanden sind, sprechen die Untersuchungsergebnisse gegen eine synsedimentäre Bildungsweise. Nach KÜHNEL (1939, S. 217) sind die schichtigen Hornsteinlagen durch niederrieselnde Gelflocken an strömungsfreien Bodenstellen mit nachfolgender Einsedimentierung entstanden. Der Hornstein ist somit eine sedimentfremde Einschaltung im primären Schichtverband. An auskeilenden Hornsteinbändern ist jedoch zu beobachten, daß die Feinschichtung im Kalkpelit sich völlig unab-

Abb. 13. Oberjura-Hornsteinkalk vom Alpel-Graben. Der schichtig eingelagerte Hornstein ist gegen den Kalk unregelmäßig begrenzt. Im Hornstein sind Radiolarien noch gut erkennbar. Sie wirken nicht als Konkretionsbildner. Vergr. 1 : 30.



hängig von der mehr oder weniger spitzwinkelig zur Schichtung verlaufenden Grenze Hornstein gegen Kalk in den Hornstein hinein fortsetzt. Zudem sind im Hornstein stets noch Reste von organogenem Detritus aus dem ursprünglichen Sediment zu erkennen (s. Abb. 13).

Die Vorstellung KÜHNELS (S. 219), daß die fleckenartigen bis knolligen Bildungen durch Strömungen am Meeresboden hervorgerufen wurden, steht im Widerspruch zu dem beobachteten, auf eine ruhige Sedimentation hinweisenden, feinschichtigen Kalkpelit. Einen weiteren Gegenbeweis für seine Theorie liefert KÜHNEL (S. 209) selbst, indem er schreibt: „... denn wären sie (die Hornsteine) diagenetisch gebildet, so wäre keine so saubere Trennung der Kieselsäure und des Kalkes zu erwarten“. KÜHNEL ging dabei wahrscheinlich vom makroskopischen Bild aus, das zweifellos eine scharfe Trennung von Hornstein und Kalk zeigt. Im mikroskopischen Bild liegen dagegen andere Verhältnisse vor. Die Grenze des Hornsteins gegen den Kalk ist niemals scharf. Stets zeigen sich zerlappte und verästelte Grenzen, häufig sind auch kontinuierliche Übergänge von Kalk in Hornstein festzustellen. Wenn KÜHNEL weiterhin schreibt, daß die Auflösung des Kieselskeletts von Organismen nicht erheblich gewesen sein kann, so widerspricht dies dem Befund der nahezu völlig entkieselten Radiolarien und Schwammnadeln in dem die Hornsteine umgebenden Kalk.

Eine völlig andere Deutung der Hornstein-Genese vertreten WINKLER (1925), SCHWARZ (1929), TRUSHEIM (1930) und BODEN (1935). Alle sprechen sich für eine organische Zufuhr der Kieselsäure aus. Die Anreicherung zu Hornsteinkomplexen und -knollen hat sich nach ihnen erst nach der Heraushebung des Sediments über den Meeresspiegel und über den Grundwasserspiegel als spät-diagenetischer Vorgang abgespielt. TRUSHEIM (1930, S. 47) schreibt dazu: „Die Richtung, in der die Kieselsäure herangebracht wurde, war offensichtlich von oben nach unten“. Wie wenig diese Deutung für die Jurahornsteine befriedigt, ergibt sich aus dem geologischen Befund. Eine Wanderung der Kieselsäure von oben nach unten ist tatsächlich nicht festzustellen, was TRUSHEIM (S. 47) auch zugibt. Die Feststellung TRUSHEIMS, daß Organismen mit ursprünglichem Kieselsäuregehalt in größerer Menge nur im unmittelbar Liegenden einer Hornsteinbank erhalten sind, entspricht nicht den Beobachtungen. Außerdem bleibt ungeklärt, wieso bei deszendenter Zuführung der Kieselsäure alle Rupturen ausnahmslos mit Kalkspat verheilt sind.

Für die Erklärung des Vorhandenseins von festem, klastischem Hornstein in den Hornsteinbreccien nimmt TRUSHEIM mit Recht eine Heraushebung der betreffenden Schichten über den Meeresspiegel und ihre Aufarbeitung durch Abtragung an. Zur Erklärung des stratigraphisch noch über der Hornsteinbreccie eingeschalteten Hornsteins muß er jedoch ein mehrmaliges Schwanken des Meeresspiegels und damit des Grundwasserspiegels annehmen. Diese als vertikale Krustenbewegungen gedeuteten Spiegelschwankungen mußten jedoch ohne Schichtverstellung vor sich gehen, da die Hornsteinbänder jeweils streng an eine einzelne Bank gebunden sind. Die Theorie von TRUSHEIM wird unhaltbar, wenn man die paläogeographischen Verhältnisse der Jura- und Unterkreide-Zeit betrachtet. Über den Jurahornsteinschichten treten noch bis zu 300 m mächtige, hochmarine, pelagische Neokommargel auf, die frei von Hornsteinen sind, jedoch eine reiche Radiolarienfauna enthalten (ULRICH 1954, S. 26). Die Vorstellung, daß sich der gesamte Schichtkomplex des Oberjura inklusive Neokom in einer Gesamtmächtigkeit von über 1000 m über den Meeresspiegel gehoben hat, der Grundwasserspiegel aber nicht mitanstieg — die tiefsten Hornsteinlagen über der Hornsteinbreccie befinden sich ca. 700 m unter dem jetzt noch nachweisbaren hangendsten Neokommargel — ist unvorstellbar. Selbst die stratigraphisch höchsten Hornsteinlagen sind noch von mindestens 150 m marinem Neokom überlagert. Der Grundwasserspiegel müßte also immer noch 150 m unter der angenommenen Landoberfläche gelegen haben. Es hat den Anschein, daß TRUSHEIM bei seinen Überlegungen das überlagernde Neokom nicht berücksichtigt hat, das bei der postulierten Heraushebung noch über den Oberjurakalken lag. Die Feststellung von SCHWARZ (1929, S. 190), grundsätzliche Unterschiede zwischen den norddeutschen Kreide-Feuersteinen und den Hornsteinen des alpinen Mesozoikums bestünden nicht, ist wohl der Unkenntnis der Verhältnisse im ostalpinen Jura-Kreidebereich zuzuschreiben, welche denen der norddeutschen Kreide in keiner Weise ähneln.

Da sowohl die rein syngenetische, als auch die rein epigenetische Deutung der Hornsteinbildung mit den Untersuchungsergebnissen nicht in Einklang gebracht werden kann, muß an eine frühdiagenetische (penecontemporaneous TWENHOFELS) Bildungsweise gedacht werden, wie sie auch W. WETZEL (1922, 1937) für die Feuersteine der norddeutschen Kreide annimmt. Danach fand die Auflösung kieseliger Organismen im Kreideschlamm statt, mit anschließender Wanderung und Gelklumpenbildung, wofür ein besonderer Stoffhaushalt des Kreidemeeres verantwortlich gemacht wird.

Die Gründe, welche für eine frühdiagenetische Bildung der Hornsteine sprechen, sind folgende:

Die in den Hornsteinbändern öfters zu beobachtenden, unscharfen, mit Kalkpelit ausgefüllten Risse endigen stets an der Grenze des Hornsteins gegen den Kalk. Sie sind als Schrumpfrisse in der sich verfestigenden Kieselgallerte aufzufassen, in die feinstpelitisches Material eingedrungen ist. Setzungserscheinungen (Abb. 8), welche gleichsinnig im kalkigen und kieseligen Bereich zu beobachten sind, weisen auf ein noch plastisches Sediment hin, in dem die Kieselsäure bereits als Anreicherung eingeschaltet war. Die gleiche Beobachtung machte WHITE (1947) an Unterkreide-Hornsteinkalken der Sierra Madre Oriental (Mexiko). Seine Folgerungen sind u. a.: (S. 54) „(2) . . . The emplacement of chert was a diagenetic process, having taken place soon after the sediments were



Abb. 14. Mitgefaltete Hornsteinlinse in einer synsedimentären Gleitfalte. Roßfeldschichten an der Roßfeldstraße (Berchtesgaden).

deposited and while the clastic grains were still loose and unindurated. In some instances at least, emplacement occurred at a depth of no more than a few centimeters below limestone beds that were being deposited at the same time.“

Die in Schliff 5 und 6 (s. Abb. 10 und 11) beobachteten, unscharfen, stellenweise unterbrochenen und in einem Fall horizontal versetzten, mit Kieselsäure erfüllten Risse im Liegenden eines Hornsteinbandes sprechen für ein plastisches, noch leicht verformbares Sediment. Lebensspuren (Schliff 7, s. Abb. 12), die durch bereits vorhandenen Hornstein hindurchgehen, lassen keine andere Deutung als die einer sehr frühen Bildung im jungen, noch weichen Sediment zu. Der Nachweis von Kieselsäure-Gel in subrezentem Wattsediment, den W. WETZEL (1956) erbringen konnte, gibt dafür einen ausgezeichneten Hinweis. Zweifellos hat die Bildung der Hornsteine in dem sich unter dem Sedimentdruck entwässernden Kalkpelit längere Zeit angedauert, worauf die feindiffusen, die stärker kieseligen Hornsteinlinsen vertikal verbindenden und nicht parallel der Schichtung angeordneten, schwach kieseligen Bildungen hinweisen.

Einen weiteren Hinweis für die frühzeitige Entstehung der Hornsteine ergaben Beobachtungen an Unterkreide-Hornsteinen der Roßfeldschichten (Berchtesgadener Land). Hierin treten häufig synsedimentäre Gleitfalten bis Metergröße auf (PICHLER 1959). Die linsenförmig in den Bänken auftretenden Hornsteine sind in diesen Falten gleichsinnig mit der jeweiligen Schicht mitgefaltet (s. Abb. 14), müssen demnach vor der Gleitfaltung vorhanden gewesen sein.

Die Hornsteinbildung hat erst nach der Sedimentation und nach der Auflösung der primär kieseligen Organismen, welche nach WATTENBERG (1938) oft erstaunlich schnell vor sich geht, eingesetzt. Die häufig in den Hornsteinlinsen anzutreffenden verkiesten Organismenreste und die von Chalzedon ummantelten Pyritkerne in Radiolarien weisen darauf hin, daß die Pyritbildung der Ein- und Verkiesselung vorausging.

Nach den neuesten Untersuchungen von DEGENS (1959) bietet die Bestimmung des $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnisses in Kieselsäureanreicherungen eine Möglichkeit, diagenetische Überprägung und hydrothermale Beeinflussung an ursprünglich im Meerwasser ausgefallten SiO_2 -Verbindungen festzustellen. Epigenetisch gebildeter Hornstein, der auf zirkulierende Grundwässer zurückgeführt wird, müßte nach DEGENS ein anderes $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis aufweisen. Da jedoch auch das zunehmende geologische Alter der Schichten eine Änderung in der Sauerstoffisotopen-Zusammensetzung mit sich bringt (DEGENS 1959, S. 76), läßt sich mit dieser Methode auch keine einwandfreie Klärung über den Zeitpunkt der Hornsteinbildung schaffen.

Auf Grund der vorliegenden Untersuchungsergebnisse kann der Zeitpunkt und der Ort der Hornsteinbildung generell festgelegt werden. Da sie einen Mindestvorrat an sedimentierten, kieseligen Organismenresten voraussetzt, kann der Beginn der Hornsteinbildung erst nach der Ablagerung einer entsprechend mächtigen Schicht erfolgt sein. Die Bildung hielt Schritt mit der Ablagerung, so lange der Vorrat an kieseligen Organismen ausreichte und die chemischen Voraussetzungen gegeben waren (darüber s. folgenden Absatz). Die Hornsteinbildung setzte zu einem sehr frühen Zeitpunkt ein, als die Sedimente noch jung und weich waren und ein entsprechender Porenraum zur Verfügung stand. Nach der Verfestigung des Sediments ist es zu keinen wesentlichen Kieselsäureanreicherungen mehr gekommen. Der Ort der Hornsteinbildung war der Meeresboden.

c. Ursachen und Verlauf der Hornsteinbildung

Bei der Behandlung des Hornsteinproblems darf die chemische Seite des Vorgangs nicht außer Betracht gelassen werden. Geologisch fundierte Folgerungen dürfen mit ihr nicht in Widerspruch stehen.

Die bisher durchgeführten Untersuchungen über die Löslichkeit und Fällbarkeit von Kieselsäure in der Natur führten zu weit auseinandergehenden Ergebnissen. Zweifellos liegt das zum Teil an der jeweiligen Versuchsanordnung, andererseits spielt der Faktor Zeit eine bedeutende Rolle, welcher im Laboratoriumsversuch nicht reproduzierbar ist (MOORE & MAYNARD 1929).

CORRENS (1950) ist der Ansicht, daß mit einer teilweisen Auflösung von Schalen schon während des Absinkens gerechnet werden kann und diese Auflösung im Sediment weitergeht; dies desto rascher, je alkalischer die Lösung ist. Zu einer ähnlichen Auffassung kommt CAYEUX (1929, S. 304), welcher schreibt: „Il enseigne que la dissolution des spicules s'est faite en grand sur le fond de la mer ou dans le dépôt en voie d'accumulation.“ Die Produktion von NH_3 im Sediment durch Bakterien kann nach CORRENS vor allem dort, wo stickstoffhaltige Substanz, Eiweiß u. ä. überwiegen und Sauerstoff fehlt, zur Auflösung von Kieselsäure führen. Diese Feststellung stimmt mit dem geologischen Befund überein. Der verhältnismäßig große Pyritgehalt entspricht dem durchaus, es mangelt auch nicht an organischen Resten. Die Auflösung von Kieselsäure, welche in den Organismenschalen als leicht lösliches amorphes, wasserhaltiges SiO_2 -Gel vorliegt (CORRENS 1950), fand also unter reduzierendem Milieu und H_2S -Bildung statt: das führte zur Ausfällung von Pyrit. Nach TARR (1917, S. 433) wird die Gel-Bildung von dispers gelöstem Silizium durch die Anwesenheit von H_2S und Kalisalze verhindert. Die Kieselsäure, als hydrophiles Sol recht beständig (CORRENS 1949, S. 254), kann bei entsprechendem Porenvolumen eines noch unverfestigten Sediments leicht transportiert werden. Nach MOORE & MAYNARD (1929) wirkt sich Magnesiumsulfat, das normalerweise im Meerwasser in Spuren gelöst ist, in geringer Konzentration stabilisierend auf SiO_2 -Sol aus, so daß bei seiner Anwesenheit auch über den normalen Sättigungswert hinaus Kieselsäure-Sol längere Zeit in Lösung gehalten werden kann.

Versuche ergaben, daß beispielsweise 73,8 mg/l kolloidal im Meerwasser gelösten Siliziums — der normale Gehalt an SiO_2 im Meerwasser schwankt nach KRUMBEIN & GARRELS (1952) zwischen 0,02 und 4 mg/l — nach sieben Monaten größtenteils noch in Lösung waren.

Zur Ausfällung von Kieselsäure-Sol kommt es nach CORRENS (1950) dann, wenn die Lösung einen niedrigeren ph-Wert erreicht, was z. B. bei Zutritt von CO_2 eintritt. TARR (1917, S. 444) stellte ebenfalls fest, daß kolloidal gelöstes SiO_2 sehr rasch durch CO_2 ausgefällt wird. Die Anwesenheit von CO_2 , welche zur Ausfällung von SiO_2 führen kann, wirkt umgekehrt Kalk lösend, so daß es zur Verdrängung von Kalk durch Quarz kommen kann (CORRENS 1950). Damit erklärt sich die Einkieselung vorhandener Porenräume, der eine teilweise bis nahezu vollständige Verdrängung des Kalkes folgen kann, je nach der zur Verfügung stehenden CO_2 -Menge. Die in den kieselsäurereichen Hornsteinlagen recht häufigen Calcit rhomboeder sind nach STORZ (1925) auf Wiederausscheidung von Karbonat zurückzuführen, welches bei der Verkieselung in Lösung gegangen war.

Die Vorstellungen von CORRENS über die Löslichkeit und Fällbarkeit von Kieselsäure stimmen mit den Untersuchungsergebnissen überein. WILLSTÄTTER (1931) kommt jedoch zu einer gegenteiligen Ansicht. Danach besitzt die Kieselsäure in Kohlensäurelösungen große Beständigkeit, welche bei Druckerhöhung noch ansteigt. Auch MOORE & MAYNARD (1929, S. 276) stellen fest, daß CO_2 -haltiges Wasser das wirksamste Lösungsmittel für Silizium ist und daß für die Ausfällung von SiO_2 -Solen auch gesättigte Lösungen von Magnesium- oder Calciumbikarbonat unwirksam sind. Die chemische Deutung der Bildung von Kieselsäurekonzentrationen wird durch die Feststellung von KRUMBEIN & GARRELS (1952), daß die Hornsteinbildung (chert) eine weitgehende Unabhängigkeit vom Eh-Wert (Redox-Potential) und ph-Wert zeigt, noch umstrittener.

KRAUSKOPF (1956) stellt gleichfalls fest, daß die Löslichkeit von Silizium im Bereich von ph 0 bis 9 nur geringen Schwankungen unterworfen ist. Erst über einem ph-Wert von 9 steigt die Löslichkeit stark an (nach WATTENBERG, 1936, schwankt der ph-Wert im Atlantischen Ozean — je nach Tiefe — zwischen 7,6 und 8,2).

Die von CORRENS (1940) angegebene, sehr geringe Löslichkeit der Kieselsäure bei einem ph von 3, und die starke Erhöhung derselben bei ph 6 zweifelt KRAUSKOPF (1956, S. 7) auf Grund anderer Untersuchungsergebnisse an. Er stellt abschließend fest: „Geologically, the important conclusion is that the solubility of amorphous silica is at least as great in acid as in dilute alkali, so that leaching of silica need not be ascribed only to alkaline solution.“

Die Schwierigkeiten, die chemische Deutung der Hornsteinbildung einer Klärung näher zu bringen, liegen m. E. darin, daß es vorerst kaum möglich sein dürfte, die äußerst komplexen chemischen Vorgänge am Meeresboden auch nur annähernd im Laboratoriumsversuch zu reproduzieren. Insbesondere müßte der so wichtige Faktor Zeit größtmäßig erfaßbar sein.

Abschließend kann festgestellt werden, daß das Problem der Kieselsäurebildungen in der Natur nicht nach einem überall gültigen, einheitlichen Schema erklärbar ist. Die jeweiligen geologischen Verhältnisse lassen sicher unterschiedliche Deutungen zu, sowohl nach der Herkunft der Kieselsäure als auch nach der Genese; sie sollten jedoch auch von der chemischen Seite her eine plausible Erklärung finden können.

Das Untersuchungsergebnis über die oberjurassischen Hornsteine der Karwendel-Mulde läßt sich wie folgt zusammenfassen: Die Kieselsäure entstammt zum größten Teil den im Sediment primär vorhandenen, kieseligen Organismenresten. Es sind keine Anzeichen vorhanden, die auf eine Zufuhr von Kieselsäure

aus submarinen Thermen hindeuten. Die Bildung der Hornsteine hat unmittelbar nach der Sedimentation unter geringer Sedimentbedeckung begonnen und hat stellenweise bis zur endgültigen Verfestigung des Sediments angedauert. Außer einer vorherrschenden Einkieselung des Porenvolumens fand auch eine Verkieselung durch Verdrängung von bereits vorhandenem kalkigem Material statt.

Die chemische Seite des Vorgangs bedarf noch weiterer Klärung, wie die oben zitierten, sich widersprechenden Angaben zeigen. Für die von mir untersuchten Hornsteine läßt sich zwanglos die Deutung von CORRENS (1950) anwenden, daß die Auflösung der Kieselsäure in einem reduzierenden, NH_3 entwickelnden Milieu vor sich geht, während die Ausfällung auf eine nachfolgende, den ph-Wert herabsetzende Zufuhr von CO_2 zurückgeführt werden kann.

C. Regionale Einordnung des Untersuchungsgebietes in die Faziesentwicklung der nördlichen Kalkalpen zur Jura-Zeit

I. Die paläogeographische Entwicklung des Gebietes der Karwendel-Mulde im Jura

Die Trias-Schichten des Vorkarwendels, insbesondere Hauptdolomit und Plattenkalk, erweisen sich im Bereich der Karwendel-Mulde und darüber hinaus als ausgesprochen fazieskonstant. Gleichfalls bestehen nur geringe Schwankungen in der Mächtigkeit der Gesteine der oberen Trias, welche die Mulde auf beiden Seiten flankieren. Auch im basalen Lias sind noch keine wesentlichen Änderungen in der Ausbildung zu beobachten. Dagegen setzt über dem Grauen Basiskalk, d. h. im Sinémourien, eine starke Differenzierung der Juraablagerungen innerhalb der Karwendel-Mulde ein, und zwar sowohl hinsichtlich der Fazies als auch der Mächtigkeit. Von jenem Zeitpunkt an müssen sich also die paläogeographischen Verhältnisse im Ablagerungsraum der entsprechenden Juraserien geändert haben.

Die Crinoiden- und Knollenkalkfazies sind als Bildungen flachen Wassers anzusehen, wobei der wesentliche Unterschied in der Art der Beteiligung der Organismen liegt. Aufarbeitungen, Zusammenschwemmungen von Mollusken, wie sie die Knollenkalke zeigen, finden sich in ähnlicher Form als Crinoidenschuttkalk. Daraus läßt sich der vielfach rasche Wechsel im Schichtstreichen und der lagenweise inmitten des Knollenkalks auftretende Crinoidenspatkalk erklären. Diese Verhältnisse finden sich vor allem im Westteil der Karwendel-Mulde, wo sie über den gesamten Lias hin anhalten. Gleichzeitig sind im Osten bereits Fleckenkalke und -mergel abgelagert worden, welche auf eine größere Bildungstiefe hinweisen (ALBRECHT 1953). Die verschiedenartige Gesteinsfazies und die Mächtigkeitsschwankungen gleichalter Schichten lassen auf unterschiedliche Senkungsbewegung am Boden der Jura-Geosynklinale schließen.

Während des ganzen Lias ist im Bereich des Westendes der heutigen Karwendel-Mulde sehr wenig Sediment abgelagert worden: Im ganzen nur ca. 20 m Crinoiden- und Spatkalk. Diese Ausbildung läßt sich nach Osten hin bis zum Jöchel (südl. der Soiern-Spitze) verfolgen. Am Fermers-Bach treten erstmals Knollenkalke im Lias auf. Weiter nach Osten hin werden die Knollenkalke noch mehrmals von Crinoiden- und Spatkalken abgelöst, bis vom Rißbach an nur noch wenige Meter mächtige Knollenkalke als alleinige Vertreter des unteren Lias anzutreffen sind (vgl. hierzu und zum Folgenden die Abb. 15 und Abb. 17). In völliger Fazieskonstanz tritt der Graue Basiskalk in der gesamten Er-

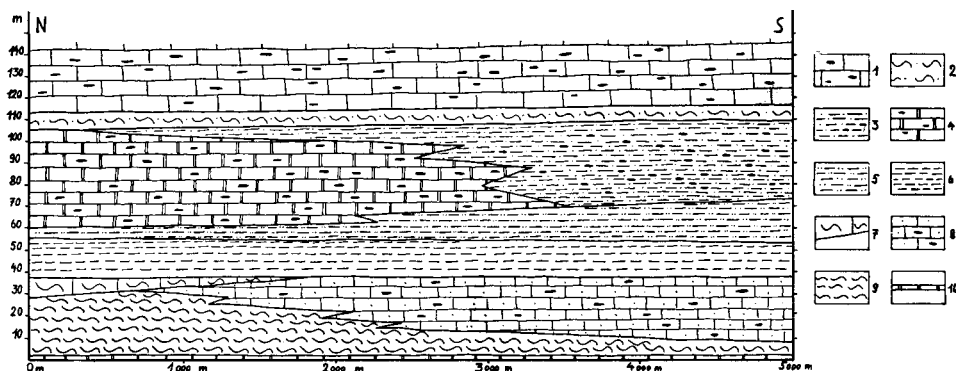


Abb. 15. Fazies-Querprofil durch den Jura der Karwendel-Mulde zwischen Tölzer Hütte im N. und Alt-Joch im S. 1 = Oberjura-Hornsteinkalk (Tithon), 2 = roter Kieselkalk (Kimmeridge), 3 = bunte kieselige Kalke (Oxford-Kimmeridge), 4 = Hornsteinkalke (? Dogger—Oxford-Kimmeridge), 5 = Radiolarienmergel (? Dogger), 6 = Bunte Mergel (Oberer Lias), 8 = kieselige Fleckenkalke (Mittlerer Lias), 9 = rote Knollenkalke (Untere — Mittlerer Lias), 10 = Grauer Basiskalk (unterster Lias).

streckung der Karwendel-Mulde und quer dazu auf. Die Absenkung des Untersuchungsgebietes scheint also im Unteren Lias im Osten und Westen noch gleich gering gewesen zu sein.

Im Mittleren Lias beginnt sich der Meeresboden im Ostteil der Mulde stärker abzusenken als im Westen; die Fazies der Fleckenkalke und -mergel weist auf eine größere Wassertiefe als am Westende der Mulde hin. Auch die Mächtigkeit gleichalter Ablagerungen nimmt nun gegen Osten hin zu. Erst im höheren Teil des Mittleren und im Oberen Lias dringt diese raschere Sedimentation im tieferen Wasser nach Nordwesten und Westen vor, d. h. die verstärkte Absenkung erfaßt nun größere Teile des Bereiches der heutigen Karwendel-Mulde, bis etwa in die Gegend des Jöchels südlich der Soiern-Spitze im Westteil der Mulde. Bunte Mergel sind im Oberen Lias und Unteren Dogger, mit Ausnahme des Westendes, über den gesamten Bereich der Karwendel-Mulde verbreitet.

Im Lias sind auch Unterschiede in der Fazies zwischen dem Nordflügel und dem Südflügel der Mulde festzustellen. Wegen der guten Aufschlußverhältnisse kann hierzu das Profil Tölzer Hütte (N)—Alt-Joch (S) angeführt werden. Der Graue Basiskalk ist auf beiden Flügeln gleich ausgebildet (s. Abb. 15). Während der rote Knollenkalk im Süden nur 6 m mächtig wird, wächst er nach Norden zu auf 25 m an. Hier wird er noch von 10 m grauem Knollenkalk überlagert. Im Süden treten stattdessen 30 m kieselige Fleckenkalke auf. Im Oberen Lias stellen sich dann im Norden und Süden die Bunten Mergel in etwa gleicher Mächtigkeit ein. Eine weitere Differenzierung stellt sich danach wieder mit geringen Kieselmergeln und einer mächtigen Folge von grauen Hornsteinkalken im Norden und einer mächtigen Serie von Kieselmergeln und bunten kieseligen Kalken im Süden ein. Gleichartig ausgebildete, dunkelrote Kieselkalke des Unteren Malm schließen die Nord—Süd-Faziesdifferenzierung ab.

Im Mittleren Jura (? Dogger, vgl. S. 107) tritt eine Stockung in der verstärkten Absenkung ein: durchgehend werden geringmächtige Ton- und Kieselmergel, vereinzelt Hornsteinkalke, abgelagert, während am Westende weiterhin im flachen Wasser nur geringmächtige Knollenkalke zum Absatz kommen. Selbst für die Oberjurazeit, zum mindesten für die Bildungen des Oxford und Kimmeridge, hält dort die zögernde Sedimentation in geringerer Wassertiefe an, während

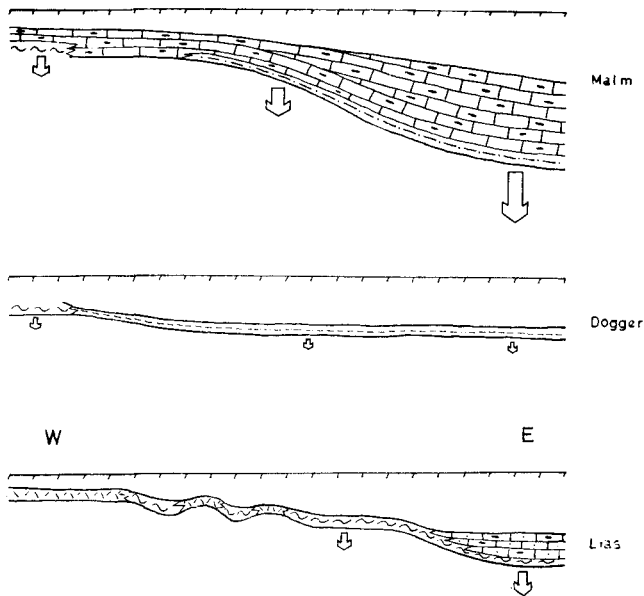


Abb. 16. Schematische Darstellung der Absenkung des Meeresbodens und der Faziesentwicklung in der Erstreckung der Karwendel-Mulde während des Jura.

der östliche, größte Teil des Karwendelmulden-Bereiches von einer erneuten, stärkeren Absenkung des Meeresbodens erfaßt wird. Dabei werden Sedimente tieferen Wassers (Kieselkalke) in größerer Mächtigkeit (bis zu 60 m) abgelagert.

An der Wende Kimmeridge/Tithon verstärkt sich diese Absenkung und greift nunmehr auf den ganzen, also auch den westlichen Muldenbereich über. Überall kommen Aptychenkalke zur Ablagerung, die im westlichen Teil nur geringe Mächtigkeit (30 m), im Osten dagegen 900 m erreichen.

Bezeichnenderweise fallen in diese Zeit stark differenzierter Untergrund-Absenkung und rascher Sedimentation, die sich in der überaus großen Mächtigkeitszunahme nach Osten ausdrückt, auch die Einschaltungen der Oberjura-Konglomerate. Diese weisen auf stärkere Hebungen und Abtragung in benachbarten Gebieten hin.

Die Sedimentation hat in der Unterkreide sicher bis ins Hauterive, wahrscheinlich bis ins Barrême angehalten. Ob noch jüngere Schichtglieder abgelagert worden sind, wie es in der Ostfortsetzung der Karwendel-Mulde bei Thiersee der Fall ist (ZEIL 1956), läßt sich nicht mehr feststellen. Auf Grund der allgemeinen Absenkungstendenz nach Osten ist es denkbar, daß im östlichen Teil der Geosynklinale die Sedimentation länger angehalten hat als im Westen. Ausgesprochene Flachwassersedimente mit Lebensspuren, Kohleflözchen (TRUSHEIM 1929) und Kalk-Quarzpsammit-Einschaltungen treten im westlichen Teil des Muldenbereiches bereits in der tiefsten Unterkreide auf.

Aus der Betrachtung der paläogeographischen Entwicklung in der Jurazeit ergibt sich: Im Westen, etwa auf dem Meridian von Mittenwald, hat während des ganzen Jura ein Seichtwassergebiet bestanden, das weniger in der geringen Wassertiefe als in der geringen Absenkungstendenz des Untergrundes zum Ausdruck kommt. Im Bereich des heutigen Westendes der Karwendel-Mulde kann für den größten Teil der Jurazeit ein relatives Schwellengebiet im Senkungstrog der ostalpinen Tethys-Geosynklinale angenommen werden.

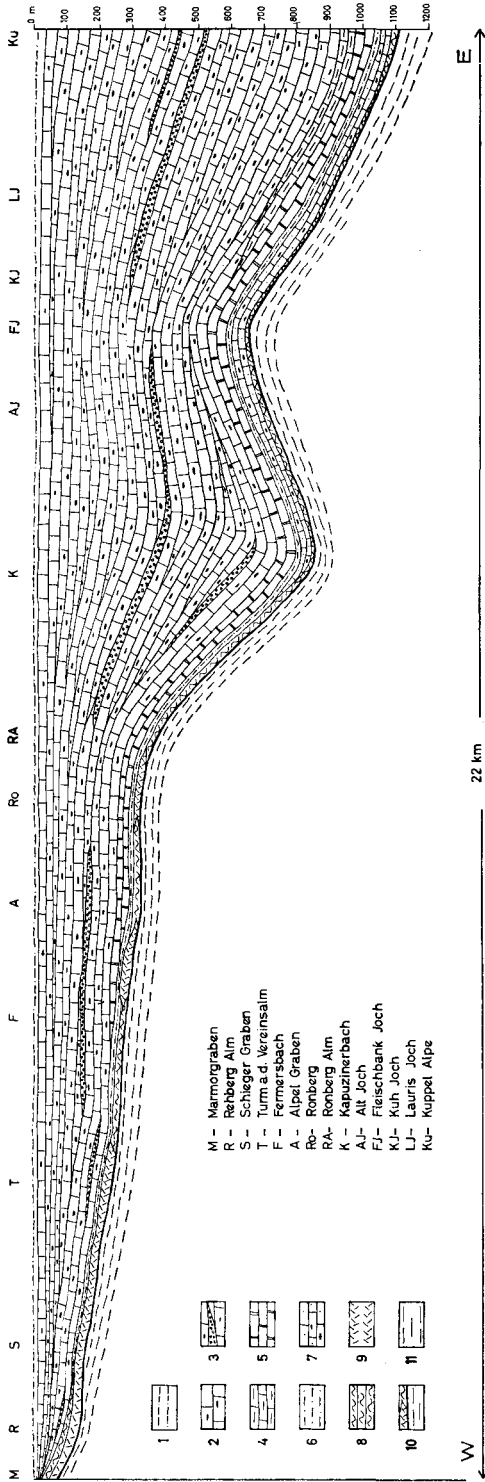


Abb. 17. Fazies-Längsprofil für die Jura-Schichtfolge im Bereich der Karwendel-Mulde. 5 fach überhöht gezeichnet. 1 = Neokommargel, 2 = Oberjura-Hornsteinkalk, 3 = Konglomeratlagen im Oberjurakalk, 4 = kalkig-mergelige Aptychenschichten, 5 = Kieselkalk, 6 = Bunte Mergel, z. T. kieselig, 7 = kieseliges Fleckenkalk, 8 = Knollenkalk, 9 = Crinoiden- und Spatkalk, 10 = Grauer Basiskalk, 11 = Kössener Schichten.

II. Vergleich mit nördlich benachbarten Juravorkommen

Ein Vergleich der faziellen und stratigraphischen Verhältnisse des Jura der Karwendel-Mulde mit den nördlich benachbarten Juravorkommen läßt eine Reihe von Schlußfolgerungen zu, welche für die Paläogeographie der Jura-Tethys im Ostalpenraum von Interesse sind. Hierzu wird jedoch nur der Lias herangezogen, da im Norden kaum ungestörte Schichtprofile bis in die Unterkreide vorliegen, Liasbildungen dagegen dort verhältnismäßig häufig sind. Dabei bietet sich die Möglichkeit, kritische Einblicke in Art und Ausmaß etwaiger Deckenüberschiebungen zu gewinnen.

Die auf der Beilage wiedergegebenen Faziesprofile stützen sich für den Bereich der ostalpinen Randzone und des sog. Großen Muldenzuges auf die Arbeiten von SÄRCHINGER (1939), MÜLLER-DEILE (1940), ZEIL (1954) und KALLENBACH (1957), für den Bereich des Synklinoriums auf BODEN (1935), NIEDERMAYER (1936), LUTIJ-LUTENKO (1951) und ALBRECHT (1953).

Die drei in der Beilage dargestellten Querschnitte sind von Westen nach Osten angeordnet und haben folgenden Verlauf:

- I) Walchensee—Marmorgraben (Mittenwald),
- II) Benediktenwand—Scharfreiter—Hinterriß,
- III) Fockenstein—Seekar-Spitz—Kuppel (westl. Achensee).

Die nördlichsten Aufschlüsse liegen heute ca. 20 km von der Karwendel-Mulde entfernt. Die in den Querschnitten dargestellten Faziesverhältnisse des Lias, über eine angenommene Breite von ca. 40 km in Nord-Süd-Richtung, wurde durch Ausglättung der Faltung ermittelt, wobei sich eine Raumverengung auf etwa die Hälfte der ursprünglichen Breite ergibt (entnommen aus den Profiltafeln zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 100 000, Blatt Tegernsee; SCHMIDT-THOMÉ, München 1953). Nur der Abstand zwischen der Randzone und dem Großen Muldenzug wurde wegen der starken Verschuppung verdoppelt. Zudem macht sich hier ein deutlicher Faziessprung bemerkbar, der einen unmittelbaren Zusammenhang als wenig wahrscheinlich erscheinen läßt. An dieser Stelle liegt nach der Vorstellung der Anhänger der Deckentheorie auch die Stirn der auf die Allgäu-Decke geschobenen Lechtal-Decke. Um die Faziesunterschiede augenscheinlicher zu machen, wurden die Profile 25-fach überhöht gezeichnet. Unter den drei Faziesprofilen ist in Säulenprofilen jeweils der Abstand der einzelnen Vorkommen angegeben.

Drei Ablagerungsräume lassen sich unterscheiden:

1. Ein nördlicher Faziesbereich mit sandigen, flyschartigen Mergeln, welche unter dem Einfluß der Festlandsschwelle des Rumunischen Rückens entstanden sind (SÄRCHINGER, 1939, und MÜLLER-DEILE, 1940).
2. Ein mittlerer Bereich mit mächtigen, küstenfernen pelagischen Fleckenmergelbildungen;
3. Ein südlicher Bereich mit geringmächtigen, ebenfalls küstenfernen, aber in seichterem Wasser abgelagerten Crinoiden- und Spatkalken, Knollenkalken und Tonmergeln.

Als Übergangsfazies zwischen den einzelnen Bereichen treten Kieselkalken auf, meist stark verzahnt und wechsellagernd mit Fleckenmergeln und Flecken-

kalken. Im unteren Lias der nördlichen Bereiche ist auch „Bunter Liaskalk“ (Crinoiden-, Spat- und Knollenkalk) noch mit Fleckenmergeln und Kieselkalk verzahnt.

Die Faziesdifferenzierung im Beckeninnern dürfte z. T. auf das durch die Rhät-Korallenriffe am Meeresboden entstandene Relief zurückzuführen sein, welches mit unterschiedlichem Material ausgefüllt worden ist. Meistens tritt daher über den Rhättriffkalken Bunter Liaskalk auf, während die Kössener Schichten von Fleckenmergel überlagert werden.

Im Bereich des Synklinoriums war die geosynklinale Eintiefung am beträchtlichsten. Sie setzte im Mittleren Lias ein und ging im Oberen Lias weiter. Auch im Norden wird die ältere, sandige Fazies von Fleckenmergel abgelöst. Nur im Nordosten (Profil III auf der Beilage, Geigerstein—Fockenstein-Gebiet) scheinen sich überhaupt keine terrigenen Einflüsse des Rumunischen Festlandsrückens zu zeigen (KALLENBACH 1957). Hier herrscht ein ständiger Wechsel von Kieselkalk mit Fleckenkalk. Im östlichen Teil der Karwendel-Mulde deutet sich in der Mittleren Lias-Zeit ein Angleich an den nördlichen Faziesbereich an; dort treten ebenfalls kieselige Fleckenkalke und Mergel auf. Der im Süden festgestellten verstärkten Absenkung der östlichen Bereiche (vgl. S. 141) entspricht auch im nördlichen Bereich des hier betrachteten Ablagerungsraumes der Jura-Tethys eine intensivere Absenkung. Die Mächtigkeit der Fleckenmergel nimmt hier von ca. 150 m im Westen (Jachenau) auf mindestens 300 m im Osten (südöstlich Tegernsee) zu.

Das Liasmeer, in welchem die Gesteine zwischen der Karwendel-Mulde und der Randzone zum Absatz kamen, hat sich, regional gesehen, unterschiedlich entwickelt:

Im Nordwesten machen sich terrigene Einflüsse bemerkbar, welche nach Süden und Osten schwächer werden. Im Bereich des heutigen Synklinoriums war die geosynklinale Eintiefung am größten. Im Süden bestand während des Lias ein relatives Flachwassergebiet, das jedoch keine Hinweise auf ein Festland zeigt. Für den gesamten mittleren und südlichen Bereich läßt sich zudem eine von West nach Ost zunehmende Eintiefung feststellen.

Betrachtet man die Faziesbildungen und Mächtigkeiten für den gesamten Bereich der Jura-Geosynklinale zwischen Walchensee und Achensee, so lassen sich differenzierte Senkungsbewegungen im Untergrund erkennen. Im Lias entwickelte sich der nördlich der Karwendel-Mulde gelegene Geosynklinalbereich am stärksten. Faziesbildungen tieferen Wassers (Fleckenmergel) und große Mächtigkeit (bis 400 m) weisen auf eine kräftige Absenkung gegenüber einer im Süden gelegenen Seichtwasserzone hin. Die geringe Sedimentationsmächtigkeit bei verhältnismäßig gleicher Fazies (bunter Kieselkalk und „Radiolarit“) im Mittleren Jura läßt einen allgemeinen Stillstand der geosynklinalen Einsenkung nach Auffüllung der tieferen Meeresteile erkennen. Im Malm dagegen setzt im Südosten, im Bereich der Liasschwelle, erneut eine intensive Absenkung ein, welche zu einer 900 m mächtigen Aptychenkalkserie führt. Im Norden werden in der gleichen Zeit nur Mächtigkeiten von maximal 100—200 m erreicht.

Die geosynklinale Senkungsbewegung während der Jura-Zeit läßt sich wie folgt zusammenfassen:

Es treten räumliche und zeitliche Senkungsunterschiede auf. Im Lias ist die Intensität im Bereich des Synklinoriums am stärksten. Nach einer Ruhepause im

Mittleren Jura setzt im Unteren Malm im Süden eine erneute Senkungsbewegung ein. Vielleicht handelt es sich um eine epirogene Ausgleichsbewegung im Untergrund, innerhalb der kalkalpinen Geosynklinale, die bis in die Unterkreide-Zeit angehalten hat.

D. Zusammenfassung

Die stratigraphische Aufgliederung der Jura-Schichtfolge, ihre Abgrenzung gegen die Trias- und die Kreidesteine und die unterschiedliche Fazies geben einen Einblick in die paläogeographische Entwicklung der ostalpinen Jura-Geosynklinale. Die für die Jura-Schichtfolge typischen Kieselsäureanreicherungen lassen es reizvoll erscheinen, sich auch dem Problem der Genese der Hornsteine zu widmen. Die Untersuchungsergebnisse werden im folgenden kurz zusammengefaßt:

Im gesamten Bereich der Karwendel-Mulde bildet ein geringmächtiger, sog. Grauer Basiskalk die Liasbasis. Er entspricht stratigraphisch dem tiefsten Lias (α 1). Der Übergang von der Trias in den Jura ist kontinuierlich und ohne Ausfall stratigraphischer Horizonte.

Der Lias der Karwendel-Mulde ist faziell unterschiedlich entwickelt, es läßt sich daher auf lithologischer Grundlage allein meist keine stratigraphische Gliederung durchführen. Der gesamte Lias (α — ζ) ist in der Karwendel-Mulde durch Fossilfunde belegt. In günstigen Profilen läßt sich eine Gliederung in Unteren, Mittleren und Oberen Lias durchführen.

Der Dogger läßt sich faunistisch nicht nachweisen. Auf Grund der Feststellung, daß zwischen Lias und Unterstem Malm stets noch eine Schichtserie von 15 bis 40 m Mächtigkeit auftritt, wird vermutet, daß die meist bunten kieseligen Mergel und hellen Hornsteinkalke zwischen den Oberlias-Tonmergeln und Untermalm-Kieselkalken Doggeralter besitzen.

Der Malm kann durchweg in Unteren Malm (Oxford-Kimmeridge), meist ein roter Kieselkalk, und Oberen Malm (Tithon), ein hornsteinführender Aptychenkalk, gegliedert werden.

Die Grenze Jura/Kreide fällt in etwa mit dem lithologischen Wechsel von Aptychenkalk zu sandig-tonigen Mergeln zusammen. In der Fazies der tonigen Neokommerngel hält die Sedimentation im Bereich der Karwendel-Mulde sicher bis ins Hauterive, wahrscheinlich bis ins Barrême an. Jüngere Ablagerungen sind im Muldenkern heute nicht mehr nachweisbar.

Der Gesteinscharakter gleichalter Schichten weist in West—Ost-Erstreckung starke Unterschiede auf und läßt auf eine unterschiedliche paläogeographische Entwicklung schließen. Im Lias war der Bereich der Karwendel-Mulde Flachwassergebiet, das im Mittleren Lias eine gegen Osten zunehmende Absenkung erfuhr. In den nördlich der Karwendel-Mulde gelegenen Bereichen kam es im Lias zu einer mächtigen Ablagerung von Fleckenmergel, die auf ein schnelleres Absinken als im Süden und auf größere Wassertiefe hinweisen. Im Mittleren Jura herrschte durchweg geringe Sedimentation bei schwach differenzierter Fazies. Im Oberjura wurde der Bereich der Karwendel-Mulde erneut abgesenkt, mit zunehmender Intensität nach Osten. Die nördlich gelegenen Gebiete verzeichnen in dieser Zeit eine schwächere Absenkung.

Für die Jura-Geosynklinale ist eine unterschiedliche Absenkung des Meeresbodens sowohl in West—Ost-Richtung als auch Nord—Süd-Richtung festzustellen. Das gab zu erheblichen Faziesdifferenzierungen Anlaß. Ausgesprochene Festlandseinflüsse machen sich nordwestlich der Karwendel-Mulde während des Lias bemerkbar. Konglomerateinschaltungen im Oberjura der Karwendel-Mulde weisen auf eine festländische Abtragung hin. Das Herkunftsgebiet der Konglomerate ist noch nicht bekannt.

Zur Bildungsweise der Hornsteine läßt sich feststellen:

Die Kieselsäure entstammt aus den im Sediment vorhandenen Organismen mit kieseligem Skelett, welches z. T. bereits während des Absinkens, zum größten Teil kurz nach der Ablagerung, aber vor der eigentlichen Diagenese aufgelöst worden ist. Anzeichen für eine anorganische Zufuhr der Kieselsäure konnten nirgends gefunden werden. Die Bildung der Hornsteine hat sich im wesentlichen bald nach der Sedimentation, im noch weichen Sediment am Meeresboden, vollzogen. Die chemischen Voraussetzungen, welche zunächst zur Auflösung und dann zur Ausfällung der Kieselsäure geführt haben, sind noch nicht einwandfrei geklärt. Für die untersuchten Hornsteine scheint die Vorstellung von CORRENS, daß die Auflösung im alkalischen Milieu vor sich ging, während die Ausfällung durch ph-Wert-Erniedrigung bei CO₂-Überschuß erfolgte, Gültigkeit zu besitzen.

E. Literaturverzeichnis

I. Regionale Literaturhinweise

- ALBRECHT, F.: Das Synklinorium zwischen Isar und Schwarzenbach. — *Geologica Bavarica*, Nr. 17, München 1953.
- AMPFERER, O.: Geologische Beschreibung des nördlichen Teiles des Karwendelgebirges. — *Jb. Geol. R.-A.*, 53, Wien 1903.
- AMPFERER, O. & HEISSEL, W.: Das östliche Karwendel. Innsbruck 1950.
- BESLER, W.: Die jurassischen Fleckenmergel des Tannheimer Tales (Außerfern Tirol). — *Diss. Innsbruck* 1954.
- BODEN, K.: Die geologische Aufnahme des Roß- und Buchstein-Gebietes zwischen Isar und dem Schwarzen-Bach. — *Abh. Geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt München*, H. 17/18, München 1935.
- BORNHORST, A. KL.: Geologie des Kalkalpenbereiches zwischen Vilser Alpen, Thaneller und dem Plan-See in Tirol. — *Diss. Techn. Hochschule München* 1958.
- CLARK, C. W.: Über die geologischen Verhältnisse der Gegend nordwestlich vom Achensee. — *Inaug.-Diss. München* 1887.
- CUSTODIS, A. & SCHMIDT-THOMÉ, P.: Geologie der Bayerischen Berge zwischen Hindelang und Pfronten im Allgäu. — *N. Jb. Mineral. usw.*, Beil.-Bd. 80 B, Stuttgart 1939.
- DITTMAR, A. v.: Die Contorta-Zone. Ihre Verbreitung und ihre organischen Einschlüsse. — München 1864.
- FELS, E.: Die Kare der Vorderen Karwendelkette. München 1921.
- FRANK, M.: Zur Fazies und Bildung der Trias in den nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Salzach. — *N. Jb. Mineral. usw.*, Beil.-Bd. 74 B, Stuttgart 1935.
- FUCHS, TH.: Über die Entstehung der Aptychenkalke. — *S.-Ber. Akad. Wiss.*, I. Abt., Wien 1877.
— Welche Ablagerungen haben wir als Tiefsee-Bildungen zu betrachten? — *N. Jb. Mineral. usw.*, 2. Beil.-Bd., Stuttgart 1883.
- FURLANI, M.: Zur Stratigraphie der Jura- und Neokomschichten der Karwendelmulde bei Landl in Nordtirol. — *S.-Ber. Akad. Wiss.*, Wien 1921.

- FURLANI-CORNELIUS, M.: Stratigraphische Studien in Nordtirol. — Verh. Geol. St.-A., Wien 1921.
- GEYER, G.: Untersuchungen über Lagerungsverhältnisse des Lias in den östlichen bayerischen Kalkalpen. — Verh. Geol. R.-A., Wien 1885.
 — Über die liassischen Cephalopoden des Hierlatz bei Hallstatt. — Abh. Geol. R.-A., **12**, Wien 1886.
 — Über die liassischen Cephalopoden des Hierlatz bei Hallstatt. — Abh. Geol. R.-A., **15**, Wien 1889.
- HAHN, F. F.: Neue Funde im nordalpinen Lias der Achensee-Gegend und bei Ehrwald. — N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. **32**, Stuttgart 1911.
- JACOBSHAGEN, V.: Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Jura-Fleckenmergel im südöstlichen Allgäu. — Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, Wiesbaden 1958.
- KALLENBACH, H.: Aufbau und Strukturen des kalkalpinen Randbereiches im Fockenstein-Gebiet (Obb.). — Unveröff. Dipl.-Arbeit, Techn. Hochschule München, 1957.
- KOCKEL, C. W., RICHTER, M. & STEINMANN, H. G.: Geologie der bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach. — Wiss. Veröff. D.Ö.A.V., **10**, Innsbruck 1931.
- LANGE, W.: Der Untere Lias am Fonsjoch (östliches Karwendelgebirge) und seine Ammoniten-fauna. — Paläontographica, **100**, Stuttgart 1952.
- LEUCHS, K.: Über die Einflüsse der Triasriffe auf die Liassedimentation in den nördlichen Kalkalpen. — Senkenbergiana, **7**, Frankfurt/M. 1925.
 — Sedimentationsverhältnisse im Mesozoikum der nördlichen Kalkalpen. — Geol. Rdsch., **17**, Stuttgart 1926.
 — Geologie von Bayern, II. Teil: Bayerische Alpen. Berlin 1931.
 — Über Breccien. — Geol. Rdsch., **24**, Stuttgart 1933.
- LUTYJ-LUTENKO, A.: Bau und Strukturen der Lechtal-Decke im Gebiet der Jachenau. — Geologica Bavarica, Nr. 8, München 1951.
- MAYER, F. K.: Über die Modifikation des Kalziumkarbonats in Schalen und Skeletten rezenter und fossiler Organismen. — Chemie der Erde, **7**, Jena 1931.
- MÜLLER-DEILE, G.: Geologie der Alpenrandzone beiderseits vom Kochelsee in Oberbayern. — Mitt. Reichsstelle Bodenforsch., Zweigt. München, H. 34, München 1940.
- NEUMAYR, M.: Zur Kenntnis der Fauna des untersten Lias in den Nordalpen. — Abh. Geol. R.-A., **7**, Wien 1879.
- NIEDERMAYER, J.: Geologie der bayerischen Alpen zwischen Loisach, Isar und Walchensee. — N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. **76 B**, Stuttgart 1936.
- PETERS, K.: Aptychen im Neokomien und oberen Jura Österreichs. — Jb. Geol. R.-A., **5**, Wien 1854.
- POMPECKJ, J. F.: Ammoniten des Rhät. — N. Jb. Mineral. usw., **2**, Stuttgart 1895.
- QUENSTEDT, W.: Biotropia. Geologisch-Paläontologische Monographie des Achentales. Innsbruck 1951.
 — Geologische Exkursion in das Achental-Gebiet. — Geologica Bavarica, Nr. 6, München 1951.
- ROTHPLETZ, A.: Das Karwendelgebirge. — Z. D.Ö.A.V., München 1888.
- SÄRCHINGER, H.: Geologie des Benediktenwandgebirges zwischen Glaswandcharte und Isar. — N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. **81**, Stuttgart 1939.
- SANDER, B.: Zum Gesteinscharakter der Hornsteinbreccien des Sonnwendjochgebirges. — Ber. R.-A. Bodenforsch., H. 5 u. 6, Wien 1941.
- SAPPER, C.: Über die geologischen Verhältnisse des Juifen und seiner Umgebung mit besonderer Berücksichtigung der Liasablagerungen. — Inaug.-Diss. München 1888.
- SCHÄFER, R.: Über die geologischen Verhältnisse des Karwendels in der Gegend von Hinterriß und um den Scharfreiter. — Inaug.-Diss. München 1888.
- SCHMIDT-THOMÉ, P.: Geologie des Isartal-Gebietes im Bereich des Reißbach-Stollens und des geplanten Sylvenstein-Staubbeckens. — Geologica Bavarica, Nr. 4, München 1950.
 — Beobachtungen an Karen im Vorkarwendel. — Geologica Bavarica, Nr. 19, München 1953.
 — Geologische Karte von Bayern 1 : 100 000, Blatt Tegernsee, mit Profiltafel, München 1953.

- SCHNEIDER, H. J.: Der Bau des Arnspitzstockes und seine tektonische Stellung zwischen Wetterstein- und Karwendelgebirge. — *Geologica Bavarica*, Nr. 17, München 1953.
- SCHRÖDER, J.: Die jurassischen Fleckenmergel der bayerischen Alpen. — *N. Jb. Mineral. usw.*, Beil.-Bd. 52 B, Stuttgart 1925.
- Die Ammoniten der jurassischen Fleckenmergel in den bayerischen Alpen. — *Paläontographica*, 68/69, Stuttgart 1926/27.
- STEINMANN, G.: Gibt es fossile Tiefsee-Ablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? — *Geol. Rdsch.*, 16, Berlin 1925.
- TRAUTH, F.: Aptychenstudien I. Über die Aptychen im allgemeinen. — *Annal. Naturhist. Mus.*, 41, Wien 1927.
- Aptychenstudien VI—VII. — *Annal. Naturhist. Mus.*, 45, Wien 1931.
 - Die Punctaptychi des Oberjura und der Unterkreide. — *Jb. Geol. B.-A.*, 85, Wien 1935.
 - Aptychenstudien VIII. Die Laevi-lamellaptychi des Oberjura und der Unterkreide. — *Annal. Naturhist. Mus.*, 47, Wien 1936.
 - Die Lamellaptychi des Oberjura und der Unterkreide. — *Paläontographica*, 88, Abt. A, Stuttgart 1938.
 - Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjuras in den nördlichen Ostalpen. — *Verh. Geol. B.-A.*, H. 10—12, 1948, Wien 1950.
- TRUSHEIM, F.: Die Mittenwalder Karwendelmulde. — *Wiss. Veröff. D.Ö.A.V.*, 7, Innsbruck 1930.
- ULRICH, R.: Der geologische Aufbau des Vorkarwendels zwischen Soiern-Spitze und Wörner im Osten von Mittenwald. — *Unveröff. Diplom-Arbeit*, München 1954.
- VIDAL, H.: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorlandes. — *Geologica Bavarica*, Nr. 17, München 1953.
- VORTISCH, W.: Oberrhätischer Riffkalk und Lias in den nordöstlichen Alpen, I. Teil. — *Jb. Geol. B.-A.*, 76, Wien 1926.
- Oberrhätischer Riffkalk und Lias in den nordöstlichen Alpen, II. Teil. — *Jb. Geol. B.-A.*, 77, Wien 1927.
 - Die Juraformation und ihr Liegendes in der Kammerker-Sonntagshorngruppe. — *N. Jb. Mineral. usw.*, Beil.-Bd. 73 B, Stuttgart 1935.
 - Einiges über die Juraformation bei Salzburg. — *N. Jb. Geol. u. Paläontol.*, Mh. 2, Stuttgart 1956.
- WÄHNER, F.: Beiträge zur Kenntnis der tieferen Zonen des unteren Lias in den nordöstlichen Alpen. — *Beitr. z. Paläontol. Ost.-Ung.*, 3—6, Wien 1884.
- Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias. — *Verh. k. k. Geol. R.-A.*, Wien 1886.
- WEYNSCHENK, R.: Beiträge zur Geologie und Petrographie des Sonnwendgebirges, besonders der Hornsteinbreccien. — *Schlernschriften*, H. 59, Innsbruck 1949.
- WÖHRMANN, S. v.: Die Faunen der sogenannten Cardita- und Raibler Schichten in den Nordtiroler und bayerischen Alpen. — *Jb. Geol. R.-A.*, 39, Wien 1889.
- ZEIL, W.: Geologie der Alpenrandzone bei Murnau in Oberbayern. — *Geologica Bavarica*, Nr. 20, München 1954.
- Zur Kenntnis der höheren Unterkreide in den bayerischen Kalkalpen. — *N. Jb. Geol. u. Paläontol.*, Abh., 103, Stuttgart 1956.

II. Literaturhinweise zum Hornsteinproblem

- BEHREND, F. & BERG, G.: *Chemische Geologie*. Stuttgart 1927.
- CAYEUX, L.: *Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires*. Paris 1916.
- *Les roches sédimentaires de France: Roches silicieuses*. — *Mem. carte géol. de France*, Paris 1929.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Frage der Absatzbedingungen der Radiolarite. — *Geol. Rdsch.*, 39, Stuttgart 1951.
- CORRENS, C. W.: Über die Löslichkeit von Kieselsäure in schwach sauren und schwach alkalischen Lösungen. — *Chemie der Erde*, 13, Jena 1940/41.
- Die Messung der Durchlässigkeit der Gesteine. — *Öl und Kohle*, 38, Berlin 1942.
 - *Einführung in die Mineralogie*. Berlin 1949.
 - Zur Geochemie der Diagenese. — *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1, London 1950/51.

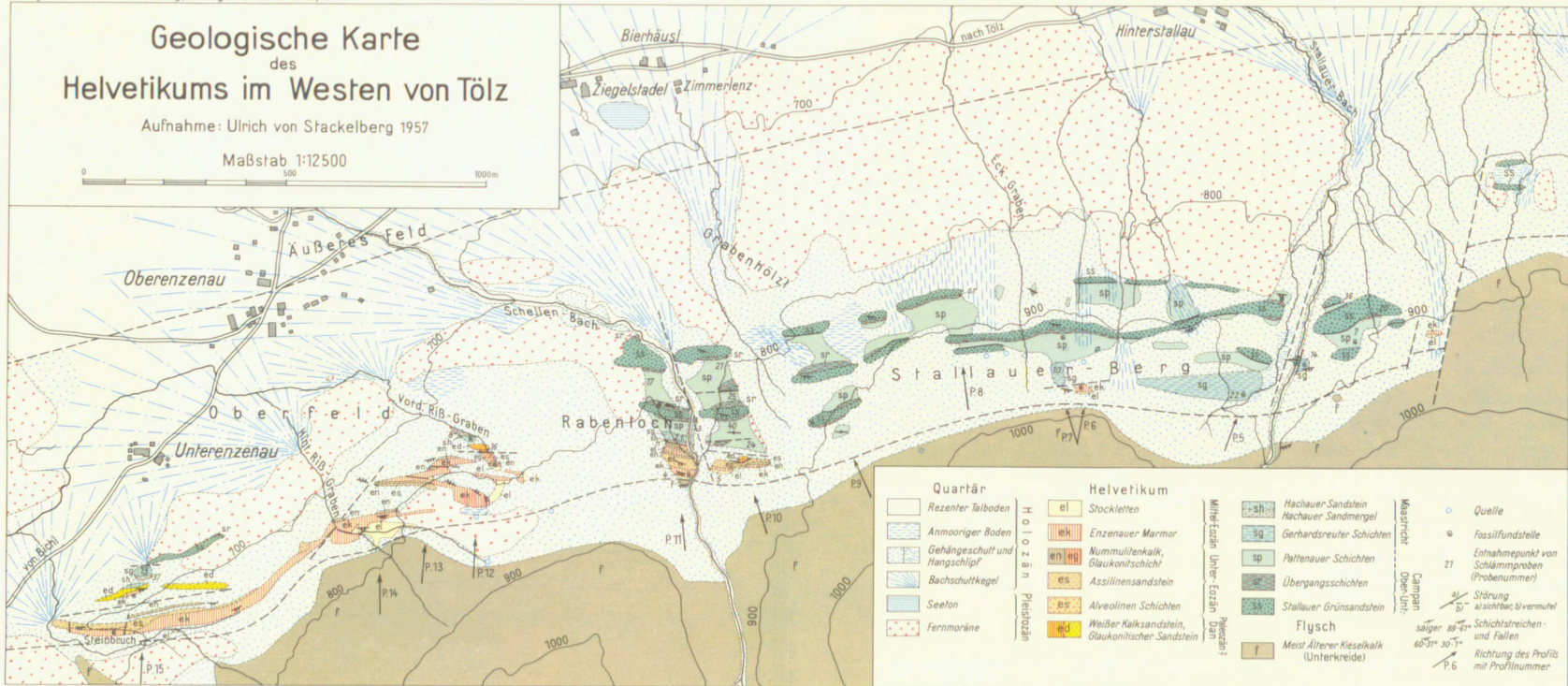
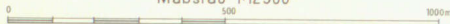
- DAVIS, E. F.: The radiolarian cherts of the Franciscan group. — Univ. Calif. Publ., Dept. Geol. Sci. Bull., 1918.
- DEGENS, E.: Die Diagenese und ihre Auswirkungen auf den Chemismus von Sedimenten. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh. **2**, Stuttgart 1959.
- DORSEY, G. E.: The origin of the color of red beds. — J. of Geol., **34**, Chicago 1926.
- FOLK, R. L. & WEAVER, C. E.: A study of texture and composition of chert. — Am. J. Sci., **250**, New Haven 1950.
- GRIPP, K.: Kritik und Beitrag zur Frage der Entstehung der Kreide-Feuersteine. — Geol. Rdsch., **24**, Stuttgart 1954.
- GRUNAU, H.: Geologie von Arosa, mit besonderer Berücksichtigung des Radiolaritproblems. — Diss. Univ. Bern 1947.
- HEIM, A.: Über submarine Denudation und chemische Sedimentation. — Geol. Rdsch., **15**, Stuttgart 1924.
- HELLMERS, J. H.: Der Vorgang der Verkieselung. — Abh. Geol. Landesanst., N. F. H. **218**, Berlin 1949.
- HUMMEL, K.: Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse. — Geol. Rdsch., **15**, Stuttgart 1923.
- KRAUSKOPF, K. B.: Dissolution and precipitation of silica at low temperatures. — Geochimica et Cosmochimica Acta, **10**, London 1956.
- KRUMBEIN, W. C. & GARRELS, R. M.: Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. — J. of Geol., **60**, Chicago 1952.
- KÜHNEL, J.: Sedimentäre Kieselgesteine, Hornsteine und das Feuersteinproblem. — Z. deutsch. geol. Ges., **91**, Berlin 1939.
- LOVERING, T. S.: The leaching of iron protores; solution and precipitation of silica in cold water. — Econ. Geol., **18**, Lancaster 1923.
- MIDGLEY, H. G.: Chalzedony and flint. — Geol. Mag., **88**, London 1951.
- MOLENGRAAFF, G. A. F.: On the oceanic deep sea deposits of central Borneo. — K. Akad. Wetensch., Verh. Sec. Sci., **12**, Amsterdam 1930.
- MOORE, E. S. & MAYNARD, J. E.: Solution, transportation and precipitation of iron and silica. — Econ. Geol., **24**, Lancaster 1929.
- PETTIJOHN, F. J.: Sedimentary rocks. New York 1957.
- PICHLER, H.: Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Roßfeld und Markt Schellenberg im Berchtesgadener Land. — Geol. Jb., Beih., Hannover 1959. — [Im Druck].
- PRATJE, O.: Die Erforschung des Meeresbodens. — Geol. Rdsch., **39**, Stuttgart 1951.
- RAMDOHR, P.: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin 1955.
— Klockmann's Lehrbuch der Mineralogie. Stuttgart 1956.
- RANKAMA, K. & SAHAMA, TH. G.: Geochemistry. Chicago 1955.
- SARGENT, H. S.: Further studies in chert. — Geol. Mag., **66**, London 1929.
- SCHWARZ, A.: Zur Bildung der Feuersteine. — Senkenbergiana, **11**, Frankfurt/M. 1929.
— Untersuchungen über die Bildungsweise von sedimentären, festen Kieselsäuregesteinen nicht klastischen Ursprungs. — Senkenbergiana, **11**, Frankfurt/M. 1929.
- SIEVER, R.: The silica budget in the sedimentary cycle. — Amer. Mineralogist, **42**, 1957.
- STORZ, M.: Über die Einteilung authigene Kieselsäure führender Gesteine. — Cbl. Mineral. usw., **12**, Abt. B, Stuttgart 1925.
— Die sekundäre authigene Kieselsäure in ihrer petrogenetisch-geologischen Bedeutung. — Monogr. Geol. Paläontol., **4**, Berlin 1928.
- TARR, W. A.: Origin of chert in the Burlington limestone. — Amer. J. Sci. (4), **44**, New Haven 1917.
- TREFETHEN, J. M.: Some features of the cherts in the vicinity of Columbia, Missouri. — Amer. J. Sci., **245**, New Haven 1947.
- TROMP, S. W.: Shallow-water origin of radiolarites in southern Turkey. — J. of Geol., **56**, Chicago 1948.

- TWENHOFEL, W. H.: Principles of Sedimentation. New York 1950.
- WATTENBERG, H.: Kohlensäure und Kalziumkarbonat im Meere. — Fortschr. Mineral. usw., **20**, 1936.
- Zur Chemie des Meerwassers. — Z. anorgan. u. allg. Chemie, **236**, Leipzig 1938.
- WETZEL, W.: Sedimentpetrographische Studien. — N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. **57**, Stuttgart 1923.
- Die Entstehungsgeschichte verschiedener Arten von Kreidefeuersteinen. — Z. deutsch. geol. Ges., **89**, Stuttgart 1937.
- Ist eine Thermalhypothese der Feuersteinbildung möglich? — Z. deutsch. geol. Ges., **91**, Berlin 1939.
- Frühausscheidungen in einem abnorm subrezenten Wattsediment. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., H. 1, Stuttgart 1956.
- Selektive Verkieselung. — N. Jb. Geol. Paläontol., **105**, H. 1, Stuttgart 1957.
- WHITE, D. E.: Diagenetic origin of chert lenses in limestone at Soyatal, State of Queretaro, Mexico. — Amer. J. Sci., **245**, New Haven 1947.
- WILLSTÄTTER, R.: Über Kieselsäurewanderungen und Verkieselung in der Natur. — Natur und Museum, **61**, H. 8, Frankfurt/M. 1931.
- WINKLER, A.: Über die Bildung mesozoischer Hornsteine. — Tscherm. Mineral. Petr. Mitt., **38**, Wien 1925.

Geologische Karte des Helvetikums im Westen von Tölz

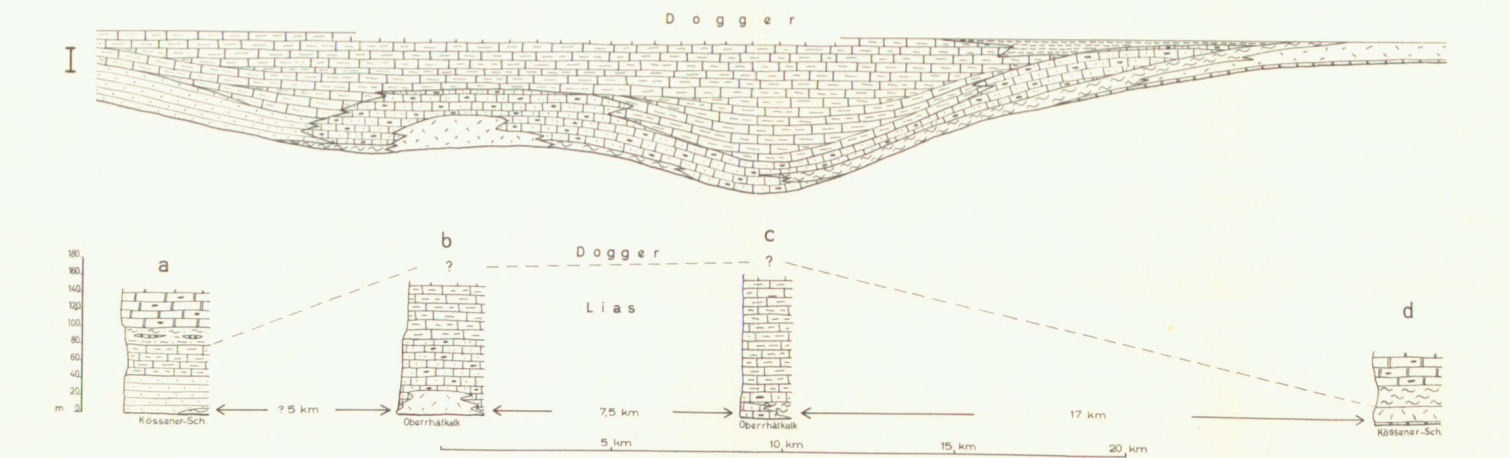
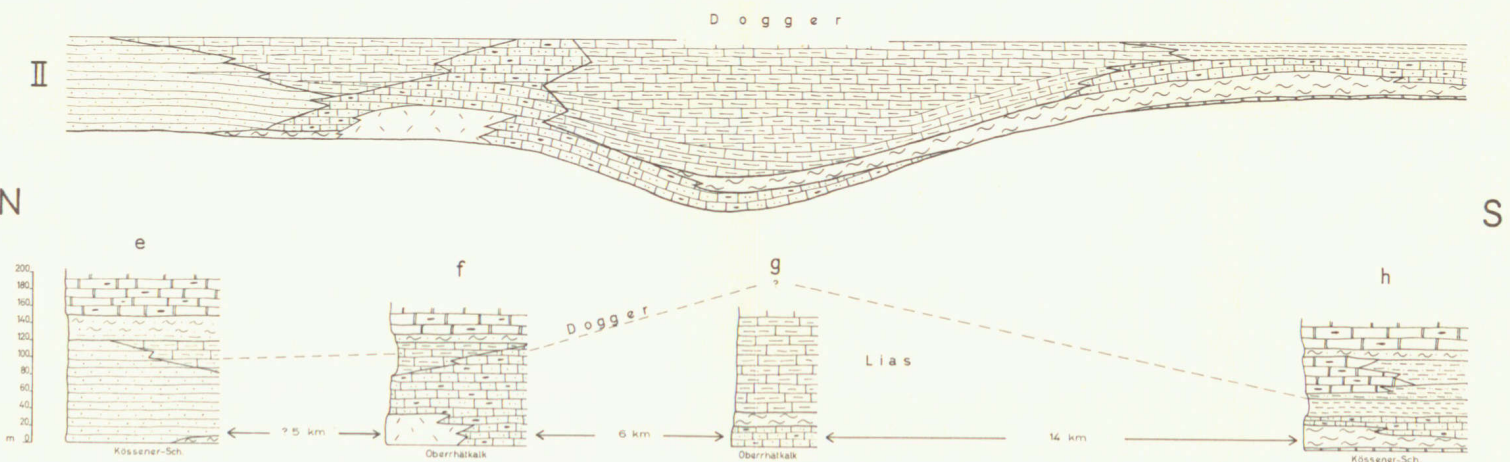
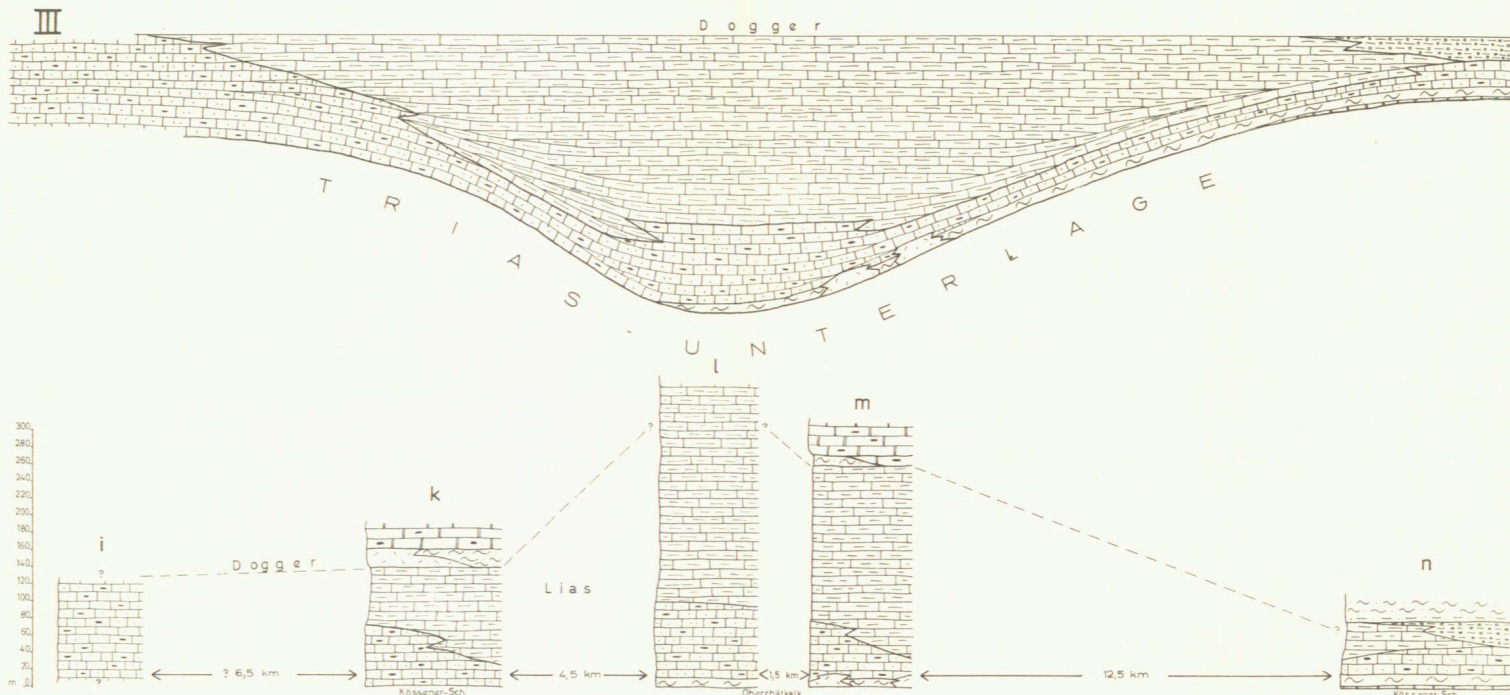
Aufnahme: Ulrich von Stackelberg 1957

Maßstab 1:12500



Quartär		Helvetikum			
Rezenter Talboden	el Stockletten	ek Enzauer Marmor	sh Hachauer Sandstein	Quelle	
Anmooriger Boden	en Nummulitenkalk, Glaukonitschicht	es Assilinsandstein	sg Gerhardsreuter Schichten	Fossilfundstelle	
Gehängeschutt und Hangschlipf	es Alveolinen Schichten	sp Palttauer Schichten	sr Übergangsschichten	Entnahmepunkt von Schlammproben (Probenummer)	
Bachschuttkegel	ed Weißer Malksandstein, Glaukonitischer Sandstein	ss Stallauer Grünsandstein	f Meist Älterer Kieselkalk (Unterkreide)	Störung	
Seeton				sichtbar / b) vermutet	
Fernmoräne				säger 80-87°	
				60-81° 30'-5°	
				Richtung des Profils mit Profilvernummer	

Faziesentwicklung des Lias in den nördlichen Kalkalpen zwischen Walchensee und ~~Kochelsee~~ Achensee



Profil I a, b – Walchensee-Kochelsee Gebiet, c – westl. Jachenau, d – Marmorgraben bei Mittenwald
 Profil II e, f – Benediktenwand Gebiet, g – östl. Jachenau, h – Baumgarten-Joch (Hinterriß)
 Profil III i, k – Fockenstein Gebiet, l, m – Roß- und Buchstein Gebiet, n – Plums-Bach

