

Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein

Von Volker JACOBSSHAGEN (Marburg/Lahn) *)

(Mit 3 Abbildungen, 2 Tabellen, 5 Phototafeln und 8 Tafeln)

Zusammenfassung

In den Nördlichen Kalkalpen westlich vom Wetterstein-Gebirge wurden die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) nach dem Vorwiegen kalkiger oder mergeliger Gesteine durchweg in drei Abteilungen gegliedert:

- A. Ältere Allgäu-Schichten (Unter- bis Mittellias), kalkreich.
- B. Mittlere Allgäu-Schichten (unterer Oberlias), mergelreich.
- C. Jüngere Allgäu-Schichten (oberer Oberlias und Dogger), kalkreich.

Diese Abteilungen konnten gebietsweise jedoch noch in mehrere Gruppen unterteilt werden.

Die in der Schichtfolge beobachteten Faziestypen werden kurz charakterisiert und genetisch gedeutet. Nach Mächtigkeits- und Fazies-Verteilung wird dann ein paläogeographischer Überblick für die einzelnen Abteilungen entworfen. Fragen der Großtektonik, unter anderem das Problem Deckenbau oder gebundene Tektonik, können daran überprüft werden. Abschließend werden die Beziehungen der Allgäu-Schichten zum mediterranen und mitteleuropäischen Jura behandelt.

Inhalt

Vorwort	2
I. Erforschungsgeschichte	3
II. Stratigraphie	5
Zur Nomenklatur	5
Die Gliederung	6
Schichtenfolge	6
A. Ältere Allgäu-Schichten	7
1. Rätikon, Davenna-Gruppe	8
2. Lechtaler Alpen	10
3. Nördliche Vorarlberger Kalkalpen	25
4. Allgäuer Alpen	28
5. Hohenschwangauer und Ammergauer Alpen	38

*) Adresse des Autors: Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Marburg/Lahn, Deutschhausstraße 10.

B. Mittlere Allgäu-Schichten	40
1. Rätikon, Davenna-Gruppe	43
2. Lechtaler Alpen	43
3. Nördliche Vorarlberger Kalkalpen	46
4. Allgäuer Alpen	46
5. Hohenschwangauer und Ammergauer Alpen	50
C. Jüngere Allgäu-Schichten	50
1. Rätikon, Davenna-Gruppe	51
2. Lechtaler Alpen	51
3. Nördliche Vorarlberger Kalkalpen	55
4. Allgäuer Alpen	56
5. Hohenschwangauer und Ammergauer Alpen	62
D. Biostratigraphische Übersicht	63
III. Paläogeographie	66
A. Mächtigkeitsverteilung	68
1. Ältere Allgäu-Schichten	68
2. Mittlere Allgäu-Schichten	71
3. Jüngere Allgäu-Schichten	71
4. Überblick	72
B. Die Fazies der Allgäu-Schichten	72
1. Fleckenmergel s. str.	72
2. Ungebankte Mikrofossilkalke	75
3. Kieselgesteine	76
4. Mangan- und Bitumenschiefer	76
5. Echinodermen-Spatkalke	77
6. Klastische Einlagerungen	78
C. Allgäu-Schichten und Flysch	79
D. Die Ablagerungstiefe der Allgäu-Schichten	79
E. Die paläogeographische Gliederung des Lias- und Dogger-Meeres im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen	81
1. Unterlias	81
2. Mittellias	82
3. Unterer Oberlias	84
4. Oberster Lias und Unterdogger	84
5. Mittel- und Oberdogger	85
6. Übersicht	86
F. Paläogeographie und Tektonik	87
G. Die Stellung der Allgäu-Schichten im mediterranen Jura	89
Schriftenverzeichnis	91
Anhang: Profile durch die Allgäu-Schichten	98

Vorwort

Nachdem es im Rahmen einer regionalgeologischen Arbeit gelungen war, den Mergeljura in der Allgäuer Hauptmulde bei Oberstdorf nach charakteristischen Gesteinsvergesellschaftungen in Serien aufzugliedern (JACOBSHAGEN 1958), ließen anschließende Begehungen in benachbarten Gebieten den Wunsch aufkommen, den vorwiegend mergelig entwickelten unteren und mittleren Jura in den Nördlichen Kalkalpen westlich von Ammergau, Wettersteingebirge und Fernpaß im Zusammenhang stratigraphisch und faziell zu untersuchen. Einerseits hat bereits SCHRÖDER (1925) enge Fazies-Beziehungen zwischen den Jura-Fleckenmergeln der Allgäuer und Lechtaler Alpen angedeutet, andererseits sind in diesem Bereich mit Ausnahme des äußersten Westens jurassische Sedimente besonders weit verbreitet, so daß

zugleich Aussicht auf hinreichend sichere paläogeographische Verknüpfung der einzelnen Teilgebiete bestand.

Die Geländeuntersuchungen für die vorliegende Arbeit wurden im Herbst 1958 aufgenommen und in den folgenden Sommern bis 1961 ausgeführt. Dabei konnte der Verfasser stellenweise von neuen Spezialkartierungen ausgehen, bei denen u. a. auch eine Fleckenmergel-Gliederung angestrebt war (HAMANN 1956, HUCKRIEDE 1956, K. E. KOCH 1959, HENKEL 1960, HÜCKEL 1960, STENGEL-RUTKOWSKI 1960). Wertvoll waren ferner die umfangreichen Ammoniten-Faunen aus den Fleckenmergeln des Tannheimer Tales, die BESLER 1959 beschrieben hat.

Herrn Prof. Dr. C. W. KOCKEL (Marburg) sei für sein reges Interesse an dieser Arbeit und freundliche Beratung herzlich gedankt, den Herren Dr. H. MILLER und Dr. W. ZACHER (beide München) für Hinweise und Führungen in ihren Arbeitsgebieten. Die Herren Prof. Doktor R. DEHM (München), Prof. Dr. W. HEISSEL (Innsbruck) und Dr. h. c. S. FUSSEN-EGGER (Dornbirn) gestatteten dankenswerterweise die Verwendung von Fossilmaterial aus den ihnen unterstehenden Sammlungen. Frau Dr. I. KÖWING-STURZ (Neugermering) und Herrn Dr. W. BARTHEL (München) verdanke ich einige Fossilbestimmungen, den Herren Prof. Dr. B. BREHLER (Clausthal) und Dr. H. v. PLATEN (Göttingen) röntgenographische Mineralbestimmungen. Für freundliche Auskünfte und Hinweise habe ich den Herren Doktor W. BESLER (Innsbruck), Dr. P. BITTERLI (Rijswijk), Dr. F. GRAMANN (Hannover), Prof. Dr. H. HÖLDER (Münster), Dr. K. HOFFMANN, Dr. B. HÜCKEL und Dr. K. E. KOCH (alle Hannover), Prof. Dr. A. SEILACHER (Tübingen), Dr. W. STENGEL-RUTKOWSKI und Dr. R. VILLWOCK (Wiesbaden) und Doz. Dr. O. H. WALLISER (Marburg) zu danken. Der Direktion des Koninklijke/Shell Exploratie en Productie Laboratorium in Rijswijk bin ich für die Überlassung einer chemischen Analysenreihe, der Deutschen Forschungsgemeinschaft für finanzielle Unterstützung sehr zu Dank verpflichtet.

I. Erforschungsgeschichte

Der stratigraphischen Erforschung des kalkalpinen Jura, insbesondere der Allgäu-Schichten, standen anfangs — um die Mitte des 19. Jahrhunderts — außergewöhnliche Schwierigkeiten im Wege. Galt es doch, meist fossilarme Sedimente eines tektonisch extrem gestörten Gebirges in ein eben erst im Entstehen begriffenes Zeitsystem einzuordnen, dessen Leitfossilien obendrein einer anderen Faunenprovinz entnommen waren. Dementsprechend ist es mühsam, die Wege und Umwege der Erkenntnis vom heutigen Wissensstande her zu entflechten. Hier seien nur die wesentlichsten Schritte skizziert:

Wohl auf einer Bemerkung von FLURL (1792, S. 146) fußend, hat Leopold v. BUCH 1831 zum erstenmal Lias-Sedimente (in Fleckenmergel-Fazies) in den Nördlichen Kalkalpen bei Bergen nachweisen können. 1846 entdeckte SCHAFFHÜTL an verschiedenen Stellen der bayrischen Alpen liasische Mergelschiefer mit Fukoiden im Hangenden roter „Marmore“. Diese Schichten beschrieb er 1847 (S. 804 f.) eingehender vom Profil „Im Klamm“ (heute „Roßstallblöße-Graben“) südlich der Reiselsberger Hütte bei Buching (Ammergau) und benannte sie nach den enthaltenen Ammoniten als „Amaltheen-Mergel“. In späteren Veröffentlichungen (1851 a und b, 1861) verwandte er auch die Ausdrücke „Amaltheen-Fleckenmergel“ oder „Fleckenmergel“ allein, letzteren aber stets mehr lithofaziell als stratigraphisch innerhalb seiner „Lias-Schiefer“ (vgl. auch die Tabelle bei ESCHER v. d. LINTH 1853).

1855 schied C. W. v. GÜMBEL innerhalb des für Flysch gehaltenen Gesteinskomplexes eine „kieselkalkreiche Schieferzone voll fleckig gezeichneter Gesteine“ mit Ammoniten und Fukoiden, „welche jene fleckige Zeichnung verursachen“, aus und stellte sie als „Obere Alpen-Schiefer“ in den Oberlias. Schon im Folgejahr (1856, S. 8 ff.) trennte er diese Schichten, die er aus dem Hinteren Bregenzer Wald schilderte, vom Flysch ab und nannte sie „Allgäuschiefer“. Ihre Stellung „über dem rothen Marmor von Adneth“ hatte er klar erkannt. In die Serie der „Allgäuschiefer“ schloß er auch die Radiolarite und Aptychenschichten heutiger Fassung ein. F. v. RICHTHOFEN 1859 änderte die Schichtbezeichnung zweckmäßig in „Allgäuschichten“ ab und beschrieb die darin enthaltenen Gesteine näher (außer gefleckten Mergelkalken nannte er verschiedene graue Kalke, kieselige Kalke, Hornsteinknauer-Kalke, Hornsteine und dunkle Mergelschiefer). In seiner Fassung waren auch noch die Radiolarite, Aptychen-Schichten und die Lechtaler Kreideschiefer enthalten; doch nahm RICHTHOFEN bereits an, daß man aus diesem Komplex den „Jura“ (gemeint waren Radiolarite und Aptychen-Schichten) abtrennen könne (1859, S. 111).

Dies hat GÜMBEL 1861 getan. Für den bei seinen Allgäuschiefern verbliebenen Rest benutzte er nunmehr auch die Ausdrücke „Lias-Fleckenmergel“ oder nur „Fleckenmergel“, hier zum erstenmal als stratigraphische Bezeichnung. Dieser Name hat allmählich die für einen lithologisch so mannigfaltigen Schichtkomplex sinnvollere neutrale Bezeichnung „Allgäuschichten“ überwogen, ohne sie jedoch ganz verdrängen zu können. In jüngster Zeit ist jene sogar wieder neu belebt worden (BORNHORST 1958; HUCKRIEDE 1959, 1960; ZACHER 1960; MILLER 1962). Auch in der Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000, Bl. Pfronten und Füssen, ist er bevorzugt worden.

Schon früh hatte man erkannt, daß die Allgäu-Schichten einen größeren Zeitraum als den höheren Lias vertreten. Einerseits stellte vor allem ZITTEL 1868 am Profil des Bernhardstals bei Elbigenalp fest, daß ein großer Teil davon in den Mittellias gehört (vgl. auch OPPEL 1862, S. 138) und sogar Unterlias spärlich vertreten ist (unterliassische Ammoniten waren schon seit L. v. BUCH 1831 aus Allgäu-Schichten bekannt, aber nie ausgewertet worden). Andererseits hatte schon MOJSISOVICS (in SUSS & MOJSISOVICS 1868) in der Osterhorn-Gruppe einen Dogger-Anteil der „Fleckenmergel“ vermutet, der dann von SCHLOSSER 1895 erstmals am Heuberg im Unterinntal nachgewiesen wurde, nachdem man zwischendurch eine Sedimentationslücke im Dogger angenommen hatte (z. B. FRAAS 1892). Gestützt auf das Fossilmaterial zahlreicher geologischer Spezialkartierungen und auf eingehende Vorarbeiten (vor allem BOESE 1894 und HAHN 1911 a und b) konnte schließlich SCHRÖDER (1925, 1926/27) einen umfassenden Überblick über die Fauna und den stratigraphischen Umfang der „Fleckenmergel“ in den bayrischen Alpen geben.

Dagegen kamen Versuche, die Allgäu-Schichten auch lithostratigraphisch zu gliedern, wegen der Ähnlichkeit der Gesteine, mangelhafter Aufschlußverhältnisse oder nicht übersehbarer interner Tektonik lange Zeit nicht über wertvolle Einzelbeobachtungen hinaus (z. B. REISER 1920; M. RICHTER 1923 a und b, 1924; KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931). Auch den jüngsten Arbeiten von WISSNER 1958, BESLER 1959 und KUCKELKORN 1960 war in dieser Hinsicht kein Erfolg beschieden. Nichtsdestoweniger hat

AMPFERER seit 1911 innerhalb der Allgäu-Schichten die bereits von GÜMBEL 1861 erwähnten und von REISER 1920 in den Lias epsilon eingestuftem Manganschiefer auskartiert, ebenso auf Bl. Lechtal 1:75.000 (1914) den von ROTHPLETZ 1886/87 in den Vilser Alpen entdeckten „Dogger-Spatkalk“.

Indessen konnte HAMANN 1956 nordwestlich vom Hochvogel im Allgäu die Allgäu-Schichten lithologisch in 3 Abteilungen gliedern („Ältere Fleckenmergel“ kalkreich, „Mittlere Fleckenmergel“ mergelig, „Jüngere Fleckenmergel“ kalkreich); er bestätigte damit eine — im Hornbachtal allerdings nicht berechnete — Vermutung KOCKELS (1953, S. 352). Von HAMANNs Ergebnissen ausgehend, hat der Verfasser 1958 für die südöstlichen Allgäuer Alpen eine Feingliederung in 10 Schichtserien veröffentlicht, die inzwischen auch in anderen Teilen der Allgäuer (HENKEL 1960, HÜCKEL 1960) und in den Lechtaler Alpen (K. E. KOCH 1959, STENGEL-RUTKOWSKI 1960) trotz lokaler Abweichungen mit Erfolg angewandt worden ist.

Die bisherigen Untersuchungsergebnisse und Meinungen zu Fazies und Paläogeographie der Allgäu-Schichten werden später im Text besprochen.

II. Stratigraphie

Zur Nomenklatur

Der bisher für die Mergelfazies des nordalpinen Lias und Dogger übliche Ausdruck „Fleckenmergel“ ist mit so verschiedenem Akzent gebraucht worden, daß er im Interesse eindeutiger Aussagen neu gefaßt werden muß. Entsprechend seinem ursprünglichen Inhalt bei SCHAFHÄUTL (siehe oben) soll er fortan lediglich die Fazies vorwiegend dunkler, gebankter Mergel- bis Kalk-Sedimente mit Fukoiden bezeichnen.

Im stratigraphischen Gebrauch ist „Fleckenmergel“ mehrdeutig, da schon in den Nördlichen Kalkalpen gebietsweise Aptychenmergel des Neokoms darunter verstanden werden (z. B. FURLANI 1922); außerdem wird dieser Ausdruck nach HÜCKRIEDE 1960 noch in der Zechstein-Stratigraphie Norddeutschlands verwandt. Daher soll hier — neueren Arbeiten von BORNHORST, HÜCKRIEDE und ZACHER folgend — der alte Name „Allgäu-Schichten“ (RICHTHOFEN nach GÜMBEL 1856) wieder eingeführt werden. Er möge für Schichtfolgen des Lias und Dogger in Fleckenmergel-Fazies gelten, in die in wechselndem Umfang Lagen von Echinodermen-Spatkalken, Kieselkalken und Hornsteinen eingeschlossen sein können. Als Liegendes kommen im hier behandelten Gebiet roter Unterlias-Kalk, Rhätolias-Kalk oder Kössener Schichten in Betracht; die Obergrenze ist mit dem Einsetzen der oberjurassischen Radiolarite gegeben.

Dementsprechend werden die vom Verfasser seither benutzten stratigraphischen Bezeichnungen

Ältere Fleckenmergel (Fä)	in Ältere Allgäu-Schichten (Alä),
Mittlere Fleckenmergel (Fm)	in Mittlere Allgäu-Schichten (Alm),
Jüngere Fleckenmergel (Fj)	in Jüngere Allgäu-Schichten (Alj)

umgewandelt.

Die chronologische Einstufung folgt dem System von ARKELL 1956. Die Stufennamen wurden in englischer Schreibweise angegeben, um die nicht immer glücklichen Abgrenzungen ARKELLS nicht durch die Latinisierung als endgültig zu präjudizieren.

Die Gliederung

Die Aufteilung der Allgäu-Schichten muß sich nach lithologischen Gesichtspunkten richten. Dies liegt schon im Interesse des kartierenden Geologen und ist zudem die einzige Möglichkeit, weil — über ein weites Gebiet betrachtet — leitende Fossilien nicht genügend häufig, in den oberen Partien sogar außerordentlich selten sind. Mikrofaunistische Datierung ist nur in Ausnahmefällen möglich. Der allergrößte Teil der Gesteine ist zu stark verfestigt, um sich noch auf kalkschalige Mikroorganismen aufbereiten zu lassen. Zudem sind die in Dünnschliffen beobachteten Foraminiferen und Ostrakoden fast immer stark deformiert und umkristallisiert, so daß selbst generische Bestimmungen selten in Frage kommen.

Da außer den Manganschiefern Leitgesteine fehlen, vielmehr alle Gesteinstypen überall in der Schichtenfolge vorkommen können, hat der Verfasser 1958 für die südöstlichen Allgäuer Alpen eine Seriengliederung nach bestimmten Gesteinsvergesellschaftungen ausgearbeitet. Später hat sich dann gezeigt, daß dieses Prinzip in größerem Rahmen nicht streng angewandt werden kann, da die Gesteinsvergesellschaftungen zu sehr variieren. Statt dessen hat sich herausgestellt, daß die zyklische Folge von kalkreichen und kalkarmen Schichtgruppen innerhalb der Allgäu-Schichten im ganzen Gebiet die gleiche ist und daher als stratigraphische Gliederung genutzt werden kann, ähnlich wie im Oberkarbon und Perm der Karnischen Alpen (HERLITSCH 1936). Dieses Ergebnis wurde im lithologischen Vergleich gut aufgeschlossener Profile gewonnen und konnte durch Ammonitenfunde weitgehend gesichert werden.

Die Gliederung in drei Abteilungen (Ältere, Mittlere und Jüngere Allgäu-Schichten), von denen die Mittlere kalkarm, die beiden anderen kalkreich sind, hat sich im gesamten Untersuchungsgebiet bewährt und wird den folgenden Ausführungen zugrunde gelegt. Auch die Unterteilung der Jüngeren Allgäu-Schichten in 4 Gruppen wie im südöstlichen Allgäu war meistens möglich, jedenfalls bei guten Aufschlüssen. Gebietsweise ergaben sich gegenüber den Verhältnissen in den Allgäuer Alpen jedoch größere Abweichungen. Die Älteren und Mittleren Allgäu-Schichten können nur örtlich weiter aufgespalten werden, da Stufenkalk bzw. Epsilon-Kalk nicht durchgehend ausgebildet sind. Im Falle des Epsilon-Kalkes muß überdies offenbleiben, ob die jeweils so angesprochenen Kalke streng altersgleich sind.

Schichtenfolge

Nachstehend werden die Allgäu-Schichten in ihre drei Abteilungen gesondert dargestellt. Die Größe des behandelten Gebirgsabschnitts erfordert es, jeweils nach einer einleitenden Übersicht die Untersuchungsergebnisse gebietsweise getrennt wiederzugeben. Um für den Leser die räumliche Kontinuität möglichst zu wahren, wird das Arbeitsgebiet von SW nach NE fortschreitend besprochen, wenngleich es auch manche Vorteile böte, die Änderungen der Schichtprofile vom Beckenzentrum zu den Rändern zu verfolgen. Auch die Abgrenzung der Teilgebiete soll mehr die topographische Einordnung des Stoffes erleichtern, als fazielle Einheiten umreißen. Aus dem gleichen Grunde wurde im stratigraphischen Teil die jeweilige tektonische Stellung der einzelnen Jura-Vorkommen nicht berücksichtigt; dies ist einem besonderen Kapitel vorbehalten (S. 87). Die im Text verwandten Ortsbezeichnungen beziehen sich auf die einschlägigen geologischen Spezialkarten.

Dennoch richtet sich die Reihenfolge der Teilbereiche in der Beschreibung zugleich nach der paläogeographischen Großgliederung des Arbeitsgebietes: Zunächst wird der

Schwellenbereich am Kalkalpen-Südrand betrachtet (1.—2. b), der hier Zürser Schwelle genannt sei. Darauf folgen das zentrale Allgäu-Außerferner Becken (2. c—4. b) und schließlich die durch Teilschwellen gegliederten Randgebiete im N und NE (4. c—5.).

Als Beleg und Ergänzung der stratigraphischen Beschreibung sind anhangsweise Profile aus den verschiedenen Teilen des Arbeitsgebietes detailliert angeführt, auf die fallweise verwiesen wird. Sedimentpetrographische Einzelbeobachtungen, vor allem Dünnschliff-Untersuchungen, werden ebenfalls in einem gesonderten Abschnitt mitgeteilt, um die Darstellung der regionalen Stratigraphie möglichst zu straffen.

A. Ältere Allgäu-Schichten

Von den drei Abteilungen der Allgäu-Schichten ist die älteste am weitesten verbreitet und besonders mächtig. Reich an Kalken, baut sie anscheinliche Gipfel auf, z. B. Linkerskopf (2455 *m*) und Rauheck (2380 *m*) im Allgäuer Hauptkamm, die Bleispitze bei Berwang (2227 *m*), die Elmer und die Bsclaber Kreuzspitze in den Lechtaler Alpen (2482 bzw. 2497 *m*) und viele andere mehr. Alle diese Berge haben eine auffallend ebenmäßige, breite Pyramidenform gemein und sind bis in die Gipfelregionen begrünt.

Trotz erheblich schwankender Mächtigkeiten (vgl. Tafel 1) sind die Älteren Allgäu-Schichten im gesamten Arbeitsgebiet faziell sehr gleichförmig. Typisch sind mittel-(1—3 *dm*-) bankige, graue Fukoidenkalke (Phototafel 1, Fig. 4), in denen Mergelschiefer-Zwischenlagen weit zurücktreten (Phototafel 1, Fig. 1).

Bei der Verwitterung nehmen diese Fleckenkalke gewöhnlich eine schmutzig-gelbbraune Farbe an (Oxydation von fein verteiltem Pyrit). Dünnschliffe zeigen Schwammnadeln und Radiolarien, beide oft in Calcit-Erhaltung (Phototafel 1, Fig. 2). Als Einschaltungen kommen häufig schaumig anwitternde Kieselkalke und braune Hornsteine in Knauern, Linsen oder Lagen vor, seltener Echinodermen-Spatkalke und gelegentlich auch Konglomerate. Quarzsand führende Gesteine sind äußerst selten. Fossilien sind nur als Steinkerne erhalten, bisweilen in Pyrit, der außerdem auch in unregelmäßig geformten Konkretionen in den Gesteinen stecken kann.

Die einengende Tektonik hat in den hoch teilbeweglichen Kalken der Älteren Allgäu-Schichten Falten aller Größenordnungen geformt, die in der Literatur oft erwähnt worden sind. Häufig sind die einzelnen Bänke auch boudiniert, zerwalzt oder aufgefasert, manchmal sogar schichtparallel verschiefert worden.

Im Gebiet der größten Mächtigkeiten, zwischen Oberstdorf, Lech, Holzgau und Elmen, wird die Folge der Älteren Allgäu-Schichten meist durch ein 5—20 *m* mächtiges Band dickbankiger bis massiger, gewöhnlich etwas kieseligter Kalke unterteilt, das sich im Gelände in Felsrippen oder Steilabstürzen zu erkennen gibt und vom Verfasser seit 1957 als Stufenkalk bezeichnet worden ist (Tafel 4). Es wird im Liegenden stets von resedimentären Konglomeraten begleitet, deren Gerölle 10 *cm* im Durchmesser erreichen können.

Stratigraphisch lassen sich die Älteren Allgäu-Schichten durch verhältnismäßig häufige Fossilfunde — meist Ammoniten — sicher einstufen. Sie setzen im Unterlias über Rotem Unterliaskalk, Rhätoliaskalk oder Kössener Schichten ein und umfassen noch den gesamten Mittellias. Der Stufenkalk

gehört der *margaritatus*-Zone des oberen Pliensbachian an. Die Obergrenze der Älteren Allgäu-Schichten ist durch den Fazieswechsel in die kalkarmen Mittleren Allgäu-Schichten (Unterer Oberlias) festgelegt und wird mit dem Einsetzen mächtiger Mergelpakete gezogen.

1. Rätikon, Davenna-Gruppe

Im Oberostalpin des Rätikon sind jurassische Ablagerungen auf die Schesaplana-Mulde und die Zimba beschränkt. Die Fleckenmergel-Fazies ist nur in Älteren Allgäu-Schichten vertreten (eine sehr ähnliche Ausbildung haben nach ARNI 1933 und SCHMIDEGG 1955 auch Teile der Kössener Schichten, vor allem die höheren). An Stelle der Mittleren und Jüngeren Allgäu-Schichten kommen rote Schwellen-Sedimente vor (siehe unten).

Lithologisch sind die Allgäu-Schichten des Rätikon besonders einförmig. Nur ausnahmsweise sind die Fleckenkalk-Folgen mit dünnen Mergelschiefer-Zwischenlagen noch andere Gesteinstypen eingelagert.

Am Osthang des Wildbergs bei der Straßburger Hütte finden sich über massigem Rotem Unterliaskalk 70 m mittel- bis dickbankige (bis 1 m) Fleckenkalke mit Belemniten-Bruchstücken, die von 30 m dünner gebankter Fukoidenkalken überlagert werden. Im Hangenden folgen dann ziegelrote Mergelkalke (Profil 1). Etwa 10 m unter den roten Schichten fand sich ein

? *Arietoceras*.

Die von ARNI 1926, S. 60, angegebene Mächtigkeit von 150 m („1500 m“ ist wohl ein Druckfehler) wird im Südflügel der Wildberg-Mulde tektonisch vorgetäuscht.

Die Schichtenfolge der Roten Wand bei der Schattenlagent-Alpe südlich Brand hat ARNI 1926, S. 65 ff., schon beschrieben. Die Allgäu-Schichten — bis 20 m mächtig — liegen hier auf Rhätoliaskalk (Roter Unterliaskalk wurde nur an einer Stelle in losen Blöcken angegeben) und wurden von ARNI durch

Arietites ceras (GIEBEL)

in den Unterlias eingestuft. Der in ihrem Hangenden folgende massive Kalk, graugelb mit roten Flammen (1. bei ARNI), dürfte in den Mittellias gehören, wenn man die intensiv roten, mergeligen Kalke darüber (2.) mit der Ziegelrot-Serie in der Schwellenfazies des Jura in den südlichen Lechtaler Alpen (HUCKRIEDE 1956, 1959; KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI 1959) gleichsetzen und in das Toarcian einreihen darf (vgl. auch S. 43 f.). Leitende Fossilien fehlen leider in den roten Gesteinen dieses Profils.

Am Osthang der Wasenspitze im Sarotla-Tal findet man entgegen der Kartierung von LEUTENEGER 1928 kein durchgehendes Jura-Profil. Die Allgäu-Schichten scheinen hier eine Mulde zu bilden, sie werden jedenfalls im S ebenso wie im N von Rhätoliaskalk begrenzt. Im stratigraphisch tieferen Teil herrschen dickbankige, mittelgraue Kalke mit muscheligen Bruch vor, die selten Flecken führen und Kössener Kalken sehr ähneln. Die Mergelschiefer-Lagen zwischen den Kalkbänken können annähernd 10 cm stark werden. Die wahre Mächtigkeit der Allgäu-Schichten ließ sich hier nicht abschätzen, dürfte aber nur einen Bruchteil der von LEUTENEGER (S. 50) angenommenen 300 m ausmachen.

Dagegen schließt ein östlicher Ast des Sarotla-Bachs zwischen der Unteren und der Oberen Sarotla-Alpe (erstere ist heute verfallen) in einer Schlucht ein ungestörtes Profil durch Ältere Allgäu-Schichten — zirka 70 m Fleckenkalke — auf. Diese überlagern hier direkt den Rhätoliaskalk; erst weiter östlich schiebt sich am Valbon-Kopf noch Roter Unterliaskalk ein. Das Hangende der Allgäu-Schichten bilden auch hier rote Kalke.

Aus den Allgäu-Schichten des Sarotla-Tals hat Dr. FUSSENEGGER (Dornbirn) eine größere Ammonitenfauna geborgen. Die Funde (27 Stücke) sind zwar nicht näher lokalisiert, enthalten aber nur Unter- und Mittellias-Formen, wie nach der lithofaziellen Diagnose „Ältere Allgäu-Schichten“ zu erwarten. Nach den Bestimmungen von Dr. K. W. BARTHEL (München) handelt es sich um

- | | | |
|---------------|---|---------------|
| a) Unterlias | <i>Arnioceras</i> cf. <i>tardescens</i> (HAUER) | Untere |
| | <i>Vermiceras francisci</i> FUCINI | Sarotla-Alpe, |
| | <i>Vermiceras</i> sp. | Valbona-Kopf |
| | <i>Juraphyllites</i> cf. <i>gigas</i> FUCINI | |
| | <i>Vermiceras aequivocum</i> SCHRÖDER | |
| | <i>Vermiceras</i> sp. | Obere |
| | <i>Epammonites</i> cf. <i>parthenope</i> (REYNES) | Sarotla-Alpe, |
| | <i>Epammonites</i> aff. <i>parthenope</i> | Wildberg |
| | <i>Leptechioceras</i> cf. <i>nodotianum</i> (d'ORBIGNY) | |
| b) Mittellias | <i>Androgynoceras</i> cf. <i>capricornu</i> | |
| | (SCHLOTHEIM) | Untere |
| | <i>Epideroceras steinmanni</i> HUG | Sarotla-Alpe, |
| | <i>Cruciloboceras</i> cf. <i>armatum</i> (SOWERBY) | Valbona- |
| | <i>Juraphyllites diopsis</i> (GEMMELARO) | Kopf |
| | <i>Inoceramus ventricosus</i> (SOWERBY) = | |
| | <i>I. Falgeri</i> MERIAN, (s. S. 22) | |
| | ? <i>Oistoceras</i> | |
| | ? <i>Acanthopleuroceras</i> | Obere |
| | <i>Microderoceras</i> cf. <i>nothum</i> (MENEGHINI) | Sarotla-Alpe, |
| | <i>Microderoceras</i> sp. | Wildberg |
| | <i>Phylloceras capitanei</i> CATULLO | |

SIEBER 1961 (A 108) nennt dazu noch aus der gleichen Sammlung

Psiloceras planorbis (SOWERBY)

Echioceras raricostatum (ZIETEN)

sowie Belemniten aus dem Unterlias (das in der „Vorarlberger Naturschau“ (Dornbirn) ausgestellte „*Psiloceras planorbis*“ (Sammlungs-Nr. A 3), auf das sich SIEBER bezogen haben dürfte, lag mir vor. Es handelt sich dabei jedoch nicht um ein *Psiloceras*, sondern um ein verdrücktes Exemplar von

Androgynoceras capricornu (SCHLOTHEIM).

GUBLER 1927 fand in den Allgäu-Schichten des Sarotla-Tals ebenfalls einige unter- und mittelliasische Fossilien.

An der Zimba liegen nach LEUTENEGER 1928 durchschnittlich 100 m Fleckenkalke zwischen dunkelvioletten Schiefen, die hier den Roten Unterliaskalk vertreten, und den Oberlias- und Dogger-Gesteinen des auffälligen roten Ringes unter dem Gipfel.

Vom Sarotla-Tal gegen NE verlieren die Allgäu-Schichten an Mächtigkeit und werden nordöstlich von Kennerberg gänzlich durch wenige Meter rote Kalke ersetzt (GUBLER 1927, S. 59).

Im Aufschluß der Vorarlberger Zementwerke Lorüns A. G. nördlich Lorüns war 1961 ein Profil durch eine komplette, insgesamt nur 25 m mächtige Jura-Folge aufgeschlossen (Profil 2), in der 6 m grüngraue, gelegentlich auch rosagraue Mergelkalke, mittelbankig, an Allgäu-Schichten erinnern.

Dünnschliff: Grünlichgrauer, pelitischer Kalk, der neben Echinodermen-Bruch (in der Mehrzahl Crinoiden-Stielglieder) Schwammnadeln und Radiolarien enthält.

Aus dem Liegenden dieser Schichten dürften die in rotem Kalk schlecht erhaltenen Echioceraten stammen, die in der Betriebsleitung des Werkes aufbewahrt werden, ebenso die von SIEBER 1961 genannten Arietitiden. Die hangenden Rotkalke haben vermutlich SIEBERS Oberlias- und Dogger-Funde geliefert. Bei dem von SIEBER genannten „*Grammoceras* cf. *normanianum*“ aus rotem Kalk, welches in der „Vorarlberger Naturschau“ aufbewahrt wird, handelt es sich um *Harpoceras* sp. aus der Verwandtschaft von *H. mulgravium* (YOUNG & BIRD).

Ein ähnliches Profil hat GUBLER 1928, S. 59 f., von der gleichen Lokalität beschrieben, wobei ihm allerdings eine tektonische Schichtwiederholung entgegen ist; denn seine 25 m graue Kalke (2) sind wiederum Rhätoliaskalk. Seine Schicht 5, „2—3 m calcaire gris passant aux calcaire rouge“, entspricht den Allgäu-Schichten. Etwas weiter östlich, bei Stallehr, hat GUBLER darin auch Fossilreste gefunden, die er mit Vorbehalt den Gattungen *Echioceras* und *Grammoceras* zuordnete.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß die Älteren Allgäu-Schichten im Rätikon auf Rotem Unterliaskalk oder Rhätoliaskalk auflagern. Im NE, bei Bludenz—Lorüns, werden sie faziell durch rote Kalke geringer Mächtigkeit ersetzt, anscheinend auch im NW an der Roten Wand, jedenfalls im höheren Teil.

2. Lechtaler Alpen

a) Klostertaler Alpen

In diesem Abschnitt seien die Älteren Allgäu-Schichten um die Rote Wand am Formarin-See und in der Spullersee-Mulde westlich des Flexenpasses besprochen. Die Jura-Profile liegen zum großen Teil im Bereich der Zürser Schwelle und sind daher wechselvoll.

In der Umgebung von Formarin- und Spuller-See werden die Älteren Allgäu-Schichten von roten Kalken unterlagert, welche namentlich um den Formarin-See oft mächtiger sind, als man es vom Roten Unterliaskalk kennt. Aus Fossilfunden von Dr. S. FUSSENEGGER (Dornbirn) ergibt sich, daß die Grenze zwischen Rotem Unterliaskalk und Älteren Allgäu-Schichten um Formarin- und Spuller-See innerhalb der *jamesoni*-Zone des Pliensbachian liegt:

Profil	Jüngstes aus Rotem Unterliaskalk	Ältestes aus Allgäu-Schichten
Eingemauerte	<i>Phylloceras</i> cf. <i>meneghini</i> GEMMELARO	<i>Uptonia jamesoni</i> (SOWERBY), <i>Platypleuroceras</i> cf. <i>brevispina</i> (SOWERBY)
Rothorn	<i>Echioceras raricostatum</i> (ZIETEN)	<i>Uptonia jamesoni</i> (SOWERBY)

Formaleitsch	<i>Tropidoceras actaeon</i> (d'ORBIGNY)	-----
Goppel-Spitze	<i>Inoceramus ventricosus</i> (SOWERBY), <i>Holcoteuthis</i> <i>virgata</i> (MAYER)	<i>Uptonia jamesoni</i> (SOWERBY)

Demnach reicht der Rote Unterliaskalk hier stratigraphisch bis in den tiefsten Mittellias und damit etwas höher hinauf als gewöhnlich (*ravico-statum*-Zone). Am Osthang des Rothorns, südwestlich der Roten Wand, verzahnen sich die auf der Südseite dieses Berges sehr mächtigen Rotkalke (hier dürfte GUBLER 1927 die auf S. 61 genannten 40 m gemessen haben) auf mehr als 30 m Mächtigkeit mit Fleckenkalken der Älteren Allgäu-Schichten (Abb. 1; vgl. GUBLER S. 62).

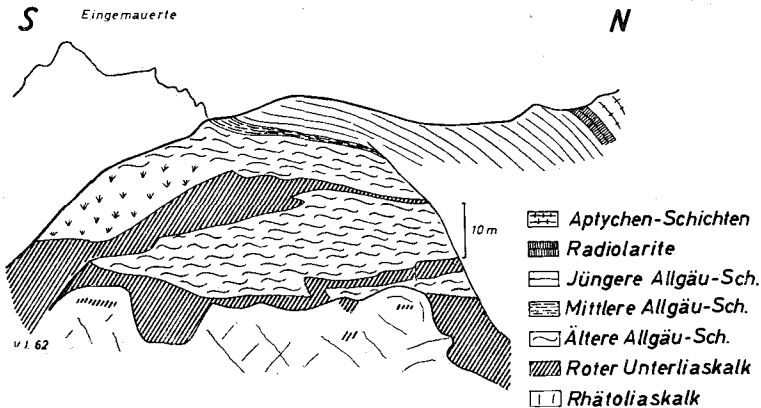


Abb. 1: Verzahnung von Rotem Unterliaskalk und Älteren Allgäu-Schichten am Osthang des Rothorns am Formarin-See, Lechtaler Alpen

Westlich der Ravensburger Hütte herrschen in den Älteren Allgäu-Schichten überall mittel- bis dickbankige Fukoidenkalke vor. In ihren tieferen Teilen können die Flecken sehr zurücktreten, so am Westhang des Madratsch bei der Oberen Laguz-Alpe. Südwestlich vom Pongertle-Kopf (Gehren-Grat) besteht die Basis der Allgäu-Schichten aus z. T. griffelig verschieferten Mergelkalken. Auf der Südostseite des Gehren-Grates trifft man auch Kalke mit Hornsteinbändern oder -schnüren (Profil 7). Hornsteinanreicherungen haben bereits AMPFERER & ASCHER 1925, S. 375 und Abb. 4 bis 6, in den tiefsten Allgäu-Schichten zwischen Gehren-Grat und Spuller-See erwähnt.

Die Obergrenze der Älteren Allgäu-Schichten markiert in der Umgebung des Formarin-Sees ein geringmächtiges, violettrottes Mergelband, das den Mittleren Allgäu-Schichten entspricht (S. 43). Nur südwestlich vom Pongertle-Kopf (Profil 5) fehlt es; die Fleckenkalke der Älteren Allgäu-Schichten werden dort von fossilereen Kieselkalken und Hornsteinen abgelagert (S. 43). Zwischen Gehren-Grat und Ravensburger Hütte konnte die Obergrenze der Älteren Allgäu-Schichten in den durchgehend aufgeschlossenen Profilen bei Klösterle Schütz (Profil 7) und an der Goppel-Spitze (Profil 8) zwar mit einiger Sicherheit gezogen werden, doch sind in diesem

Gebiet die Fazies-Gegensätze zwischen den kalkreichen Älteren und den kalkarmen Mittleren Allgäu-Schichten nicht groß. Beim Kartieren dürfte es hier kaum möglich sein, ohne Fossilfunde Grenzen innerhalb der Allgäu-Schichten zu ziehen, was schon KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI 1959 am Pfaffenegg (Nordende des Gehren-Grates) feststellen mußten.

Eigene Fossilfunde liegen nur am Westhang der Goppel-Spitze vor. Dort fanden sich etwa 5 m über den obersten, rosagrauen Kalken des Liegenden bereits oberes Pliensbachian mit

Protogrammoceras curionii (MENEHINI) und

Protogrammoceras cf. *curionii* (MENEHINI),

5—10 m darüber

? *Arietoceras*.

Dagegen hat Dr. S. FUSSENEGGER hier auch mehrere Exemplare von *Uptonia jamesoni* (SOWERBY) gefunden. Der untere Mittellias ist demnach zwar vertreten, aber stark komprimiert.

Aus dem Hangschutt der Älteren Allgäu-Schichten wurden ferner aufgesammelt:

Protogrammoceras normanianum (d'ORBIGNY)

Protogrammoceras curionii (MENEHINI)

Protogrammoceras cf. *curionii* (MENEHINI)

Eoderoceratidae gen. et sp. indet.

Juraphyllitidae gen. et sp. indet.

Bisiphytes sp.

? *Ausseites*.

Außerdem hat Herr Dr. S. FUSSENEGGER (Dornbirn) sowohl an der Goppel-Spitze als auch um Eingemauerte und Rothorn (südwestlich der Roten Wand) größere Faunen aufgesammelt, die aber nicht näher lokalisiert sind und daher für die Detailstratigraphie nicht ausgewertet werden können. Hier sei lediglich vermerkt, daß nach den Bestimmungen von Dr. K. W. BARTHEL (München) von der Goppel-Spitze außer einer unter- bis mittelliassischen *Lima* (*Plagiostoma*) cf. *gigantea* (SOWERBY) 35 Ammoniten des oberen Mittellias und einige oberliassische Formen vorliegen; die letztgenannten stammen aus einem schwärzlichen, mergeligen Fleckenkalk. Die Fauna von Rothorn und Eingemauerte ist zum großen Teil bei WISSNER 1958 aufgeführt worden.

Die Mächtigkeitsverteilung der Älteren Allgäu-Schichten in den Klostertaler Alpen ist Tafel 1 zu entnehmen. Die geringsten Werte liegen auf der Linie Ravensburger Hütte—Pongertle-Kopf—Rothorn. Von da wachsen sie nach N, gegen das Große Walsertal, und S (vgl. z. B. Radona-Tobel, Profil 6 b) an.

Östlich und nordöstlich der Spullers-Alpe hat AMPFERER 1932 auf Blatt Klostertaler Alpen als tieferen Teil der Allgäu-Schichten „hornsteinreiche Fleckenmergel“ ausgeschieden. Es handelt sich dabei um dünn- bis mittelbankige, graue oder braungraue Kalke mit braunen oder gelbbraunen Hornsteinen in Knauern oder Linsen, die partienweise stark angereichert sein können. Diese entwickeln sich entweder aus Rhätoliaskalk, wie es STENGEL-RUTKOWSKI 1960, S. 60, von der Oberen Wildgruben-Spitze beschrieben hat (vgl. auch AMPFERER 1932, S. 36), oder aus gleichfalls hornsteinführendem Rotem Unterliaskalk, wie z. B. am Spullers Gümple (siehe unten).

Die stratigraphische Reichweite der hornsteinreichen Allgäu-Schichten muß in diesem Gebiet offenbleiben, da in ihnen bisher keine Fossilien gefunden worden sind. Westlich vom Mahdloch-Joch werden sie direkt von

Aptychenspatkalken und Kreideschiefern überlagert (KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI 1959, S. 185). Bei der Brazer Staffel gehen sie zum Hangenden in Fleckenkalke mit wenigen Hornsteinen über, die man noch für Ältere Allgäu-Schichten halten möchte; zu einer sicheren Einstufung reichten aber die Aufschlüsse nicht aus.

STENGEL-RUTKOWSKI 1960 (vgl. auch KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI 1959, S. 185 und 195 sowie Abb. 4) hat mitgeteilt, daß die „hornsteinreichen Fleckenmergel“ über gefaltete Obertrias bis auf obernorische Kalke herab transgredieren. Eine Neubegehung ergab jedoch, daß der vermeintliche Plattenkalk STENGELS (unmittelbar unterhalb des Weges, südöstlich HP 2345) tief zerschratteter, massiger Rhätoliaskalk ist. Zwischen diesem und den hornsteinreichen Allgäu-Schichten wurde mehrfach Roter Unterliaskalk mit gelbbraunen oder roten Hornsteinknuern beobachtet; als Beispiel ein Profil

- oben: d) Mittelbankige, graue Kalke ohne Flecken, reich an Hornsteinen
 c) 2 m rosagrauer Kalk mit gelbbraunen oder roten Hornsteinlinsen
 b) 1-5 m grauer Kalk mit roten oder gelben Schlieren, ohne Schichtfugen hervorgehend aus
 unten: a) massigem Rhätoliaskalk.

Bisweilen kann man allerdings auch beobachten, wie hornsteinführende graue Kalke in Taschen in den Rhätoliaskalk eingreifen. An einer solchen Stelle dürfte STENGEL die angegebene Winkeldiskordanz von 20° gemessen haben. Nach diesen Beobachtungen besteht kein Grund mehr, eine Faltung zwischen Rhät und Allgäu-Schichten anzunehmen. Man kommt mit der Vorstellung aus, daß während des Unterlias auf einem rhätischen Riff nur stellenweise sedimentiert worden ist, während andere Teile verkarsteten und erst später, zur Zeit der hornsteinreichen Allgäu-Schichten, abgesunken und zusedimentiert worden sind.

Wie KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI 1959 gezeigt haben, gehen die hornsteinreichen Allgäu-Schichten vom Mahdloch-Joch gegen den Zürser See seitlich in wenige Meter rote, mergelige oder spätiige Kalke mit einzelnen endostratischen Geröll-Lagen über (Profil 3 der genannten Autoren; vgl. auch AMPFERER 1930, S. 109 und Fig. 3). Auch an der Hasenfluh finden sich nach STENGEL-RUTKOWSKI 1958 zwischen Rhät und Kreideschiefern nur rote Schwellensedimente mit bunten Konglomeraten (aufgearbeitete Obertrias!). Wir stehen damit im Kern der Zürser Schwelle, wo Jura und Unterkreide nur durch geringmächtige, oft lückenhafte Rotsedimente vertreten werden.

Nur wenig weiter südöstlich bzw. östlich, im Steinbruch am Südausgang von Zürs, wurden wenigstens im tiefsten Jura wieder geringmächtige Fleckenkalke mit Arieten, Belemniten und Seeigel-Resten abgelagert (KRAUS 1949, S. 53). Derzeit sind dort keine Fleckenkalke mehr aufgeschlossen.

Auch im N, am Wildhorn nordöstlich vom Zürser See (KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI 1959, S. 185 f.) stellen sich sehr bald wieder Allgäu-Schichten ein. Hier folgen auf Roten Unterliaskalk oder Rhätoliaskalk etwa 50 m Fleckenkalke mit dem typischen Habitus der Älteren Allgäu-Schichten (die Einstufung der darüberfolgenden 20 m des Profils bis zur Radiolarit-Vertretung ist unsicher). STENGEL-RUTKOWSKI fand darin Ammoniten des Lias β , vielleicht auch noch von α_3 (Bestimmungen von Dr. K. HOFFMANN, Hannover). Aus dem Anstehenden stammen

„etwa 20 m über der Basis:	<i>Vermiceras</i> sp. oder <i>Paltechioceras</i> sp.	Lias α_3 bis β
etwa 30 m über der Basis:		
	<i>Echioceras</i> (<i>Paltechioceras</i>) sp. cf. <i>boehmi</i> (HUG)	Lias β_2
	<i>Echioceras</i> (? <i>Leptechioceras</i>) sp.	Lias β_3

<i>Leptechioceras</i> sp.	Lias β_3
? <i>Paltechioceras</i> sp.	Lias β_3 “

Außerdem erwähnten KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI (S. 186) von dort ein Bruchstück einer parkettierenden Weidespur.

Gegen das Omeshorn bei Lech werden die Allgäu-Schichten noch mächtiger, ohne daß eine klare Gliederung des Profils auszumachen ist. KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI nennen vom Südhang dieses Berges folgende Fauna, die wie alle Fossilien in dieser Veröffentlichung von K. HOFFMANN bestimmt worden ist:

? <i>Arnioceras</i> sp. (<i>geometricum</i> -Gruppe)	um Lias α_3
<i>Vermiceras</i> oder <i>Echioceras</i> sp.	Lias α_3 bis β_3
<i>Echioceras</i> sp. (wohl <i>Leptechioceras</i>)	Lias β_3
<i>Echioceras</i> (<i>Leptechioceras</i>) sp. aff. <i>nodotianum</i> (d'ORBIGNY)	Lias β_3

10—30 m über der Basis:

<i>Echioceras raricostatum</i> (ZIETEN) cf. var. <i>costidomum</i> (QUENSTEDT)	um Lias β_3
<i>Oxynticeras</i> oder <i>Eparietites</i> , cf. <i>Eparietites</i> <i>collenotis</i> (d'ORBIGNY)	Lias α_3 bis β_3

b) Südliche Lechtaler Alpen

Die Älteren Allgäu-Schichten und ihre Äquivalente im Bereich der Zürser Schwelle östlich vom Flexenpaß werden hier nach den detaillierten Untersuchungen von HUCKRIEDE (1956, 1959 a und b), KOCH 1959 und KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI 1959 in einer kurzen Zusammenfassung geschildert. Verfasser hat nur wenige Profile dieses Gebietes neu begangen und fand die Angaben der genannten Arbeiten bestätigt. Weitere Einzelheiten sind dort nachzulesen.

Auf der Ostseite der Flexenpaß-Furche liegt der Scheitel der Zürser Schwelle offenbar zwischen Rüfi-Kopf und Monzabon-Alm. Hier fehlt der Jura zwischen Obertrias und Kreideschiefern entweder ganz (nicht sedimentiert oder vor der Transgression der Kreideschiefer wieder abgetragen?) oder ist nur in wenigen Dezimetern roter Kalke vertreten wie z. B. am Monzabon-Grat, wo in 50 cm roten Knollenkalken vielleicht auch Mittellias neben Oberlias und Unterdogger enthalten ist (vgl. die Faunenliste bei KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI, S. 190).

Südlich der Wöster-Spitze trifft man über Rotem Unterliaskalk wieder auf wenige Meter Fleckenkalke mit Hornsteinen, die wenig weiter östlich, im obersten Bockbach-Tal, bereits um 25 m mächtig sind. Sie werden dort von oberliassischen Rotsedimenten mit *Hildoceras* cf. *bifrons* (BRUGUIÈRE) überlagert und weisen sich damit als Ältere Allgäu-Schichten aus. Zu ihrer Ablagerungszeit dürfte also etwa dort der Nordrand der Zürser Schwelle gelegen haben. Hier schließt man wohl am besten das Profil der Peischelwänd im mittleren Krabach-Tal, nahe dem Nordende der Krabach-Masse, an. Zwischen Rotem Unterliaskalk und roten Mergeln, die wohl die Radolarite vertreten, liegen dort nur einige Meter dunkelgrauer, dm-bankiger Kalke mit Hornsteinen, die den Allgäu-Schichten entsprechen dürften (KOCH 1959, S. 57 f.).

Südlich davon, bei der Furmesgump-Alpe im oberen Krabach-Tal, findet man hingegen nur rote Jura-Sedimente. Den Älteren Allgäu-Schichten entsprechen hier zeitlich nach Profil 11 bei KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI etwa 8 m rote Kalke im Liegenden der Ziegelrot-Serie (S. 44), die teilweise Hornsteine führen.

Auf der Südflanke der Zürser Schwelle verzahnen sich die Allgäu-Schichten in einer ziemlich breiten Zone mit Rotsedimenten. Bei der Tritt-Alm östlich Zürs liegt ein besonders übersichtliches und gut fossil-belegtes Jura-Profil, das bei KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI 1959, S. 187 ff., wiedergegeben ist. Auf Rhätoliaskalk (stellenweise auch etwas Roten Unterliaskalk) folgen zunächst etwa 15 m „Fleckenmergel“. Diese werden von Schwellensedimenten des Lias α überlagert, sind also in den tiefsten Lias einzustufen. Dem höheren Unterlias und dem Mittellias gehören etwa 7 m vorwiegend rote Kalke an, in die im tieferen Teil rote Mergellagen eingeschaltet sind.

Von der Tritt-Alm nach S nimmt die Mächtigkeit der Allgäu-Schichten zu. Die untersten 10—15 m sind reich an Hornsteinen; sie gehen aus Rotem Unterliaskalk oder Rhätoliaskalk hervor, wobei sie sich stellenweise mit den Riffkalken verzahnen (Koch & STENGEL-RUTKOWSKI, Abb. 2). Um den Tritt-Kopf erreichen die Allgäu-Schichten mit 80 m eine beachtliche Mächtigkeit, zumal es sich nur um Ältere Allgäu-Schichten zu handeln scheint.

An der Rogg-Spitz hat KOCH (1959, Beil. 5 und S. 68) unter einem seitlich auskeilenden, dunkelroten Mergelschiefer-Band 40 m olivfarbenen anwitternde Fleckenmergel genannt. Ein ganz entsprechendes Profil erwähnen KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI, S. 194, südlich vom Paziell-Joch. Da die beiden Autoren die roten Mergelschiefer im Hangenden dieser Fleckenmergel sicher zu Recht mit der oberliassischen Ziegelrot-Serie (S. 44) vergleichen, sind die Fleckenmergel darunter jeweils als Ältere Allgäu-Schichten anzusprechen. Daraus würde sich dann wiederum ergeben, daß die Fleckenmergel-Fazies hier — wie gewöhnlich — auch bereits den Mittellias umfaßt.

Folgt man der Zürser Schwelle weiter nach E, so findet man von der Weißschrofen-Spitze bis über die Leutkircher Hütte hinaus Jura und Unterkreide als mehr oder weniger mächtigen, hellen Massenkalk, der Partien von rosafarbenen oder roten, z. T. knolligen Kalken enthalten kann. Eine stratigraphische Untergliederung dieses Komplexes war HUCKRIEDE 1959 nicht möglich. Östlich vom Murmental (südlich der Fallesin-Spitze) bis zum Malatschkopf am Kaiserjoch wird der Massenkalk wieder durch geschichtete, rote Kalke ersetzt. Südlich dieses Schwellenabschnitts steht in den Kalkalpen nirgends mehr Jura an. Ein kleines Vorkommen von Rotkalk-Entwicklung zwischen Rhätoliaskalk und Mittleren Allgäu-Schichten entdeckte kürzlich D. BANNERT an der Feuer-Spitze im obersten Sulzeltal, umgeben von Älteren Allgäu-Schichten (freundliche mündliche Mitteilung).

Zwischen den Schwellenkernen bei Furmesgump und im oberen Almejur-Tal scheint keine Verbindung bestanden zu haben, da KOCH 1959 nicht nur im Inneren der Krabach-Masse, sondern auch in schmalen Schuppen unter ihrem Außenrand — vor allem im oberen Almejur-Tal — Jura-Fleckenmergel nachgewiesen hat, die die Verbindung zwischen dem großen Allgäu-Außerferner Becken im N und den Allgäu-Schichten in der Umgebung des Paziell-Tals am Flexenpaß herstellen. Die Zürser Schwelle war demnach kein gleichmäßig durchlaufendes Element, sondern bestand aus mehreren Teilschwellen.

Mit der Zürser Schwelle sind wohl auch die Jura-Folgen der Eisen-Spitze im Stanzer Tal zu verknüpfen, wie dies bereits HÜCKRIEDE 1959 angedeutet hat. Wahrscheinlich wurden sie am Nordrand der Schwelle abgelagert. Dafür spricht jedenfalls, daß im Westteil des Eisenspitz-Massivs, zwischen „Schindeln“ und „Schwarzköpfl“, die Fazies bunter, ungebankter Breccien aus dem Oberrhät bis an die Manganschiefer der Mittleren Allgäu-Schichten hinaufreicht (vgl. HÜCKRIEDE 1959 b, S. 422), sich weiter im E aber mit Fleckenkalken der Älteren Allgäu-Schichten verzahnt.

Als Bestandteile dieser Breccien nennt HÜCKRIEDE vornehmlich Hauptdolomit, daneben bis *m*-große Blöcke von Rhätoliaskalk mit Korallen, Belemnitenbruch und Hornsteinknuern sowie Lumachelle-Kalk, die auf Kössener Schichten hindeuten. Stellenweise schließen die Breccien auch schieferige Partien dunkler Allgäu-Schichten ein.

Im Ostteil des Eisenspitz-Stockes, südlich von Eisenkopf und Feuerköpfen, fielen HÜCKRIEDE (1959 b, S. 420) in Älteren Allgäu-Schichten Einlagerungen eines scheinbar massigen, hellen Kalkes auf, die er wegen der Ähnlichkeit mit Rhätoliaskalk für „Riffklötze“ hielt. Bei näherer Betrachtung zeigen diese Partien jedoch immer wieder *dm*-Bankung, z. B. östlich vom Hexenbödele (Profil 9). Im Dünnschliff erweist sich das Gestein als feinschichtiger, feipelitischer Mikrofossilkalk, den man faziell mit Stufenkalk (siehe unten) vergleichen kann. Abgesehen von der undeutlichen Bankung, ergaben sich auch im Gelände keine Anzeichen für Riff-Entstehung.

In der östlich anschließenden Parseierspitz-Gruppe zeigen die Älteren Allgäu-Schichten keine Schwelleneinflüsse mehr.

Hier sei schließlich noch ein Jura-Vorkommen auf der Südseite des Inntals bei Imst erwähnt: Oberhalb Imsterberg sollten nach SCHMIDEGG 1959 an der neuen Forststraße südöstlich Höflein Allgäu-Schichten mit dolomitischen Bänken aufgeschlossen sein. Leider zeigte der Straßeneinschnitt schon 1961 in der fraglichen Gegend nur mächtigen Gehängschutt, aus dem dann bei 1110 *m* über N.N. etwa 12 *m* schlecht mittel- bis dickbankige, graue Kalke mit roten Schlieren und Nestern auftauchen. Einzelne Lagen sind konglomeratisch (graue Kalkgerölle in roter Grundmasse), andere bestehen aus Crinoidenkalk. Hangaufwärts schließen sich bei inverser Lagerung 15 *m* Rhätoliaskalk und dann Kössener Schichten an. Der Rhätoliaskalk ist in ganzer Mächtigkeit von Karstspalten durchsetzt, die von den roten Kalcken ausgefüllt sind.

Ob die roten Kalke nur dem Roten Unterliaskalk entsprechen oder — wie auf der Zürser Schwelle — einen größeren stratigraphischen Umfang haben, kann ohne Fossilfunde nicht entschieden werden.

c) Zentrale Lechtaler Alpen

Als Zentrale Lechtaler Alpen seien die Kalkalpen südlich der Holzgaulermooser Mulde und nördlich der Zürser Schwelle bezeichnet.

Unmittelbar nördlich der Zürser Schwelle sind Allgäu-Schichten in der Umrandung der Krabach-Masse (KOCH 1959) und um die Fallesin-Spitze (HÜCKRIEDE 1959 a) nur spärlich vertreten. Kleinräumige Verschuppung und intensive tektonische Durcharbeitung erlauben keine befriedigende stratigraphische Gliederung.

Das ändert sich nahe dem Kalkalpensüdrand erst von der Parseierspitz-Gruppe nach E.

Südwestlich des Zammer Parseier, am Gießmutte-Kopf, könnte man nach der Kartierung AMPFERERS zwar größere Profile durch Allgäu-Schichten erwarten. Eine Begehung zeigte jedoch, daß es sich bei den östlich vom Verborgenen Kar eingetragenen „Fleckenmergeln“ und Manganschiefern um Aptychen-Kalke und Kreidesschiefer handelt. Letztere bilden sogar den Gipfel dieses Berges.

Die gewaltige Westwand der Parseier Spitze wird allein von den Jüngeren Allgäu-Schichten aufgebaut. Östliches Achsensteigen bewirkt, daß die Älteren Allgäu-Schichten vornehmlich auf der Ost- und Südseite dieses Bergmassivs zutage treten:

Am Bocksgarten-Kopf im Gasilltal (westlich der Augsburger Hütte) werden die Älteren Allgäu-Schichten von Rotem Unterliaskalk unterlagert. Hornsteinreiche Fleckenmergel, wie von AMPFERER kartiert, kommen weder hier noch in dem nördlich anschließenden Profil der Bocksgarten-Spitz vor. Nur gelegentlich sind Hornstein- oder auch Pyrit-Knollen in die Fleckenkalke eingestreut.

Aus dem unteren Viertel des Profils am Bocksgarten-Kopf muß seiner Fundlage nach ein Fallstück von

Uptonia jamesoni (SOWERBY)

stammen, aus (40 ± 10) m über der Basis eine Platte mit mehreren Exemplaren von

Amaltheus sp.

Bei etwa 60 m über der Basis wurden mehrere Holzreste in Fleckenkalken gefunden.

Wenig weiter oberhalb im Gasilltal setzen nördlich einer steilen Unterverschiebung an der Bocksgarten-Spitz erneut Ältere Allgäu-Schichten ein, die trotz der kurzen Entfernung die doppelte Mächtigkeit (300 m) aufweisen, wie am Bocksgarten-Kopf. Die großen Wandaufschlüsse zeigen klar, daß tektonische Anhäufung auszuschließen ist. Aus Rhätoliaskalk gehen hier bei 2380 m über N.N. mittel- bis dickbankige Fleckenkalke mit Mergel-Zwischenlagen bis zu 10 cm Dicke hervor. Oberhalb 2550 m am Wege zur Parseier Spitze werden die Bänke bis 1 m mächtig. Bei 2730 m lieferten sie

Pleuroceras spinatum (BRUGUIERE)

aus dem obersten Mittellias. Darüber folgen bis zu den Mittleren Allgäu-Schichten des Grinner Ferners weitere 50 m Fleckenkalke und schließlich 20 m schmutzigbraune Mergelkalke und Kalke.

Im Nordhang des Gatschkopfs bestehen die Älteren Allgäu-Schichten aus sehr fukoidenreichen Kalken, in die sich nahe den Mittleren Allgäu-Schichten reichlich Mergelschiefer einschalten.

Nordöstlich vom Plankenhorn sind die Allgäu-Schichten sehr stark tektonisch beansprucht und vielfach fast bis zu Kalkphylliten metamorphisiert. Die Kalkbänke sind schichtparallel aufgeblättert und in kleinen Knickfalten intensiv gefaltet (Phototafel 2, Fig. 1). Dennoch ist im Profil der Hinteren Frauenpleis die gewohnte lithologische Gliederung der Schichtfolge deutlich zu erkennen (Profil 10). Auf die Älteren Allgäu-Schichten entfallen hier

etwa 80 m Kalke mit dünnen Mergellagen. Noch weiter im E, gegen die Silberspitze, fehlt es an stratigraphisch auswertbaren Profilen.

Dagegen findet man an der Plankenspitze im Medriotal (südlich vom Württemberger Haus) über Rhätoliaskalk (stellenweise auch Rotem Unterliaskalk) mehr als 100 m spezialgefaltete Fleckenkalke der Älteren Allgäu-Schichten ohne Anzeichen einer Metamorphose.

Wenden wir uns von hier wieder nach W, so gelangen wir in den Bereich der Memminger Hütte. Die Allgäu-Schichten beginnen hier über Kössener Schichten, Rhätoliaskalk oder Rotem Unterliaskalk und zeigen keine Besonderheiten, bis auf eine Ausnahme: Von der Oberlahm-Spitze über den Seekogel zum Jägerrücken an der Freispitze hat AMPFERER eine breite Mulde aus Aptychen-Schichten kartiert. In den Erläuterungen (1932, S. 33) ließ er jedoch die Möglichkeit offen, daß es sich dabei auch um Allgäu-Schichten handeln könne. Letzteres trifft in der Tat zu. Die Gesteine dieses Zuges — graue, hell anwitternde Kalke mit Hornsteinknauern und -lagen, dunkelgraue Kieselkalke und kieselige Mergel; im tieferen Teil auch mittelbankige, braunstichige Kalke, gelegentlich mit Fukoiden — sind Ältere Allgäu-Schichten.

Am Kögele östlich Madau werden die Älteren Allgäu-Schichten, 80 bis 100 m, von einer sehr dickbankigen Partie (am Fuß der Nordwand) unterteilt, die dem Stufenkalk der Allgäuer Alpen entsprechen dürfte. BANNERT 1964 fand etwa in diesem Niveau 2 m endostratische Konglomerate, die diese Diagnose bekräftigen. Das gilt auch für die dickbankigen kieseligen Kalke, die das obere Drittel der Älteren Allgäu-Schichten bei „Rote Platten“ im Alperschon-Tal einleiten (Profil 11). Im übrigen werden die Älteren Allgäu-Schichten im oberen Alperschon-Tal und im westlich anschließenden Fallenbacher-Tal wie üblich von Kalken und Mergelkalken mit Fukoiden beherrscht.

In dem zuletzt besprochenen, etwa EW-verlaufenden Gebirgsstreifen vom Kögele über Oberlahm-Spitze und Frei-Spitze zur Lechtaler-Wetter-Spitze überlagern die Allgäu-Schichten Rhätoliaskalk und Roten Unterliaskalk. In der nördlich anschließenden Zone fehlen dagegen die oberrhätischen Riffgesteine. Die Fleckenmergel-Fazies setzt hier über Kössener Schichten mit sehr hornsteinreichen Kalken ein, die man nicht treffender als mit den Worten CHRISTAS (1932, S. 6) schildern kann: „Über den Kössener Schichten ... folgt ... Lias in der Fazies wandstufenbildender Kalke, welche allenthalben von groben, schmutzibraun auswitternden Hornsteinknauern durchsetzt oder gar von mehr oder weniger breiten, bis zu einigen Dezimetern Dicke anschwellenden Schichtlagen dieses schwärzlichen Hornsteins bandartig durchzogen sind. Form und Art, wie die Kieselsäure in dem an frischen Bruchflächen ziemlich licht erscheinenden Kalkstein auftritt und im Kontakt mit dessen karbonatischen Partien auf diagenetische Einwirkung oder die späteren Einflüsse der Atmosphären reagiert, sind von überraschender Mannigfaltigkeit. Diese Inhomogenität des ‚hornsteinreichen Liaskalks‘ ... mag mit die Ursache sein, daß das zu klotziger Ausbildung neigende und trotzdem einer verhältnismäßig dünnen Bankung nicht ermangelnde Gestein an den Bergabhängen nicht so sehr eine gleichmäßig fortlaufende Wandstufe als vielmehr eine von Pfeilern, Erkern, Runsen und Einmuldungen fort und fort unterbrochene Steilzone darstellt.“

Diese hornsteinreichen Schichten an der Basis der Älteren Allgäu-Schichten werden bis 50 m mächtig. Man trifft sie am Osthang der Pimig-Spitze, wo sie nach HUCKRIEDE 1959 a tektonisch angehäuft sind, in der Umgebung der Grießtaler Spitze, im Sulzel-Tal, um die Baumgartner Alpe im Grießl-Tal, im mittleren Alperschon-Tal und bei Madau. Schon AMPFERER hat sie an den meisten Stellen auskartiert.

In einem Dünnschliff aus dem Kaisertal fallen besonders Schwammnadeln auf, die in dunkelfleckiger, pelitischer Grundmasse eingebettet sind. Die Hornsteinbereiche, z. T. nur mm-groß, verlaufen mit unscharfem Rand in diesem Gestein. Innerhalb der Hornstein-Bereiche sind ebenfalls noch undeutlich Schwammnadeln zu erkennen.

Das Alter der hornsteinreichen Allgäu-Schichten konnte bisher mangels Fossilien nicht abgegrenzt werden. Am Osthang der Peischel-Spitze im Sulzeltal wurde nun ein Fallstück von

Protogrammoceras normanianum (d'ORBIGNY) var. *costicillata* FUCINI gefunden, das seiner Lage nach nur aus diesem Niveau stammen kann. Demnach reichen die hornsteinreichen Allgäu-Schichten an dieser Stelle bis in den oberen Mittellias. In ihrem Hangenden folgen stets die üblichen Fleckenkalke der Älteren Allgäu-Schichten in wechselnder Mächtigkeit (50—150 m).

Vom Madau-Tal nach E über Gramais, Boden und die Anhalter Hütte zum Fernpaß (Jungschichtenzone von Gramais-Boden) bestehen die Älteren Allgäu-Schichten fast überall aus einer einförmigen Folge mittelbankiger Fleckenkalke (Profile 11 und 12). BANNERT 1964 fand darin südlich vom Wanne-Jöchel

Psiloceras naumanni (NEUMAYR)

und konnte damit im Arbeitsgebiet erstmalig unteres Hettangian in Fleckenmergel-Fazies belegen. Nur nordöstlich Gramais, am Seitkopf, wurden nochmals als tiefste Ältere Allgäu-Schichten hornsteinreiche Partien angetroffen, die bis 40 m mächtig werden. Hier gehören die hornsteinführenden Schichten in den Unterlias. Am Südhang des Seitkopfes fanden sich nämlich in den Fleckenkalken darüber reichlich Echioceraten. Bestimmbar waren

- a) dicht südöstlich „Steineben“ bei 1980 m über N.N.

Leptechioceras meigeni (HUG)

Leptechioceras nodotianum (d'ORBIGNY)

Paltechioceras favrei (HUG)

Paltechioceras cf. *favrei* (HUG)

- b) etwas weiter westlich

Echioceras raricostatum (ZIETEN)

Leptechioceras meigeni (HUG)

Leptechioceras cf. *meigeni* (HUG)

Paltechioceras cf. *favrei* (HUG)

- c) Rinne südlich des Seitkopf-Gipfels bei 2065 m Meereshöhe, 30 stratigraphische Meter über den hornsteinreichen Schichten

Echioceras cf. *intermedium* (TRUEMAN & WILLIAMS)

Leptechioceras nodotianum (d'ORBIGNY)

Leptechioceras cf. *meigeni* (HUG)

In der Gipfelregion des Seitkopfs sind die tiefsten Älteren Allgäu-Schichten offenbar durch Schuppung verdoppelt; denn in der unter c) genannten Rinne

wurde 40 m unter dem Echioceraten-Niveau in Fleckenkalken zwischen hornsteinführenden Paketen ein gut erhaltenes

Acanthopleuroceras aff. *stabli* (OPPEL)

aus dem unteren Pliensbachian gefunden.

Am Hinterriepen östlich Gramais werden die Älteren Allgäu-Schichten etwa 100 m über der Basis von einem mehrere Meter breiten, blaßroten Band unterbrochen. Ihre Gesamtmächtigkeit beträgt dort etwa 300 m.

d) Holzgau-Lermooser Mulde

Hier beginnen wir im W mit dem Gebiet zwischen Bockbach und Steeg und betrachten auch die Hochalpmulde bei Holzgau, da beide Gebiete nicht scharf von der Holzgauer Mulde getrennt werden können.

Ein gut aufgeschlossenes Profil durch die Älteren Allgäu-Schichten liegt in der Schlucht des unteren Krabachs (Profil 17); es wurde von KOCH 1959 untersucht (h vor Fossilbestimmungen bedeutet „det. Dr. K. HOFFMANN, Hannover“):

Aus rotem Unterliaskalk mit

Leptechioceras cf. *meigeni* (HUG)

entwickeln sich 3—4 m gelblich bis grünlich anwitternde, glaukonitführende mergelige Kalke mit

h ? *Oxynoticerias*

h *Acanthopleuroceras* cf. *maugenesti* (d'ORBIGNY)

Acanthopleuroceras sp.

Becheiceras *bechei* (SOWERBY)

Partschiceras *tenuistriatum* (MENEHINI)

h *Protogrammoceras* cf. *curionii* (MENEHINI)

Inoceramus *ventricosus* (SOWERBY)

Etwa 5 m höher lieferten dunkle, pyritführende Kalke

h *Oxynoticerias* oder *Hypoxynoticerias*

h ? *Acanthopleuroceras*

h ? *Gemmelaroceras*

h *Tragophylloceras* cf. *ibex* (QUENSTEDT)

Partschiceras *anonymum* (HAAS)

Arietoceras *algovianum* (OPPEL)

h *Arietoceras* ex. gr. *algovianum* (OPPEL)

h *Arietoceras* *kurrianum* (OPPEL)

Arietoceras *ruthenense* (REYNÈS)

Arietoceras *geyeri* (DEL CAMPANA)

h *Arietoceras* oder *Fuciniceras*

h *Fuciniceras* cf. *volubile* (FUCINI)

Protogrammoceras *normanianum* (d'ORBIGNY)

Protogrammoceras *normanianum* (d'ORBIGNY) var. *costicillata*

FUCINI

(Ein von KOCH genanntes ? *Pleuroceras* ist von K. HOFFMANN zu Recht als unbestimmbar bezeichnet worden.)

Außerdem erwähnt KOCH in diesen Schichten einen wenige Zentimeter mächtigen Horizont mit Echinodermen- und Brachiopodenresten, der auch einen Saurierzahn geliefert hat.

Die genannten Ammonitenfaunen erscheinen nach der bisherigen Kenntnis des mediterranen Lias chronologisch etwas heterogen. Es wäre indessen müßig, derartige Vergesellschaftungen erklären zu wollen, wenn die Fundstücke nicht bankweise entnommen sind. Immerhin kann man sagen, daß die Allgäu-Schichten hier an der Grenze zwischen Unter- und Mittellias einsetzen und daß nur wenige Meter dem unteren Pliensbachian angehören. Das Obere Pliensbachian, 200 m dickbankige Fleckenkalke mit dünnen Mergelschiefer-Zwischenlagen und einzelnen Hornsteinbänken, stellt den größten Teil der Mächtigkeit.

Etwa 85 m über der Basis der Älteren Allgäu-Schichten vermutete schon KOCH Stufenkalk. In der Tat stehen unmittelbar nördlich der Brücke über den Krabach über einer Lage mit resedimentären Konglomeraten zunächst 12—15 m sehr dickbankige, muschelrig brechende Kalke an, die nach oben in 8 m kaum gebankte Kalke übergehen und KOCHS Ansicht durchaus rechtfertigen.

Höher im Profil werden Hornsteinbänke häufiger, und auch feinspätige kieselige Kalke schalten sich gelegentlich ein, ganz wie in der Allgäuer Hauptmulde (siehe unten). KOCH fand in diesem oberen Teil

? *Pleuroceras* sp.

als Nachweis des obersten Mittellias.

Das Profil der Älteren Allgäu-Schichten in der Krabach-Schlucht entspricht den Abfolgen in der Allgäuer Hauptmulde südöstlich Oberstdorf, wo man untere Ältere Allgäu-Schichten, Stufenkalk und obere Ältere Allgäu-Schichten, letztere reich an Kieselkalken, unterscheidet.

Zwischen Steeg und dem Höhenbach bei Holzgau ist Stufenkalk nur sporadisch und in geringer Mächtigkeit ausgebildet: Im unteren Schochenental, oberhalb HP 1757 südwestlich der Vorderen Schochen-Alp, ferner (nach HÜCKEL 1960) im Hagern-Tal bei Hägerau und im Wiesental südwestlich der Jöchl-Spitze. Im Schochenental und im Wiesental wird er ebenfalls von resedimentären Konglomeraten begleitet.

In der Hochalp-Mulde weisen die meist ungeteilten Älteren Allgäu-Schichten vergleichsweise sehr geringe Mächtigkeiten auf, besonders am Hochalp-Grat, wo im Nordflügel der Mulde zwischen Rhätoliaskalk und Mittleren Allgäu-Schichten nur 35 m Fleckenkalke vorhanden sind. Hier können zwar tektonische Schichtreduktionen nicht ausgeschlossen werden. Immerhin wies HANIEL 1911 in den tiefsten Bänken

Paltechioceras bavaricum (BOESE)

aus dem obersten Unterlias nach, und SCHULZE 1905 nannte vom gleichen Profil

Acanthopleuroceras binotatum (OPPEL)

Acanthopleuroceras actaeon (d'ORBIGNY)

aus dem unteren Pliensbachian. Noch aus der unteren Hälfte des Profils stammen auch Neufunde von

Amaltheus margaritatus (MONTFORT)

Pleuroceras spinatum (BRUGUIÈRE)

Arietoceras fucinii (DEL CAMPANA)

Arietoceras delcampanai (FUCINI)

Inoceramus ventricosus (SOWERBY),

die beide Zonen des oberen Pliensbachian belegen (*Inoceramus ventricosus* = *I. falgeri* MERIAN ist nicht auf den unteren Mittellias beschränkt, wie noch SCHRÖDER 1925 glaubte, sondern kommt nach HÜCKEL 1960 auch noch in der *margaritatus*-Zone vor, siehe unten).

Zwischen Hornbachkette und Lech hat HÜCKEL 1960 die Allgäu-Schichten bearbeitet. Stufenkalk fehlt hier. Die Älteren Allgäu-Schichten bestehen aus Fleckenkalken und Kieselkalken, in die sich bis 5 cm mächtige Mergelschieferlagen einschalten; spätige Bänke sind selten. Sandsteine, die AMPFERER in den Erläuterungen zu Blatt Lechtal (1924) vom Gratprofil Strahlkopf—Rothornspitze nennt, kommen nicht vor. Es dürfte sich dort um eine Verwechslung mit feinspätigen Kieselkalken handeln. Im unteren Haglertal bei Häselgehr beginnt die Schichtfolge im höchsten Sinemurian, belegt durch

- Echioceras raricostatum* (ZIETEN)
- Paltechioceras* cf. *boehmi* (HUG)
- Paltechioceras* sp.
- ? *Leptechioceras* sp.
- Microderoceras* sp.

Einer der berühmtesten Fundpunkte für mittelliassische Faunen aus Allgäu-Schichten liegt bei Unter-Gumpen im Bernhardstal. Er wurde schon um die Mitte des vorigen Jahrhunderts von dem Graphiker FALGER aus Elbigenalp entdeckt [ihm zu Ehren wurde die bei Unter-Gumpen besonders häufige Muschel *Inoceramus falgeri* MERIAN benannt, die nach BOESE 1894 jedoch synonym mit *I. ventricosus* (SOWERBY) ist] und von A. ESCHER v. d. LINTH, später von ZITTEL 1868 ausgebeutet. HÜCKEL fand hier 50 cm unter der Obergrenze des Roten Unterliaskalks

Asteroceras obtusum (SOWERBY),

in Fallstücken aus dem gleichen Schichtglied unter anderem noch

- Oxyntoceras impendens* (YOUNG & BIRD) und
- Nannobelus* cf. *alveolatus* (WERNER).

Verglichen mit den zuvor genannten Ammoniten aus den tiefsten Allgäu-Schichten des Hagler-Tals wird man auch hier die Grenze zwischen Rotem Unterliaskalk und Allgäu-Schichten in das oberste Sinemurian legen. 5 m über der tiefsten Fleckenkalkbank zeigt

Inoceramus ventricosus (SOWERBY)

bereits den Beginn des Mittellias an.

Besonders häufig sind in den Allgäu-Schichten von Unter-Gumpen Ammoniten des unteren Pliensbachian:

- Uptonia jamesoni* (SOWERBY)
- Uptonia jamesoni* (SOWERBY), var. *costosa* (QUENSTEDT)
- Tropidoceras* cf. *masseanum* (d'ORBIGNY)
- Tropidoceras* sp.
- Acanthopleuroceras binotatum* (OPPEL)
- Acanthopleuroceras* cf. *stahli* (OPPEL)
- Acanthopleuroceras* sp.
- Androgynoceras henleyi* (SOWERBY)
- ? *Androgynoceras*

Liparoceras striatum (REINECKE)
Becheiceras bechei (SOWERBY)
Coeloceras pettos (QUENSTEDT)
Partschiceras tenuistriatum (MENEHINI)

Uptonia jamesoni wurde im Anstehenden bis 48 m über dem Roten Unterliaskalk nachgewiesen. Die Gesamtmächtigkeit des unteren Mittellias bei Unter-Gumpen hat HÜCKEL nach der Verteilung der Fallstücke am Hang auf zirka 60 m geschätzt.

Das obere Pliensbachian ist belegt durch

Audaxlytoceras czjzekii (GEMMELARO)
Arietoceras algovianum (OPPEL)
Arietoceras delcampanai (FUCINI)
Arietoceras cf. *bertrandi* KILIAN
Protogrammoceras cf. *bassanii* (FUCINI).

Außerdem erwähnt HÜCKEL noch

Partschiceras anonymum (HAAS)
Juraphyllites cf. *libertus* (GEMMELARO)
Harpophylloceras eximius (HAUER)
 „*Nautilus*“ cf. *inornatus* (d'ORBIGNY)
Glossothyris aspasia (MENEHINI)

aus beiden Teilen des Mittellias.

Inoceramus ventricosus (SOWERBY) wurde vorwiegend in der *jamesoni*-Zone, aber auch zusammen mit *Arietoceras algovianum* gefunden, womit HÜCKEL zeigen konnte, daß diese Muschel auch im oberen Mittellias vorkommt.

Auf das obere Pliensbachian entfallen im Profil von Unter-Gumpen—Strahlkopf nach HÜCKEL mehr als 300 m.

Auch südwestlich vom Rothorn-Joch wurde in den Älteren Allgäu-Schichten oberer Mittellias durch

Arietoceras algovianum (OPPEL)

belegt.

Die Mächtigkeiten der Älteren Allgäu-Schichten nehmen von den niedrigen Werten im Schochental nach E rasch zu und erreichen am Dorfer Berg bei Elbigenalp 1000 m, am Häselgehr-Berg sogar mehr als 1100 m. Das sind die größten Mächtigkeiten der Älteren Allgäu-Schichten im Arbeitsgebiet und damit in den Nördlichen Kalkalpen überhaupt. Sie lassen sich keineswegs durch tektonische Anhäufung erklären; ruhig und ohne nennenswerte Spezialfalten ziehen die einzelnen Bänke im Nordflügel der Holzgauer Mulde von den Gipfeln bis ins Tal hinab.

Die gleiche ruhige Schichtlagerung besitzen die Allgäu-Schichten auch bei Bsclabs und in der Lermooser Mulde: Östlich vom Lech bis zum Brunnenkopf bei Namlos bildet im Nordflügel der Holzgauer Mulde noch Rhätoliaskalk, ganz im W auch Roter Unterliaskalk das Liegende der Älteren Allgäu-Schichten. Im Südflügel der Mulde werden sie dagegen von 10 bis 30 m weinroten Mergeln der oberen Kössener Schichten (Schattwalder Fazies) unterlagert, gut zu beobachten am Portig-Sattel bei Bsclabs.

Der Übergang aus den Kössener in die Allgäu-Schichten vollzieht sich dort wie folgt:

oben: Fleckenkalke der Allgäu-Schichten	} der Schattwalder Schichten
2—3 m braune, schwach kieselige, geflaserte Kalke	
2 m gelbe Mergel	
unten: 10 m weinrote Mergel	

Die Älteren Allgäu-Schichten bestehen aus einer monotonen Folge von mittelbankigen Fleckenkalken. Kieselige Bänke sind selten; nur im obersten Teil findet man Hornstein-Schnüre und -Beläge auf Schichtflächen, z. B. um den Gipfel der Bsclaber Kreuz-Spitze.

Im Nordflügel der Mulde schaltet sich — z. B. in der Nordwand der Elmer Kreuz-Spitze — ungefähr 200 m über der Basis der Älteren Allgäu-Schichten ein 7—10 m mächtiges, schlecht gebanktes Kalkband mit unregelmäßigen, fleischroten Partien ein, die graue Kalkgerölle bis zu 4 cm Durchmesser enthalten. In einem derartigen Konglomerat-Nest fand sich ein abgerolltes Bruchstück eines Arieten, vielleicht

Coroniceras sp.

aus aufgearbeitetem Unterlias. Der gleiche Rotherizont ist auch auf der Südwest-Seite der Elmer Roten Wand an der Straße Elmen—Bsclabs aufgeschlossen.

Dünnschliff: Rosafarbener, pelitischer Suturenkalk mit feinen roten Tönhäutchen. Enthält Echinodermen-Fragmente, Schalentrümmern von Mollusken, Foraminiferen und gut erhaltene Radiolarien. Die Mikrofazies, besonders der gute Erhaltungszustand der Fauna, ähnelt dem Roten Unterliaskalk.

Etwa in der Mitte der an der Elmer Kreuz-Spitze über 1000 m mächtigen Älteren Allgäu-Schichten liegen über einer endostratischen Geröll-Lage (Geröll-Durchmesser unter 2 cm) dickbankige, z. T. flaserig aufspaltende Kalke, die den Gipfel des Berges aufbauen und auf seiner Westflanke in drei einander benachbarten Felsrippen hervortreten. Sie dürften dem Stufenkalk entsprechen. An Fossilien haben sie

? *Arietoceras* und
Inoceramus sp.

geliefert.

Im Südgrat der Elmer Kreuz-Spitze fand sich in oberen Älteren Allgäu-Schichten dicht südlich HP 2430

Protogrammoceras sp.,

50 m südlich HP 2386

Protogrammoceras normanianum (d'ORBIGNY) und
Protogrammoceras sp.

In der Lermooser Mulde werden die Allgäu-Schichten von Kössener Schichten unterlagert; nur westlich Wengle steht an der Autostraße Reutte—Ehrwald etwas Rhätoliaskalk an. Im Mulden-Südflügel sind die obersten Kössener Mergel karminrot. Die Grenze gegen die Allgäu-Schichten hat AMPFERER dort über der obersten roten Lage gezogen. Die tiefsten Allgäu-Schichten — dünnbankige, braungraue Kalke oder schmutzig braungraue, rauh anwitternde Mergel mit Glimmerschuppen — zeigen noch keine Flecken und sind von Kössener Schichten faziell kaum zu unterscheiden. Sie führen neben Schalentrümmern von Bivalen und Seeigel-

Stacheln auch Crinoiden, so *Petracrinus* sp. Auch schlecht erhaltene Brachiopoden (Rhynchonelliden und Terebratuliden) und ein Ichthyodorylith wurden gefunden. Im Dünnschliff erkennt man dazu reichlich calcitisierte Radiolarien.

Insgesamt sind die Älteren Allgäu-Schichten der Lermooser Mulde bei großen Mächtigkeiten besonders einförmig und sehr fossilarm. Die Fleckenkalke werden hin und wieder durch dünne Mergelschiefer-Pakete unterbrochen. Kieselige Partien sind sehr selten (man findet solche z. B. am Südgrat der Bleispitze), spätige Bänke scheinen überhaupt zu fehlen.

Indessen sind auf der Nordseite der Bleispitze und um den Gipfel des Gartnerjochs rote Bänder in die Fleckenkalke eingeschaltet, die schon AMPFERER auskartiert hat (Blatt Lechtal und Zirl-Nassereith 1 : 75.000). An der Bleispitze treten in einer kleinen Mulde zwei rote Lagen auf, von denen die stratigraphisch tiefere 5 m, die höhere 2 m mächtig ist. Die tiefere Lage ist konglomeratisch und verblaßt im Nordflügel der Mulde stellenweise. Sie wurde durch

Reynesoceras sp.

in den oberen Mittellias eingestuft. Im Mulden-Nordflügel fanden sich etwa 50 m darunter

Acanthopleuroceras cf. *maugenesti* (d'ORBIGNY)

aus dem unteren Mittellias und schlecht erhaltene Limiden, höchstens 10 m über dem oberen Rotherizont

Arietoceras algovianum (OPPEL)

Arietoceras sp.

aus dem oberen Mittellias.

2 Dünnschliffe: Grünlichgraue bis fleischrote Suturenkalke mit tiefroten Tonhäutchen; mm-große Kalkgerölle. Die Mikrofauna wird von calcitisierten Radiolarien und feinem Schalendetritus von Mollusken oder Brachiopoden beherrscht. Daneben kommen Foraminiferen, Schwammnadeln und etwas Echinodermen-Bruch vor.

Man darf vermuten, daß die Rotherizonte der Lermooser Mulde dem der Elmer Kreuz-Spitze stratigraphisch entsprechen. AMPFERER (in AMPFERER & OHNESORGE 1924, S. 30) und mit ihm MILLER (1963) haben darin irrtümlich einen oberen Horizont der Allgäu-Schichten vermutet.

3. Nördliche Vorarlberger Kalkalpen

Hierunter werden die Berge beiderseits des Großen Walsertales und im Quellengebiet der Bregenzer Ache verstanden. Die Allgäu-Schichten dieses Gebietes schließen sich faziell eng an die der Allgäuer Hauptmulde weiter im E an.

Im Liegenden der Allgäu-Schichten wechselt die Fazies in den nördlichen Vorarlberger Kalkalpen wiederholt. Um das Große Walsertal gehen die Fleckenkalke der Allgäu-Schichten meist aus der Kössener Fazies hervor, die sich in geringer Mächtigkeit noch einmal über dem von AMPFERER kartierten „Oberhätalkalk“ einschiebt. Sonst ist meist Roter Unterliaskalk ausgebildet, an dessen Stelle in der Gräshorn-Mulde einige Meter Echinodermen-Spatkalk oder -Feinbreccie treten (BENZINGER 1929, KALLIES 1961). Am Feuerstein sind die tiefsten 25 m der Älteren Allgäu-Schichten hornstein-

reich (vgl. AMPFERER 1931, S. 187). Auch sonst kommen kieselige oder spätige Bänke zuweilen vor.

Im Nordflügel der Mulde des Schadona-Passes schalten sich dicht über der Mitte der etwa 100 m mächtigen Älteren Allgäu-Schichten um 20 m mergelreichere Gesteine ein, die einen 2·90 m mächtigen Horizont aus weinroten, faserigen Mergelkalken mit gelblichen Bändern enthalten.

Im Dünnschliff erkennt man gelbgraue Kalkgerölle (Durchmesser 0·6—3·5 mm) und nicht näher bestimmbare Organodetritus in pelitischer Grundmasse.

Am Osthang des Grünen Gräshorns weichen die Angaben von KALLIES 1961 z. T. weit von eigenen Beobachtungen (Profil 21) ab, so daß sie nur unsicher parallelisiert werden können. Die tiefen Fleckenkalke bei KALLIES entsprechen den Älteren Allgäu-Schichten.

Am Kalkalpen-Nordrand werden die Älteren Allgäu-Schichten um das Steintobel bei Sonntag im Großen Walsertal und vor allem an der Blasenka sandig, was bereits BLUMENTHAL 1936 (S. 453) und D. RICHTER 1956 festgestellt haben.

Ein Dünnschliff (Phototafel 1, Fig. 3) eines dickbankigen, bräunlich anwitternden kalkigen Sandsteins vom Nordosthang der Blasenka zeigt Quarzkörner (100—250 μ) und kleine Gerölle aus pelitischem Kalk (bis 1·5 mm).

Westlich dieser Gegend, z. B. in der Schuppe des Hangenden Steins (Nordrahmen des Halbfensters von Nüziders), und ebenso weiter im E, vom Gräshorn an, wurden nirgends Quarzsand führende Gesteine in Älteren Allgäu-Schichten beobachtet.

Stratigraphisch beginnen die Älteren Allgäu-Schichten im Gebiet der Bregenzer Ache im obersten Unterlias oder im tiefsten Mittellias über Rotem Unterliaskalk. So fand SCHIDLowski 1961 im Bereich der Ölberg-Mulde am Heiterberg bei Schröcken einerseits in den tiefsten Allgäu-Schichten einen Echioceraten, wohl

Gagaticeras sp.

Dem stehen andererseits aus dem Roten Unterliaskalk zwei vom gleichen Autor genannte Belemniten des unteren Pliensbachian gegenüber:

Holcoteuthis paxillosa paxillosa (LAMARCK)

Holcoteuthis paxillosa apicicurvata (BLAINVILLE).

die von Dr. H. SCHUMANN, Hamburg, bestimmt worden sind. Ihr Fundort ist leider nicht erwähnt.

Auch westlich des Körber Sees lieferten die Älteren Allgäu-Schichten 15 m über dem Roten Unterliaskalk einen Echioceraten, etwas höher

Inoceramus ventricosus (SOWERBY)

in mehreren Exemplaren. Bei der Treu-Alp westlich Schröcken zeigte ein Fallstück von

Paradasyceras cf. *planispira* (REYNÈS)

die *margaritatus*-Zone des oberen Mittellias an.

Umfangreiche Unter- und Mittelliasfaunen aus den Allgäu-Schichten bei Schröcken, die von Dr. S. FUSSENEGGER (Dornbirn) aufgesammelt worden sind, können mangels näherer Fundortangaben hier nicht ausgewertet werden.

In der Umgebung von Lech hat STENGEL-RUTKOWSKI 1960 die Allgäu-Schichten neu bearbeitet; wir folgen im wesentlichen seinen Ausführungen (die Ammonitenfunde wurden z. T. von K. HOFFMANN, Hannover, bestimmt). Hier setzen über Rotem Unterliaskalk mit

Psiloceras plicatum (QUENSTEDT)

Oxyntoceras sp.

Defossiceras cf. *defossum* (SIMPSON)

im Sinemurian die unteren Älteren Allgäu-Schichten ein, aus deren tiefstem Teil STENGEL von der Schwabwanne am Wösterhorn bei 1940 m über N. N. eine Echioceraten-Fauna aufgeführt hat. Bei einer Überprüfung stellte sich jedoch heraus, daß es sich bei dieser Fauna nicht um Echioceraten, sondern um Arietitiden handelt, und zwar um

Coroniceras (*Metophioceras*) cf. *aequivocum* (SCHRÖDER)

Coroniceras (*Metophioceras*) sp.

Arietitidae gen. et sp. indet.

Diese Fauna stammt aus 10 m festen, grauen, hell gelblich anwitternden Kalken mit Quarzgrand. Darüber folgen 8 m mergelige, gelb anwitternde, schmutzfarbene Plattenkalke, reich an Fukoiden und Inoceramentrümmern, mit

Uptonia jamesoni (SOWERBY)

Inoceramus ventricosus (SOWERBY)

Hastites sf. *junceus* (PHILLIPS)

Lima sp.

aus dem tiefsten Mittellias (*jamesoni*-Zone). Zum Hangenden werden die Mergelbänke fester, Kieselkalk- und Schiefer-Lagen schalten sich ein. Von verschiedenen Fundpunkten liegen aus diesem Niveau vor:

Acanthopleuroceras sp.

Liparoceras cf. *striatum* (REINECKE)

Androgynoceras cf. *capricornu* (SCHLOTHEIM)

Androgynoceras cf. *henleyi* (SOWERBY)

Prodactylioceras davoei (SOWERBY)

Mit diesen Formen sind die *ibex*- und die *davoei*-Zone des Pliensbachian belegt.

Etwa 30 m über dem Roten Unterliaskalk hat STENGEL die Grenze zwischen unterem und oberem Mittellias nach

Tropidoceras sp. und

Platypuroceras sp. einerseits,

Fuciniceras ex gr. *bonarellii* (FUCINI) andererseits

gezogen. Das *Fuciniceras* ist jedoch zu schlecht erhalten, um auch nur eine sichere Gattungsbestimmung zu erlauben, und kann daher nicht zur Datierung dienen.

Der höhere Teil der unteren Älteren Allgäu-Schichten besteht aus dunklen Fleckenkalken und kieseligen Bänken, mit einer Fauna der *margaritatus*-Zone des oberen Mittellias:

Amaltheus margaritatus (MONTFORT)

Paltopleuroceras cf. *nitescens* (YOUNG & BIRD)

Arietoceras algovianum (OPPEL)

Protogrammoceras normanianum (d'ORBIGNY) var. *costicillata* FUCINI

Protogrammoceras cf. celebratum (FUCINI)
Protogrammoceras curionii (MENEHINI)
Protogrammoceras cf. racecki (HAAS)
Protogrammoceras percostatum (FUCINI)
Fucinieras hoffmanni (GEMMELARO)
Fucinieras cf. volubile (FUCINI)
Fucinieras cf. bonarellii (FUCINI)
Inoceramus sp.
Modiola sp.
 Belemniten.

Diese Schichten bilden im Gelände eine Steilstufe. Die Gesamtmächtigkeit der Unteren Älteren Allgäu-Schichten beträgt 80—100 m.

Stufenkalk ist sowohl südlich Warth als auch in der Schwabwanne ausgebildet. Er besteht aus mittel- bis dickbankigen, leicht kieseligem Kalken, die z. T. nur unvollkommen gebankt sind, und ist 15—20 m mächtig. An der Basis finden sich jeweils resedimentäre Konglomerat-Lagen (Gerölle bis zu 8 cm Durchmesser, schlecht gerundet).

Die oberen Älteren Allgäu-Schichten — in der Schwabwanne um 80 m — sind im tieferen Teil mergelig-kalkig, im höheren reich an Kieselgesteinen, in die auch spätige Lagen eingeschaltet sein können. In der mergeligen Partie fanden sich zirka 30 m über dem Stufenkalk

Pleuroceras cf. spinatum (BRUGUÈRE)
Pleuroceras sp.
Fucinieras sp.
Lima sp.,

die auch die oberste Zone des Mittellias belegen.

STENGEL-RUTKOWSKI hat mit Recht darauf hingewiesen, daß diese Abfolge der Älteren Allgäu-Schichten bei Lech bis in die Einzelheiten mit der in der Allgäuer Hauptmulde (JACOBSHAGEN 1958) übereinstimme.

Die Mächtigkeiten der Älteren Allgäu-Schichten nehmen in den nördlichen Vorarlberger Kalkalpen vom Nordrand nach S zu (Blasenka: mehr als 40 bis 50 m, Gräshorn: 60—70 m, nordwestlich der Hochkünzel-Spitze 20—30 m, Nordgrat der Höfer-Spitze bei Schröcken: 70 m einerseits; Feuerstein: 100—125 m, Umgebung von Lech: Gegen 200 m andererseits). Extrem hohe Werte bei Schröcken, die KOCH und STENGEL-RUTKOWSKI 1959, S. 181, glaubten annehmen zu müssen, können nicht bestätigt werden.

4. Allgäuer Alpen

a) Berge westlich der Trettach

Allgäu-Schichten kommen hier im oberen Teil des Kleinen Walsertals und in der Allgäuer Hauptmulde vor.

In der Umgebung von Mittelberg lassen sich die Allgäu-Schichten entgegen SCHÜLER 1958 in der gleichen Weise wie südöstlich Oberstdorf gliedern. Die örtlichen Abweichungen sind unbedeutend; auffallend ist allerdings, daß solche zwischen den Profilen des Bärenkopfes und des Elferkopfes bestehen, obwohl beide nahe beieinander und in der gleichen tektonischen Einheit liegen.

Wie in der Gräshorn-Mulde weiter westlich liegen die Allgäu-Schichten auch am Bärenkopf (Profil 23) über 5—8 m Echinodermen-Spatkalken, die schon BENZINGER 1929 erwähnt hat. Diese Spatkalke enthalten im höheren Teil Bänke mit Belemniten-Trümmern und schlecht erhaltenen Arieten, z. B.

Coroniceras ex aff. *multicostatum* (SOWERBY)

Coroniceras sp.

? *Coroniceras*

? *Arietites*.

Die Älteren Allgäu-Schichten darüber bestehen aus etwa 110 m mittel-, selten dickbankigen Fleckenkalken und Kalken, in die sich in den oberen Partien des öfteren Hornsteinlagen einschalten.

Am Elferkopf beginnen die Allgäu-Schichten über Rotem Unterliaskalk. Etwa 20 m über ihrer Basis fällt ein 6 m mächtiger Konglomerat-Horizont auf, dessen Gerölle bis 20 cm messen und aus mittelgrauen Triaskalken, z. T. Lumachellen, bestehen; es dürfte sich um aufgearbeitetes Rhät handeln. Die Matrix dieses Konglomerates ist grünlich, grau oder schwarz und recht mergelig. Höher folgen graue Mergel bis Mergelkalke mit einer seitlich auskeilenden roten Lage, die auch SCHÜLER erwähnt hat. Die Masse der Älteren Allgäu-Schichten besteht aus den üblichen Gesteinen. 10—15 m unter ihrer Obergrenze schaltet sich ein zirka 1 m mächtiges Konglomerat mit Geröllen von Fleckenkalken (nach SCHÜLER auch aus Hauptdolomit und rhätischen Kalken) ein, das SCHÜLER irrümlich ins Hangende der Manganschiefer an die Grenze Lias/Dogger gestellt hat.

Bei der Taufersberg-Alpe im Rappenalpental beschrieb HENKEL 1960 ein ähnliches Konglomerat in Älteren Allgäu-Schichten, das auch schon PONTOPPIDAN 1911 gekannt zu haben scheint. Es entwickelt sich horizontal und vertikal aus Fleckenkalken und enthält mm- bis cm-, selten faustgroße Gerölle aus Allgäu-Schichten, Rhätgesteinen und Hauptdolomit, rund oder eckig, dicht in einer mergeligen Matrix gepackt. Seine Mächtigkeit übersteigt 20 m. Es konnte nicht geklärt werden, ob dieses Konglomerat einem der beiden am Elferkopf stratigraphisch entspricht.

Im Gebiet von Hochkrumbach—Lechleiten und im Rappenalpental wurde kein Stufenkalk gefunden, so daß die Älteren Allgäu-Schichten — wie üblich Kalke und Mergelkalke mit oder ohne Flecken, daneben Kieselkalke, Hornsteine und selten spätige Bänke — nicht unterteilt werden können. Ihre Mächtigkeit schwilt von 400 m bei Lechleiten (HENKEL 1960, S. 18) auf etwa 1000 m am Linkerskopf an.

Im Himmelschrofen-Kamm fallen in den tiefsten Allgäu-Schichten sehr dunkle, den Kössener Schichten ähnliche Mergel auf, so am Segunt bei Einödsbach und am Schmalhorn (hier von D. BANNERT beobachtet). Diese Partie dürfte noch dem unteren Pliensbachian angehören, das nach SCHULZE 1905 (S. 10) in diesem Gebiet nur sehr schwach ist; SCHULZE hat nämlich am Einödsberg 8 m über der offenbar nicht gestörten Untergrenze der Allgäu-Schichten

Amaltheus margaritatus (MONTFORT)

gefunden.

Vom Linkerskopf über den Wildengund-Kopf nach NE kann wiederum — wenn auch nicht durchgehend — Stufenkalk ausgeschieden werden, der

wie immer im Liegenden von resedimentären Konglomeraten begleitet wird (zu beobachten am Fußweg östlich des Mußkopfs bei der Rappensee-Hütte oder am Schneeloch südlich Einödsbach).

Gegen die Hangendgrenze der Älteren Allgäu-Schichten werden die Mergel-Zwischenlagen häufiger und kündigen die Fazies der Mittleren Allgäu-Schichten an.

b) Berge zwischen Trettach und Osterach, Hornbachtal

Hier wurden die Allgäu-Schichten der Allgäuer Hauptmulde und des Hornbachtals schon von JACOBESHAGEN 1958 abgehandelt. Gewöhnlich beginnen sie in der üblichen Ausbildung über Rotem Unterliaskalk, der am Witzensprung im Sperrbachtal

Nannobelus ex aff. *alveolatus* (WERNER)

geliefert hat. Da die unteren Älteren Allgäu-Schichten im obersten Hornbachtal noch Echioceraten enthalten, dürfte die Grenze zwischen Roten Unterliaskalk und Allgäu-Schichten im Südteil der Allgäuer Hauptmulde, wie so oft, im obersten Sinemurian liegen. Nördlich vom Plattenkobel dagegen lieferte der Rote Unterliaskalk noch clavate Belemniten, so daß die Untergrenze der Älteren Allgäu-Schichten hier erst in den Mittellias fallen dürfte.

In der Umgebung des Edmund Probst-Hauses am Nebelhorn ist der Rote Unterliaskalk nicht als geschlossener Horizont ausgebildet; vielmehr schalten sich in die tiefsten Allgäu-Schichten mehrere, um 1 m mächtige rote Flaserkalk-Bänder ein, z. B. westlich vom Zeiger:

oben: Fleckenkalke der Allgäu-Schichten
 1.5 m rote Flaserkalke
 4 m Fleckenkalke
 1.1 m rote Flaserkalke
 6—8 m Fleckenkalke

unten: Kössener Mergel.

BODEN (1930, S. 274) deutete die tiefsten Fleckenkalke über den Kössener Schichten irrtümlich als tektonischen Einschub. Nördlich von Zeiger, am Seeköpf und am Großen Seekopf kommen je 2 Rotherizonte vor, die von 8—10 m Fleckenkalke getrennt werden (vgl. ROTHFLETZ 1902).

„Wenig über den roten Liaskalken“ hat M. RICHTER 1923 a, S. 166, in den tiefsten Allgäu-Schichten des Großen Seekopfs eine Breccie mit Belemniten-trümmern gefunden.

Am Schattenberg im Oytal und von der Nebelhorn-Daumen-Gruppe nach N entwickeln sich die Älteren Allgäu-Schichten aus Kössener Schichten. Die Fleckenmergel-Fazies reicht hier tiefer in den Unterlias herab, wie ein großes

Coroniceras (*Coroniceras*) cf. *rotiforme* (SOWERBY)

im Schutt der Rinne bei „Adlerwand“ im unteren Oytal zeigt.

Im unteren Retterschwangtal an der Bsonderach fand D. RICHTER (1954 a und 1963, S. 87) zwischen Kössener und Allgäu-Schichten um 10 m Spatkalke mit

Arietites geometricus (SOWERBY),

die man den Arieten-Spatkalken des Kleinen Walsertals (S. 29) an die Seite stellen kann. Etwas weiter im Süden schieben sich solche Spatkalke zwischen Roten Unterliaskalk und Fleckenkalke ein.

Im nördlichen Teil und im Kern des als Allgäuer Hauptmulde bezeichneten Synklinoriums (Tektonik vgl. JACOBSHAGEN 1961), in den Bergen nördlich des Oytals sowie im unteren Hornbachtal kommt kein Stufenkalk vor. Es sei dahingestellt, ob ein resedimentäres Konglomerat (Gerölldurchmesser um 1 cm) auf der Südost-Seite des Hüttenkopfes beim Edmund Probst-Haus den Konglomeraten unter dem Stufenkalk gleichzusetzen ist. Im übrigen werden die Fleckenkalke dieses Gebietes nur von Kieselkalken oder mergeligen Partien (z. B. am Schattenberg) unterbrochen. FRANKS Angaben (1934) über Sandsteine „zwischen Spielmannsau und Kemptner Hütte (z. B. kurz nach ‚am hinteren Ort‘) ...“ hielten einer sorgfältigen Überprüfung im Gelände nicht stand.

Hier sei noch erwähnt, daß sich die von KOCKEL 1953 irrtümlich als „obere Abteilung des Fleckenmergels“ angesprochenen Fleckenkalke im Hornbachtal überall als Ältere Allgäu-Schichten erwiesen haben (JACOBSHAGEN 1958).

Aus den ungeteilten Älteren Allgäu-Schichten der südöstlichen Allgäuer Alpen stammen

- Uptonia jamesoni* (SOWERBY)
- Fuciniceras meneghinianum* HAAS
- Arietoceras reynesi* FUCINI
- Arietoceras geyeri* DEL CAMPANA
- Arietoceras* cf. *fucinii* DEL CAMPANA

(Fundorte bei JACOBSHAGEN 1958). Wie SCHULZE 1905 (S. 10) gezeigt hat, entfallen bei der Giebel-Alpe am Kegeikopf höchstens 10 m auf den unteren Mittellias. Das wäre nur etwa ein Zehntel der Mächtigkeit, die die Älteren Allgäu-Schichten an dieser Stelle aufweisen.

Im Hintersteiner Fenster, das D. RICHTER 1961 der Jochschrofen-Schuppe zuweist, fanden sich die Älteren Allgäu-Schichten der Finsteren Rinne (eine Rinne weiter nördlich, als in den amtlichen Karten so bezeichnet)

- Protogrammoceras* sp.
- Protogrammoceras* oder *Fuciniceras*
- Lipamoceratidae* gen. et sp. indet.

Der zweitgenannte Ammonit (bestimmt von Herrn Dr. K. HOFFMANN, Hannover) datiert die obersten 10—20 m der Älteren Allgäu-Schichten. Am Gernkopf im Retterschwangtal haben nach D. RICHTER (1954 a und 1963, S. 87) harte Fleckenkalke im Hangenden von Kössener Schichten unter anderem

- Amaltheus margaritatus* (MONTFORT)
- Pleuroceras spinatum* (BRUGUIERE)
- Arietoceras algovianum* (OPPEL)
- Protogrammoceras kurrianum* (OPPEL)
- Inoceramus ventricosus* (SOWERBY)

aus dem Mittellias geliefert.

Im südlichen Teil der Allgäuer Hauptmulde, von der Linie Sperrbach-Mündung—Älpele-Sattel—Himmeleck an, und im oberen Hornbachtal bis Hinterhornbach abwärts werden untere und obere Ältere Allgäu-Schichten durch Stufenkalk voneinander getrennt.

In den unteren Älteren Allgäu-Schichten pflegen bei etwa zwei Dritteln der Mächtigkeit bis über 1 m dicke Kieselkalkbänke aufzutreten, die bei

mäßigen Aufschlüssen mit dem Stufenkalk verwechselt werden können, z. B. um das Karlestal bei Hinterhornbach. Darüber folgt eine mergelreiche Partie, deren Schutt bisweilen Mittlere Allgäu-Schichten vortäuscht; in unbewachsenem Gelände erkennt man jedoch, daß es sich nur um eine Wechsellagerung von Fleckenkalken und Mergelschiefern handelt. Auch HAMANN 1956 hat diese Schichten besonders erwähnt.

Die Fauna der unteren Älteren Allgäu-Schichten besteht hier aus

? *Echioceras*

Prodactylioceras davoei (SOWERBY)

Inoceramus ventricosus (SOWERBY)

Amaltheus margaritatus (MONTFORT)

Die Fundorte entnehme man JACOBSHAGEN 1958.

Dicht unter dem Stufenkalk findet man konglomeratische Bänke, deren Gerölle — bis 5 cm im Durchmesser — ausschließlich aus Kalken der Allgäu-Schichten bestehen und meist vereinzelt in der kalkigen Matrix liegen. Der Stufenkalk selbst besteht unter anderem aus 20 m undeutlich dickbankigen oder bankungslosen, etwas kieseligen grauen Kalken mit bräunlichem Anflug.

Dünnschliff: Grobpelitischer Kalk; darin häufig Kieselschwammnadeln, seltener Radiolarien, beide karbonatisiert.

Der Stufenkalk neigt zur Verkarstung und fällt im Gelände zuweilen durch gelbliche Anwitterung, vor allem aber morphologisch in kleinen Rippen oder durchlaufenden Steilstufen auf, die den großen Faltenbau sehr augenfällig nachzeichnen. Gegen E verliert er an Mächtigkeit (nördlich des Vorderen Wilden nur noch 5 m) und geht schließlich seitlich in gebankte Fleckenkalke über.

In den oberen Älteren Allgäu-Schichten sind dichte Kalke ohne Flecken häufig, die im frischen Bruch graue, ins Bräunliche gehende Farben zeigen und hellgelbgrau, zuweilen mit blaß grünlichem Anflug anwittern. Karrenbildung ist in ihnen verbreitet. Auch dickere Pakete von Hornsteinkalken kommen hier vor.

Im höheren Teil der oberen Älteren Allgäu-Schichten fällt vor der Überschiebung des Allgäuer Hauptkamms (Kratzer, Fürschießer, March) ein konglomeratischer Horizont auf, dessen Gerölle 6 cm Durchmesser haben können und aus Hauptdolomit, grauen Obertriaskalken, Rotem Unterliaskalk und Fleckenkalken bestehen. Dieses Konglomerat erwähnte schon M. RICHTER 1923 a, S. 166, stellte es aber irrtümlich in den unteren Dogger (seine Lage über den Manganschiefern ist am Fürschießer und am Kratzer tektonisch bedingt). Die Fazies der Mittleren Allgäu-Schichten wird in den obersten Dekametern der Älteren Allgäu-Schichten meist durch zunehmende Mergelschieferlagen angekündigt.

Aus den oberen Älteren Allgäu-Schichten wurden aufgesammelt (Fundorte bei JACOBSHAGEN 1958):

Amaltheus margaritatus (MONTFORT)

Pleuroceras spinatum (BRUGUIÈRE)

Arietoceras algovianum (OPPEL)

Arietoceras bertrandi KILLIAN

Arieticeras aff. *lottii* GEMMELARO
Canavaria sp.

Besonders genannt sei eine neu entdeckte Fauna vom Bettlergrat am Kreuz-
eck bei 2160 m über N.N. mit

Pleuroceras sp.
Pleuroceras oder *Canavaria*
Canavaria haugi GEMMELARO
Canavaria gregalis FUCINI
Canavaria peloritana FUCINI
Canavaria sp.
Arieticeras cf. *delcampanai* (FUCINI)
? *Fuciniceras*
Inoceramus sp.

In dieser Fauna wiegen die vor allem aus dem sizilianischen Mittelias bekannten Canavarien weit vor (insgesamt 20 Exemplare). Da dieses Material nicht entfernt zu einer paläontologischen Revision der Arten von *Canavaria* ausreicht, wurde die Arten-Aufteilung von FUCINI 1920—1935 übernommen, soweit diese nicht nach seinen eigenen Beschreibungen und Tafeln nachweislich ins Subjektive geht. Die angeführte *C. gregalis* unterscheidet sich z. B. von *C. haugi* nicht durch die Zahl der Rippen, sondern nur durch eine leichte Biegung der Rippen im umbilikalen Teil; es dürfte sich höchstens um eine Unterart von *C. haugi* handeln. *C. rosenbergi* FUCINI kann keinesfalls von *C. haugi* GEMMELARO abgetrennt werden, da die Nabelweiten beider Formen nach den Originalphotos bei FUCINI nicht voneinander abweichen, wie FUCINI ohne Maßangaben gemeint hatte. *C. peloritana* hat eine etwas geringere Rippenzahl pro Windung (24—27) als *C. haugi* (um 30).

Ein Vergleich der Faunen aus den unteren und den oberen Älteren Allgäu-Schichten ergibt, daß *Amaltheus margaritatus* (MONTFORT) in beiden enthalten ist. Somit gehört der Stufenkalk noch in die *margaritatus*-Zone des Mittelias.

Die Mächtigkeiten sind im S am größten. Am Rauheck—Kreuzeck-Kamm schwellen die oberen Älteren Allgäu-Schichten auf 400 m die unteren auf 600 m an; von den letzteren entfallen höchstens 100 m auf den unteren Mittelias. Dem stehen im N auffallend geringe Werte gegenüber (Höfats-Nordwestgrat westlich vom Kluppenkopf: 45 m, Schattenberg: mindestens 50 m, Zeiger: 50—70 m, Plattenkobel: 40 m). Im Grat vom Rauheck zur Höfats kann man diese rasche und gleichwohl kontinuierliche Mächtigkeitsabnahme schrittweise verfolgen. Auch gegen NE und E nehmen die Mächtigkeiten sehr rasch ab (am Kanzberg über der Drähütten-Alpe messen die gesamten Älteren Allgäu-Schichten nur noch 400 m).

c) Berge zwischen Osterach und Tannheimer Tal

Wir folgen zunächst der Allgäuer Hauptmulde nach NE. Für den Bereich des Stierbach-Tales und der Luitpold-Zone werden neben eigenen Beobachtungen auch solche von HAMANN 1956 genannt.

Die Fleckenkalk-Fazies der Älteren Allgäu-Schichten entwickelt sich hier aus Rotem Unterliaskalk über bräunliche Kalke, gut zu beobachten am Südgrat des Kugelhorns. Im Nordhang des Glasfelder Kopfes hat HAMANN 1956 im tiefsten Teil der Älteren Allgäu-Schichten „rote Fahnen mergeliger Kalke und auch konglomeratische Ausbildung . . .“ festgestellt. Stufenkalk ist nirgends ausgebildet.

Am Bäründele sollten nach D. RICHTER 1958 Lias und Dogger in einer Hierlatzkalk-ähnlichen Fazies als rote Schwellen-Sedimente ausgebildet und höchstens 25 m mächtig sein. Wie schon früher ausgeführt (JACOBSHAGEN 1958), gibt es weder Anlaß noch Anhaltspunkte für diese Auffassung. Die fraglichen Gesteine entsprechen faziell bis in alle Einzelheiten dem Roten Unterliaskalk der Umgebung und werden auch von Allgäu-Schichten überlagert. Die Mächtigkeitsverteilung der Allgäu-Schichten in der näheren Umgebung spricht ebenfalls gegen D. RICHTERS Ansicht.

Die Mächtigkeiten nehmen nach NE zunächst ab (Laufbichel-Alpe am Giebel: 95 m, Jubiläumsweg östlich Lärchwand: 50 m, Südgrat des Kugelhorns: 20—25 m) und steigen dann gegen das Tannheimer Tal wieder an (Blässe, östlich vom Vilsalp-See: 115 m). Am Kugelhorn fällt besonders auf, daß der untere Mittellias nach Funden von

Androgynoceras sp.

? *Androgynoceras*

noch in die obere Hälfte des Profils 26 reicht, während er sonst stets nur einen Bruchteil der Gesamtmächtigkeit ausmacht.

Auch in der Jochschrofen-Schuppe sind die Älteren Allgäu-Schichten zwischen Oberjoch- und Pfronten-Steinach nur geringmächtig. Am Nordhang des Iselers schließt der Ellesbach ein Profil durch eine Mulde aus Allgäu-Schichten auf, in deren Nordflügel die ältere Abteilung aus etwa 30 m mittelbankigen Fleckenkalken besteht, während ihre Mächtigkeit im Südflügel auf 40 m anschwillt (hier schieben sich in den höheren Partien Mergel-Zwischenlagen ein). Im Bäckbach (bei KUCKELKORN 1960 „oberer Egg-Bach“) bestehen die Älteren Allgäu-Schichten ebenso wie der Oberlias aus einer Wechsellagerung von dünnbankigen Fleckenkalken und schmutzig grüngrauen Mergelschiefern in 1—2 dm dicken Lagen. Nach Fossilfunden von KUCKELKORN 1960 gehören nur die tiefsten 30 m dieser Gesteine in den Mittellias. Da aber bereits dicht über der Grenze zwischen Kössener und Allgäu-Schichten

Fucinieras lavinianum (MENEHINI)

genannt wird, dürfte das Profil kaum ungestört sein.

Noch weiter nördlich, im Falkenstein-Zug, kommen zwischen Hindelang und Pfronten keine Allgäu-Schichten vor. Der untere Jura transgrediert hier über verkarstetem Hauptdolomit und ist durch Hierlatzkalk, roten Lias-Knollenkalk oder Lias-Kieselkalk in geringen Mächtigkeiten vertreten (CUSTODIS & SCHMIDT-THOMÉ 1939). Davon ist nur der Hierlatzkalk am Steinköpf bei Hindelang durch eine Unterlias-Fauna biochronologisch verankert (BOESE 1892); angesichts der von CUSTODIS & SCHMIDT-THOMÉ genannten Mächtigkeiten zwischen 20 und 80 m wäre allerdings in Erwägung zu ziehen, ob nicht stellenweise auch höherer Lias darin enthalten ist. Eine Überprüfung scheint umso notwendiger, als REUM 1960 einige kleine Vorkommen von vermeintlichem Hierlatzkalk südöstlich von Jungholz durch Tintinninen-Funde sogar ins Tithon eingestuft hat, war aber im Rahmen der vorliegenden Untersuchung nicht möglich.

d) Vilser Alpen

Seit BEYRICH und OPPEL sind die Allgäu-Schichten der Vilser Alpen wegen ihrer reichhaltigen liassischen Cephalopodenfunde bekannt. ZITTEL 1868, ROTHPLETZ 1886/87 und REISER 1920 haben die Aufsammlungen

fortgesetzt. REISER fand dabei die ersten Ansätze zur Gliederung. Diese zu gewinnen, ist in den Vilser Alpen wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse und intensiver Spezialtektonik besonders schwierig, obwohl Fossilien viel häufiger vorkommen als in anderen Teilen des Arbeitsgebietes. Erst W. BESLER (1956, 1959) hat durch umfangreiche Fossilaufsammlungen aus dem Anstehenden und ihre Bearbeitung den Grund zu einer durchgreifenden stratigraphischen Gliederung gelegt; einige paläontologische Unstimmigkeiten seiner Arbeit fallen demgegenüber nicht ins Gewicht. Ein von WISSNER 1958 in Unkenntnis der BESLERSchen Arbeit beschriebenes Profil von Kienzerlebach bei Tannheim brachte keine darüber hinausgehenden Ergebnisse. Eine sichere lithologische Unterteilung der Allgäu-Schichten in seinem Gebiet blieb BESLER aus den genannten Schwierigkeiten zwar versagt. Sie läßt sich aber nunmehr dank seiner Fossilfunde mit Sicherheit aus den benachbarten Kalkalpen-Bereichen übertragen.

Der ganz überwiegende Teil der BESLERSchen Faunen stammt aus dem unteren und dem mittleren Lias. Neubegehungen eines Teils seiner Profile gemeinsam mit Herrn Dr. W. ZACHER (München) zeigten denn auch, daß im Tannheimer Tal vornehmlich die recht mächtigen und verwitterungsbeständigen Gesteine der Älteren Allgäu-Schichten aufgeschlossen sind. Ihre Abfolge wird nachstehend beschrieben. Die Zusammensetzung der Faunen entnehme man BESLER 1959; es würde hier zu weit führen, sie einzeln aufzuführen.

Der Unterlias beginnt mit einer Wechsellagerung von dunkelblaugrauen, mittelbankigen Kalken mit oder ohne Flecken und 1—10 dm mächtigen Mergelpaketen, die BESLER als „Manganmergel“ bezeichnet hat, wenn sie etwas dunkler werden (mit der oberliassischen Manganschiefer-Fazies haben sie keine Ähnlichkeit). Im tiefsten Teil fand KUCKELKORN 1960

Schlotheimia cf. *angulata* (SCHLOTHEIM).

Höher treten Arieten, bankweise gehäuft, auf („Arietenbänke“ nach BESLER; vgl. auch REISER 1920). Im oberen Sinemurian schließen sich die Kalke stellenweise fester zusammen.

Der untere Mittellias besteht aus mittelbankigen, blaugrauen Kalken mit großen Flecken. Mergelkalke und dünne Zwischenlagen von Mergelschiefern sind nicht selten.

Im unteren Pliensbachian unterschied BESLER auf der Nordseite des Tannheimer Tals einen *jamesoni-fimbriatum*- und einen *capricornu*-Horizont, denen im Kienzerle-Bach und auf der Südseite des Tales ein *Acanthopleuroceras*-Horizont entsprechen soll. Der Neufund eines *Acanthopleuroceras* sp. im Steinabach zeigt indessen, daß auf diese kurze Entfernung faunistisch verschiedene Bezirke nicht gegen einander abgegrenzt werden können. Tektonische Hypothesen, die BESLER auf diese Faunenunterschiede aufbaut, kann man daher nicht für ausreichend begründet halten.

In den unteren Mittellias gehören ferner lithologisch gleichartige Schichten, die BESLER als „*cornucopiae*-Zone“ ausgeschieden und in den unteren Oberlias gestellt hat. Eine Durchsicht der BESLER'schen Leitformen ergab nämlich, daß es sich nicht um *Lythoceras cornucopiae* (YOUNG & BIRD) handelt, sondern um

Lythoceras fimbriatum (SOWERBY) bzw.
Lythoceras sp.

Zu dieser Neubestimmung paßt nun auch die von BESLER selbst genannte Begleitfauna aus folgenden Ammoniten, die ebenfalls nur in den unteren Mittellias gestellt werden kann:

- Liparoceras striatum* (REINECKE)
- Microderoceras* cf. *héberti* (OPPEL)
- Tropidoceras* aff. *calliplocum* (GEMMELARO)
- Juraphyllites* cf. *nardii* (MENEHINI)
- Juraphyllites libertus* (GEMMELARO)
- Phylloceras* aff. *geyeri* BONARELLI
- Phylloceras* sp.

Liparoceras striatum liegt neben einem Coeloceraten im gleichen Stück, den BESLER als „*Coeloceras crassum* PHILL.“ bestimmt hatte (S. 414). Nabelweite und Berippungstyp dieses Ammoniten stimmen auch mit *Catacoeloceras crassum* (YOUNG & BIRD) überein. Seinem Querschnitt nach muß er jedoch als *Coeloderoceras ponticum* (PIA) aus der jamesoni-Zone des unteren Pliensbachian bestimmt werden.

- Rhopalobelus ventroplanus* (VOLTZ)
- Inoceramus* cf. „*falgeri* MER.“
- Inoceramus* cf. *nobilis* MÜNSTER
- Inoceramus substriatus* GOLDFUSS

runden vollends das Bild einer Fauna aus dem tiefen Mittellias ab.

Ins obere Pliensbachian gehören dunkle Fleckenkalke mit *Amaltheus margaritatus* (MONTFORT) und Arieticeraten.

Bei der Neubegehung fand sich darin am unteren Gröbenbach bei Nesselwängle

Arietoceras cf. *fucini* (DEL CAMPANA)

Arietoceras cf. *retrorsicosta* (OPPEL)

in Blöcken aus einer frisch gesprengten Forststraße.

Besonders im Kienzerle-Bach hat BESLER wiederholt *Acanthopleuroceras*-Arten zusammen mit *Arietoceras* und *Amaltheus* genannt. Da das BESLERSCHE Material zur Zeit noch nicht voll zugänglich ist, sei hier nur bemerkt, daß jedenfalls einige seiner *Acanthopleuroceraten* der in den Nordalpen kaum beachteten Gattung

Canavaria GEMMELARO 1886,

aus dem oberen Mittellias angehören. Es würde sich lohnen, die paläontologischen und chronologischen Beziehungen zwischen *Acanthopleuroceras*, *Canavaria* und *Arietoceras* im mediterranen Jura zu untersuchen.

Im Kienzerle-Bach enthalten diese Schichten eine grobsandig-feinkonglomeratische Lage. Die Gerölle — nach WISSNER 1958 5—15 mm groß — enthalten Hauptdolomit, Rhät und Jura-Gesteine, wie man aus BESLERS Beschreibung schließen muß. Ihrer stratigraphischen Lage nach sind sie noch älter als die Konglomerate unter dem Stufenkalk.

Über den dunklen Fleckenkalken folgen im Steinabach und im Wieslerbach plattige, mittelbankige Fleckenkalke und blaugraue Kieselkalke, die oft feingebändert sind und gelbbraun anwittern.

Amaltheus margaritatus (MONTFORT)

Phylloceras ex aff. *capitanei* (CATULLO)

Belemnites sp.

Im Wieslerbach — zwischen 1360 m und 1450 m über N.N. — werden diese Kieselkalke über 100 m mächtig. Es ist anzunehmen, daß auch die *spinatum*-Zone in ihnen enthalten ist, die aber im Tannheimer Tal bislang nicht fossilbelegt ist. Höher fehlt es an Aufschlüssen. Eine auffällige Hangverflachung ist man geneigt, den Mittleren Allgäu-Schichten zuzuschreiben.

Nördlich vom Einstein läßt sich nach BESLERS Beschreibung die gleiche Abfolge der Älteren Allgäu-Schichten feststellen wie im Tannheimer Tal. Hier traten unter den mergeligen, fossilreichen Arieten-Schichten noch 40—60 m Spongienschiefer, noch tiefer örtlich 20 m dickbankige, hell blaugraue Kalke (über den rhätischen Schattwalder Schichten im Kotbach) auf.

REISER 1920 (S. 110) hat am Magnusacker nördlich vom Aggenstein als älteste Lias-Ammoniten

Schlotheimia angulata (SCHLOTHEIM) und
Schlotheimia cf. marmorea (OPPEL)

angegeben. Wenn diese Stücke auch nicht horizontiert aufgesammelt worden sind, so dürften sie doch aus den Spongienschiefern stammen, die faziell und altersmäßig mit dem Lias-Kieselkalk der Ammergauer Berge (S. 39) verglichen werden können.

Derzeit sind am Magnusacker keine Spongienschiefer aufgeschlossen. Über roten Schattwalder Mergeln (an der Bergstation des Skilifts) folgen zunächst 1—2 m mittelbankige Ostreen-Kalke, mit Mergellagen wechselnd, von Kössener Gepräge; dann um 5 m Echinodermen-Spatkalke mit radial berippte Muscheln (nicht bestimmbar). Die folgenden 5 m sind mit Ausnahme einiger Kalkbänke (z. T. mit Flecken) nicht aufgeschlossen. Hier dürften REISERS Spongienschiefer zu suchen sein. Als nächsthöheres Schichtglied sind an der Abzweigung des Weges zum Aggenstein von dem zur Ostler-Hütte die altbekannten Arieten-Bänke aufgeschlossen, in denen neben unbestimmbaren Arietitiden und kleinen Brachiopoden

Arietites (Agassicerus) sp. juv.

aus dem höheren Teil der bucklandi-Zone des Sinemurian gefunden wurde. Die Arieten-Bänke unterscheiden sich petrographisch nicht von den hangenden Fleckenkalken der Älteren Allgäu-Schichten.

Die *margaritatus*-Zone zeichnet sich auch nördlich vom Einstein sowohl durch Konglomerat-Lagen mit Obertrias-Geröllen als auch durch Hornsteinbänke aus.

Die Mächtigkeiten der Älteren Allgäu-Schichten sind im Tannheimer Tal und um den Einstein nur unsicher zu schätzen. Nach BESLERS Angaben kommt man auf Werte zwischen 200 und 300 m, die jedenfalls in der Größenordnung zutreffen dürften. Davon entfallen allein 100 m auf den Unterlias, 50—100 m auf den unteren Mittellias. Das sind erstaunlich hohe Werte, wenn man sie mit denen gleichaltriger Sedimente im übrigen Arbeitsgebiet vergleicht. Schon REISER 1920 hat dies hervorgehoben, wenn auch seine Mächtigkeitsangaben zu hoch liegen.

In einem schmalen Streifen vom Aggenstein über den Roten Stein bei Vils bis in die Rote Wand beim Weißhaus südlich Füssen — am Nordrand der Lechtaldecke früherer Auffassung — sind Lias und Dogger in der Fazies roter oder heller Brachiopoden- oder Crinoidenkalk ausgebildet. Den biostratigraphischen Nachweis hat ROTHPLETZ 1886/87 erbracht. Die Mächtigkeiten dieser Schwellensedimente sind meist gering; die Äquivalente des Hierlatzkalkes können allerdings nach ROTHPLETZ bis 100 m mächtig werden.

REIS 1931 hatte an der Roten Wand in roten Kalkpsephiten an Stelle von Hierlatzkalk sogar Cenoman sehen wollen, was aber von BORNHORST 1958 zurückgewiesen worden ist.

5. Hohenschwangauer und westliche Ammergauer Alpen

Allgäu-Schichten treten hier in der Ammer-Mulde und in dem von H. REUM 1960 als Schwansee-Zone bezeichneten Jungschichten-Gebiet südlich von Falkensteinzug und Höllen-Zone auf, das von Anhängern der Deckenlehre der Allgäu-Decke zugerechnet wird. Die wenigen isolierten Vorkommen in der Benna-Zone sind sehr klein und tektonisch stark geflasert; sie erlaubten keine näheren stratigraphischen Aussagen.

In der eng gefalteten und verschuppten Schwansee-Zone fehlt es an durchlaufenden Jura-Profilen. Detailtektonik und hochgradige Durchbewegung der Gesteine erschweren obendrein die lithostratigraphische Diagnose innerhalb der nur hin und wieder aufgeschlossenen Allgäu-Schichten. Da sie jedoch — ebenso wie in den Vilser Alpen — verhältnismäßig häufig Fossilien enthalten (größere Faunen wurden vor allem von BOESE 1894 beschrieben), lassen sich die genannten Schwierigkeiten zum Teil überbrücken.

Die Älteren Allgäu-Schichten der Schwansee-Zone wurden nur in zwei Bachprofilen begangen: Im oberen Teil des Klammgrabens (nördlich vom Schönleiten-Schrofen) hatte BOESE (1893, 1894) unterliassische Ammoniten und Brachiopoden gefunden:

- Arietites bucklandi* (SOWERBY)
- Promicroceras* cf. *planicosta* (SOWERBY)
- Oxynoticerias* (*Glevicerias*) *rigidum* (PIA)
- Echioceras raricostatum* (ZIETEN)
- „*Terebratula*“ *nimbata* OPPEL
- „*Rhynchonella*“ *plicatissima* QUENSTEDT

Diese Fauna umfaßt das gesamte Sinemurian (nicht Hettangian, wie KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931 irrtümlich meinten).

Heute sind diese Aufschlüsse im oberen Klammgraben ganz unzureichend, was auch schon KOCKEL, RICHTER & STEINMANN feststellen mußten. Nur Rollstücke von ockergelb anwitternden Fleckenkalken mit unbestimmbaren Echioceraten geben einen Hinweis auf die petrographische Beschaffenheit dieser Schichten. Bänke gleicher Beschaffenheit wechseln im Bachbett bei 1320 m über N.N. mit 1 dm-Lagen dunkler Mergelschiefer. Das gleiche Aussehen haben auch die höchsten Älteren Allgäu-Schichten direkt unter den Mittleren Allgäu-Schichten, die bei 1160 m anstehen.

Im nördlichen Ast des Wütenden Grabens, südöstlich der Hornburg, trifft man, wie von KOCKEL, RICHTER & STEINMANN beschrieben, oberhalb der Wildbach-Verbauung bei 1080 m Höhe auf dunkelgraue, geschieferte Mergel mit Glimmerblättchen, wechsellagernd mit mittelbankigen Kalken und Mergelkalken ohne Flecken. Höher schalten sich auch 1 dm-bankige Fleckenkalke ein. Diese Schichten reichen bis 1160 m herauf, wo sie an Mittlere Allgäu-Schichten grenzen. Aus ihrem oberen Teil dürfte ein Fallstück von

Arietoceras ex aff. *algotianum* (OPPEL)

stammen. KOCKEL, RICHTER & STEINMANN gaben „aus dem liegendsten Teil dieser Fleckenmergel“ anstehend

Amoltheus margaritatus (MONTFORT)

an, und BOESE 1894 fand im gleichen Graben

Pleuroceras spinatum (BRUGUIÈRE).

Es handelt sich hier also um oberes Pliensbachian.

Gemessen an diesen beiden Bachprofilen gewinnt man den Eindruck, daß die Älteren Allgäu-Schichten der Schwansee-Zone offenbar etwas mergeliger sind als gewöhnlich. Der Gesamthabitus fällt indessen nicht aus der gewohnten Variationsbreite heraus.

In dem flachen Waldgelände zwischen Lech und Schwansee waren an wenigen isolierten Aufschlüssen der Allgäu-Schichten keine stratigraphischen Ergebnisse zu erzielen. ROTHPLETZ 1886/87 hat aber schon in hellen Kalken nordwestlich HP 856 eine mittelliassische Brachiopodenfauna gefunden. Somit greift also die Vilser Kalk-Fazies auch auf die Schwansee-Zone über (vgl. S. 88).

In der Schwansee-Zone lag auch der klassische Fundpunkt „Im Klamm“, von dem SCHAFFHÄUTL 1847 (S. 803 ff.) erstmalig seine „Amaltheen-Fleckenmergel“ nach dem reichen Vorkommen der namengebenden Ammoniten beschrieben hat. Daß es sich dabei tatsächlich um die noch heute auf den bayrischen Karten so genannte Stelle an der Mündung des Roßstallblöße-Grabens in den Lobentaler Bach, südlich der Reiselsberger Hütte, handelt, geht aus SCHAFFHÄUTLS Angaben an Hand seiner Karte unmißverständlich hervor. SÖHLE 1898, der die Lokalität nach dem Fundpunkt vergebens abgesucht hat, sowie KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931 und REICHELT 1954 haben auf ihren geologischen Karten dort keine Allgäu-Schichten, sondern nur Gehängeschutt eingetragen. Offenbar ist der Fundpunkt seit langem vermurt. Keinesfalls kann man ihn mit KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931 (S. 57/58) in dem weiter südwestlich gelegenen Klammgraben suchen.

In der Ammer-Mulde wurden die Allgäu-Schichten nur am Westende untersucht. Am Westrande des Kessels bei der Kenzenhütte (Profil 29) liegen über dem Rhätoliaskalk die von KOCKEL, RICHTER & STEINMANN beschriebenen Liaskieselkalke, welche sich von der Fleckenmergel-Fazies nur graduell durch einen höheren Kieselsäuregehalt unterscheiden.

Dünnschliff: Feinfleckiger Kalkpelit, reich an karbonatisierten Schwammnadeln, die die Kieselsäure geliefert haben. Das sedimentäre Parallelgefüge ist weitgehend zerstört, wohl durch die Wühltätigkeit von Organismen.

In der Mitte der 30 m mächtigen Liaskieselkalke fand sich

Schlotheimia marmorea (OPPEL)

aus dem oberen Hettangien.

Im Hangenden der Liaskieselkalke folgt eine Linse von Hierlitzkalk, die nach SÖHLE am Kessel-Joch

Pentacrinus tuberculatus MILLER und

Cidaris cf. arietis QUENSTEDT

aus dem Unterlias geliefert hat. KOCKEL, RICHTER & STEINMANN hatten diesen Hierlitzkalk mit Vorbehalt in den Lias beta oder gamma gestellt, wofür es aber keine triftigen Argumente gibt. Der tiefe Mittellias liegt bereits im Fleckenmergelfazies vor (siehe unten).

Dann setzen Fleckenkalke ein, die man nach ihrem Habitus ohne Zögern als Ältere Allgäu-Schichten bezeichnen wird. Ein Fund von

Arietieras cf. bertrandi KILIAN

aus dem oberen Mittellias bestätigt dies. SÖHLE fand in den Allgäu-Schichten

südlich der Hasental-Alpe nach der Neubestimmung von SCHRÖDER 1927/28

Epideroceras steinmanni (HUG)

aus dem Grenzbereich zwischen Unter- und Mittellias.

BESLER 1959 fand diese Form zusammen mit *Microderoceras héberti* (OPPEL) und *M. keindli* (EMMRICH), also im tiefsten Mittellias. An der Typuslokalität, dem Langeneckgrat in den Schweizer Voralpen, fand sich *Epideroceras steinmanni* nach DONOVAN 1958 in einer Kondensationszone, in der nur höheres Sinemurian (*oxynotum*- und *rivicostatium*-Zone) sicher belegt sind; einige Formen deuten aber auch hier noch auf tiefstes Pliensbachian.

Von der Nordseite des unteren Hasental-Grabens, südlich der Bäckental-Alpe, standen mir aus Fleckenkalken einige Ammoniten zur Verfügung, die bei Kartierungsübungen des Instituts für Geologie der T. H. München gesammelt worden sind. Sie konnten als

Acanthopleuroceras binotatum (OPPEL)

Amaltheus (Pseudoamaltheus) depressus (SIMPSON)

Arietoceras reynesi FUCINI

Protogrammoceras cf. curionii (MENEHINI)

Juraphyllites sp.

bestimmt werden. Demnach enthält die Fleckenmergel-Fazies auch hier nach dem Auskeilen des Hierlatzkalkes neben dem oberen Pliensbachian noch tieferen Mittellias. Erst weiter im E dürfte die Fazies der Liaskieselkalke stratigraphisch höher heraufreichen.

Im Hangenden der Älteren Allgäu-Schichten folgen am Kessel sogleich die „Dogger-Kieselkalke“ von KOCKEL, RICHTER & STEINMANN, deren Alter aus einer Brachiopodenfauna weiter im E abgeleitet worden ist. Da sie das normale Hangende der mittelliassischen Älteren Allgäu-Schichten bilden, dürften sie außer dem Dogger auch noch den Oberlias umfassen. Östlich vom Hasental, im Sägetal, keilt die Fleckenmergel-Fazies zwischen Liaskieselkalk und „Dogger-Kieselkalken“ aus. Hier wurde die Ostgrenze des Arbeitsgebiets in den Ammergauer Alpen gewählt.

B. Mittlere Allgäu-Schichten

Die Mittleren Allgäu-Schichten sind erheblich mergeliger als die Älteren und daher oft schlecht aufgeschlossen. Im Gelände verraten sie sich an Hangverflachungen oder Hohlformen. Ihre Mächtigkeiten stehen denjenigen der Älteren Allgäu-Schichten fast immer beträchtlich nach.

Die vorherrschenden Gesteine sind schmutzig dunkelgraue Mergelschiefer, meist reich an Flecken, die gelegentlich Glimmerblättchen und wenige Quarzsand-Körner enthalten. In die Mergelschiefer sind einzeln oder in schwächigen Paketen dünne Kalkbänke eingelagert. Besonders augenfällig sind schwarze oder zimtbraune, meist kalkarme Schiefer, die man seit GÜMBEL 1861 wegen ihres erhöhten Mangangehaltes als Manganschiefer bezeichnet. Auf Klufflächen tut sich die Mn-Vererzung oft durch stahlblaue Überzüge kund. Diese Manganschiefer sind nicht an stratigraphisch bestimmte Horizonte innerhalb der Mittleren Allgäu-Schichten gebunden, sondern treten als ausgedehnte Linsen in verschiedenen Niveaus auf. AMPFERER hat sie auf seinen geologischen Karten vielerorts ausgeschieden.

Die Mn-Gehalte der Manganschiefer schwanken sehr. In einer Probenreihe, die Verfasser gemeinsam mit B. HÜCKEL im Bernhardstal bei Elbigentalp entnommen hat (Tab. 1), übersteigen sie nicht 2% (die Analysenergebnisse wurden dankenswerterweise vom Koninklijke/Shell Exploratie en Productie Laboratorium, Rijswijk, zur Verfügung gestellt). ZACHER 1959 bestimmte für 5 Proben aus dem Tannheimer Gebiet durchschnittlich 3% Mn. Besonders hohe Werte hat AMPFERER (1924 b, 1932) von der Eisenspitze in den Lechtaler Alpen angegeben, wo O. HACKL in 2 Proben 18·17 bzw. 21·00% Mn festgestellt hat.

Die dunkle Farbe der Manganschiefer ist jedoch kein sicheres Kriterium für hohe Mn-Gehalte, sondern rührt meist von Bitumen her, das lagenweise angereichert ist.

BITTERLI 1962 hat in einem Profil bei Sachrang im Chiemgau sogar festgestellt, daß das Mangan dort in Rhodochrosit vorliegt und daher gerade die Mn-reicheren Partien heller sind als die bituminösen. Auch in den Proben vom Bernhardstal sind die ausgesprochen schwarzen Gesteine meist die relativ bituminösen (Tab. 1). Es wäre jedoch überspitzt, wollte man dies für die Manganschiefer verallgemeinern; denn die Gesteine mit den höchsten bekannten Mn-Gehalten in der Eisenspitze-Gruppe sind zugleich besonders dunkel.

Aus den Manganschiefern sind seit langem idiomorphe Quarzkristalle von *mm*-, selten *cm*-Größe bekannt. Man wird nicht fehlgehen, die zu ihrer Bildung notwendige Kieselsäure mit SCHULZE 1905, S. 12 f. aus calcitisierten Kieselchwamm-Nadeln und Radiolarien herzuleiten, wie sie in Dünnschliffen häufig zu beobachten sind (Phototafel 2, Fig. 2).

Die Karbonatisierung ursprünglich kieseliger Organismen-Relikte kann nach den Löslichkeitsverhältnissen von CaCO_3 und SiO_2 in Wasser nur im basischen Bereich, nach WALKER 1962 nur oberhalb pH 9, erfolgt sein. Nun reagiert schon Wasser im Gleichgewicht mit Calciumcarbonat basisch (GARRELS 1960 hat im Falle reinen, luftfreien Wassers theoretisch und experimentell pH 9·9—10·0 bestimmt). Bei der Diagenese heute bituminöser Gesteine wird die H-Ionenkonzentration noch zusätzlich vermindert worden sein, weil NH_3 aus der Zersetzung toter Organismen unter Luftabschluß dem Porenwasser zugeführt worden ist. Dieser Effekt dürfte durch die geringe Dissoziation von H_2S , das nach dem Pyrit-Anteil des Gesteins auch zugegen war, nicht wesentlich beeinträchtigt worden sein.

Wegen ihres Anteils an bituminösen Schiefen und gelegentlicher Funde von *Posidonia bronni* VOLTZ sind die Manganschiefer teilweise auch schon als „Posidonienschiefer“ bezeichnet worden. Zwar sind die faziellen Beziehungen zwischen den Manganschiefern und den altersgleichen Posidonien-schiefern des epikontinentalen Jura Mitteleuropas eng, doch sind den letzteren höhere Mn-Gehalte fremd. Um die Eigenheiten der alpinen Serie nicht durch eine gleichmachende Nomenklatur zu verwischen, wird für jene die Bezeichnung „Posidonienschiefer“ gemieden (siehe auch S. 76 f.).

Von den dunklen Schiefen wurden 2 Proben auf Schwerminerale untersucht. Zwar ergab sich, daß der Schwermineral-Gehalt für statistische Auswertung zu dürftig ist (eine ausreichende Zahl von Körnern kann man erst aus 5 kg schweren Proben erwarten. Es soll aber nicht unerwähnt bleiben, daß der größte Teil der beobachteten Minerale aus blauen Zirkonen besteht, deren optische Bestimmung dankenswerterweise von Herrn Prof. Dr. BREHLER (jetzt Clausthal) röntgenographisch durch eine DEBYE-SCHERRER-Aufnahme überprüft und bestätigt wurde. Daneben kommen auch normal gefärbte Zirkone vor.

In der Mitte der Mittleren Allgäu-Schichten schließen sich des öfteren Kalkbänke zu einem festeren Komplex zusammen, der als Epsilon-Kalk bezeichnet worden ist (JACOBSHAGEN 1958). Darin kommen konglomeratische Bänke, Echinodermen-Spatkalke und Kieselkalke vor.

Die Mittleren Allgäu-Schichten sind meist ausgesprochen fossilarm. Sie gehören ins untere Toarcian.

Probe Nr. JAC	Lithologische Beschreibung	Organ. Kohlen- stoff %	Mn %	Fe %	HCl-lösl. %
16	Sideritischer Ton, dunkelgrau, ungeschichtet, hart, plattig	0.38	0.08	2.9	13.4
17	Kalk, dunkelgrau, laminiert, hart, zuckerkörnig, plattig	0.22	0.5	2.9	65.4
19	Kieseliger Kalk, schwarz, hart, laminiert, plattig.....	0.12	0.5	2.6	30.3
27	Mergel, dunkelgrau, ungeschichtet	0.74	1	4.4	31.9
30	Kalkiger Schiefer, schwarz, mittelhart, plattig	2.20	0.7	6.3	20.0
36	Toniger Kalk, schwarz, hart	1.48	1	7.7	28.1
38	Kalkiger Schiefer, dunkelgrau, mittelhart, plattig	1.48	1	5.6	38.6
42	Kalkiger Schiefer, schwarz, mittelhart, krümelig	3.13	0.2	5.4	18.3
46	Kalk, dunkelgrau, ungeschichtet, hart, krümelig, fossilführend	0.10	0.4	1.2	79.2
49	Kalkiger Schiefer, schwarz, mittelhart.....	1.76	0.4	4.7	19.4
52	Kalkiger Schiefer, schwarz, weich, krümelig	2.6	0.7	6.6	31.8
54	Mergel, dunkelgrau, ungeschichtet, mittelhart, krümelig	4.41	0.5	5.6	41.0
55	Kalkiger Schiefer, schwarz, hart, feinplattig	1.71	0.5	3.6	51.8
Analysen: KONINKLIJKE/SHELL EXPLORATIE EN PRODUCTIE LABORATORIUM, Rijswijk			Grobe Schätzung	Genauigkeit 20%	

Tab. 1: Geochemische Analysen von Proben aus mittleren Allgäu-Schichten, Bernhardstal bei Elbigenalp

1. Rätikon und Davenna-Gruppe

In diesem Gebiet ist der Oberlias nicht in Fleckenmergel-Fazies ausgebildet, sondern steckt nach den Fossillisten von GÜBLER 1927, LEUTENEGGER 1928 und SIEBER 1961 in den geringmächtigen roten Kalk-Sedimenten über den Älteren Allgäu-Schichten. Aber auch in dieser Schwellenfazies klingt gelegentlich der Kalk-Mergel-Zyklus der Allgäu-Schichten an: Am Wildberg (Profil 1, d) werden die Älteren Allgäu-Schichten von ziegelroten Mergeln überlagert, die auch in der Roten Wand bei der Schattenlagent-Alpe wiederzuerkennen sind (vgl. ARNI 1926, S. 65). Man hat es dabei wohl nicht nur mit einem faziellen, sondern auch mit einem zeitlichen Äquivalent der Ziegelrot-Serie HUCKRIEDES (1959 a) zu tun, die in der Zürser Schwelle den gesamten Oberlias umfaßt (S. 44).

2. Lechtaler Alpen

a) Klostertaler Alpen

In den Klostertaler Alpen weisen die Mittleren Allgäu-Schichten nur geringe Mächtigkeit auf. Sie sind nur westlich der Ravensburger Hütte bekannt. Um den Formarin-See (Profile 3, 4, 6) werden sie durch wenige Meter oder gar nur Dezimeter weinroter oder gelblicher Mergelschiefer mit Flecken vertreten. Am Westhang des Madratsch fanden sich in gelbgrauen Kalkmergeln über einer derartigen, bereits AMPFERER 1930, Fig. 27, bekannten roten Lage schlecht erhaltene Ammoniten, von denen einer sicher der Unterfamilie *Harpoceras*, sehr wahrscheinlich der Gattung

Harpoceras WAAGEN

in ihrer heutigen Fassung angehört und somit für unteren Oberlias spricht. Außerdem wurden in dieser Lage Platten mit Wedelspuren von *Zoophycos* beobachtet (siehe unten).

Auch diese Ausbildung erinnert sehr an die Ziegelrot-Serie auf der Zürser Schwelle.

Am Nordende des Gehren-Grats (Profil 5) werden die Älteren Allgäu-Schichten südwestlich vom Pongertle-Kopf direkt von dunklen Kieselkalken und Hornsteinen mit dünnen Schieferlagen überlagert, die wohl die Mittleren und Jüngeren Allgäu-Schichten vertreten. Auch am Pfaffenegg haben KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI 1959 keine Mittleren Allgäu-Schichten gefunden.

Gegen den Spuller-See hin stellen sich dann wieder 2—3 m fleckige, dunkle Mergelschiefer mit dünnen Kalklagen ein, die man aber nur in gut aufgeschlossenen Profilen mit einiger Sicherheit als Mittlere Allgäu-Schichten ansprechen kann (Profil 7 und 8).

In der „Vorarlberger Naturschau“ (Dornbirn) werden einige von Dr. S. FUSSENEGER aufgesammelte Oberlias-Ammoniten von dort aufbewahrt, die sämtlich aus dunkelgrauen bis schwarzen Kalken stammen.

Zwischen Ravensburger Hütte und Flexenpaß dürften die roten Sedimente der Zürser Schwelle auch den Oberlias enthalten.

Am Wildhorn, nördlich vom Zürser See, möchte man ein Äquivalent der Mittleren Allgäu-Schichten in der mergelführenden Partie über den Älteren Allgäu-Schichten vermuten, ohne dies jedoch bei den mangelhaften Aufschlüssen beweisen zu können.

b) Südliche Lechtaler Alpen

Östlich vom Flexenpaß wird der Oberlias im Bereich der Zürser Schwelle von der Ziegelrot-Serie (HUCKRIEDE 1959 a) eingenommen, wie die von KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI 1959, S. 188, entdeckte Fauna von der Trittalm gezeigt hat. An dieser leicht erreichbaren Lokalität kann man die Ziegelrot-Serie besonders gut beobachten. Verglichen mit den übrigen Sedimenten des Zürser Schwellen-Jura ist die Ziegelrot-Serie auffallend mergelig. Auch hier spiegelt sich noch der Kalk/Mergel-Zyklus der Allgäu-Schichten wider.

Im Paziell-Tal stößt die Ziegelrot-Serie sogar in den Bereich der Fleckenmergel-Fazies vor, wie die schon erwähnten roten Mergelbänder in der Roggspitz und am Paziell-Joch zeigen (S. 15).

Zwischen Weißschrofen-Spitze und Murmental (Umgebung der Leutkircher Hütte) ist die Ziegelrot-Serie in den Schwellenkalken nicht mehr zu identifizieren, tritt aber in den weiter östlich gelegenen Profilen bis zum Malatsch-Kopf (HUCKRIEDE 1959 a) wieder auf. Rote Kalke finden sich lokal an der Feuerspitze (BANNERT 1964) im gleichen Niveau.

An der Eisen-Spitze haben schon AMPFERER & HAMMER 1924, AMPFERER 1932 und HUCKRIEDE 1959 b Manganschiefer beschrieben. Sie nehmen die Basis der Mittleren Allgäu-Schichten ein und enthalten dünnbankige, stark vererzte Kalke mit stahlblauen Kluftbestegen. Hier werden die von AMPFERER genannten hohen Mn-Gehalte festgestellt (S. 41).

Wiederholte Abbau-Versuche an der Eisen-Spitze, der letzte vor wenigen Jahren, haben sich wegen der durch die Höhenlage der Vorkommen (bei 2300 m) bedingten Abbau- und Transport-Schwierigkeiten nicht rentiert.

Östlich vom Hexenbödele (Profil 9) folgen über diesen Manganschiefern und -kalken noch 4 m schmutzigbraune Mergelschiefer. Die Gesamtmächtigkeit der Mittleren Allgäu-Schichten schwankt an der Eisen-Spitze zwischen 10 und 30 m.

c) Zentrale Lechtaler Alpen

Am Nordrand der Zürser Schwelle konnten bisher keine sicheren Mittleren Allgäu-Schichten entdeckt werden. Bei den von HUCKRIEDE 1959 a, S. 69, beschriebenen roten Mergeln der Roten Gande im Kaisertal dürfte es sich nicht um Ziegelrot-Serie, sondern wahrscheinlich um Jüngere Allgäu-Schichten handeln.

Im Westteil der Parseierspitz-Gruppe sind die Mittleren Allgäu-Schichten wie an der Eisenspitze ausgebildet. Bei der Patrol-Scharte und im Gasilltal folgen über 8—10 m Manganschiefern und stark vererzten Kalken 15 m sehr dickbankige, schmutzigbraune Kalke, die auffällig rostfarben anwittern. Nördlich vom Plankenhorn lassen die hier schwach phyllitischen Mittleren Allgäu-Schichten Manganschiefer in zwei Lagen erkennen (Profil 10).

Zwischen Madautal und Kaisertal wird der tiefere Teil der Mittleren Allgäu-Schichten meist von einigen Metern Manganschiefern und stark vererzten Kalken eingenommen (Profil 14). Bei Kaisers hat schon HUCKRIEDE 1956 Manganschiefer in geringer Mächtigkeit angegeben. Stellenweise fehlt die Manganschiefer-Fazies, z. B. in den oberen Teilen des Alperschon- und des Griebel-Tals. Sehr verbreitet sind in diesem Gebiet griffelig zerfallende

Kalkmergel von erbsgrauer Anwitterungsfarbe, die über 40 m mächtig werden können (Profil 14). Diese Gesteine sind etwas fester, als man es sonst von Mittleren Allgäu-Schichten gewohnt ist. Ihre Zugehörigkeit zum unteren Oberlias ist südlich „Lahner“ bei der Sulzel-Alpe durch

Hildoceras sp.

gesichert.

In der Jungschichten-Zone von Gramais—Boden werden die Mittleren Allgäu-Schichten östlich Gramais und am Unteren Hinterberg nördlich der Heiterwand von einigen Metern Epsilon-Kalk (hier schmutzig braungraue Fleckenkalke) unterteilt. Manganschiefer kommen ebenfalls vor, sind aber nicht an ein bestimmtes stratigraphisches Niveau gebunden.

Auf der Westseite des Sagenkars bei der Anhalter Hütte stehen östlich HP 2040 8—10 m Mergelschiefer der Mittleren Allgäu-Schichten an. In deren tieferen Teil treten unregelmäßige, weinrote Partien bis zu mehreren Metern Breite auf, die faziell an die Ziegelrot-Serie der Zürser Schwelle anklängen. Auch westlich der Zwickspitze bei Gramais fand BANNERT 1964 2 m rote Mergel in Mittleren Allgäu-Schichten.

d) Holzgau—Lermooser Mulde

In der Holzgauer Mulde sind die Mittleren Allgäu-Schichten zwischen Krabachtal und Namlos i. a. in der üblichen Mergelschiefer-Fazies ausgebildet. Manganschiefer können in verschiedenen Niveaus vorkommen. Epsilon-Kalk ist nur im westlichen Teil bis ins mittlere Bernhardstal und dann im E bei der Elmer Roten Wand ausgebildet und besteht aus schmutzig dunkelgrauen Kalken mit wenigen Mergelschiefer-Lagen. Seine höchste Mächtigkeit erreicht er im Krabachtal mit 15 m. Am Gumpen-Sattel bei Holzgau fand HÜCKEL 1960 darin eine Konglomerat-Bank. Ob sie einer Geröll-Lage im unteren Bernhardstal entspricht, sei dahingestellt; dort ist jedenfalls kein Epsilon-Kalk-Komplex mehr auszuscheiden.

Dicht über der genannten Geröll-Lage setzen im Bernhardstal blau-graue Mergelkalke im Wechsel mit Mergelschiefern ein (vgl. HÜCKEL 1960), die mit 75 m Mächtigkeit den höheren Teil der Mittleren Allgäu-Schichten fast ganz einnehmen. Man kann diese Entwicklung den oben erwähnten Kalkmergeln in den zentralen Lechtaler Alpen zur Seite stellen.

Im Ostgrat der Elmer Roten Wand, 50 m östlich HP 2334, besteht die Basis der tektonisch ausgedünnten Mittleren Allgäu-Schichten aus einigen Metern braunroter, gelblich gebänderter Mergelkalke, die wiederum an die Ziegelrot-Serie der Zürser Schwelle anklängen.

Dünnschliff: Pelitisches Gestein (1—5 μ), reich an Organodetritus (Echinodermentrümmer; nicht bestimmbare, umkristallisierte Radiolarien und Foraminiferen; Zweischaler-Reste). Vereinzelt Glaukonit-Körner. (Phototafel 2, Fig. 3).

Ohne nähere Horizontierung gab HÜCKEL 1960 von Südabfall der Hornbachkette aus Mittleren Allgäu-Schichten 2 Ammoniten des unteren Toarcian an:

Polyplectus capellinus (SCHLOTHEIM) „Haglertal, Höhe 1460 m“
Harpoceras sp. Südseite des Bernhardstals,
 zirka 100 m ost-südöstlich
 „Geißweide“

In der Lermooser Mulde finden sich ebenfalls Gesteine, die man wohl als Mittlere Allgäu-Schichten ansprechen darf, obgleich trotz ausgiebigen Suchens weder Fossilien noch die kennzeichnenden Manganschiefer als Beleg dafür genannt werden können. Es handelt sich um schmutzig graue Mergelschiefer, die in *dm*- oder *m*-Paketen mit mittelbankigen Kalken wechseln. Dabei überwiegen die Mergelschiefer mit 60—70%. Diese mergelreiche Serie überlagert die typischen Älteren Allgäu-Schichten, die an der Bleispitze bis in den oberen Mittellias fossilbelegt sind, und kommt nur in zwei streichenden Zügen vor: Den nördlichen kann man von den Nordhängen des Neder- und des Sonnberges bei Berwang über den Bichlbacher Mähberg bis zum untersten Duftelbach nordwestlich Lermoos verfolgen; die besten Aufschlüsse liegen am Sonnberg und am Mähberg. Der südliche Zug bedingt die Einsenkungen zwischen Nederberg und Hieneck-Joch (HP 2059) bzw. Sonnberg und Innermahdjoch (südlich HP 1898) bei Berwang und streicht auf die Mulde in der Gipfelregion von Bleispitze und Gartnerjoch (S. 25) zu.

Diese Mergelserie ist jedenfalls das jüngste Schichtglied der Lermooser Mulde.

3. Nördliche Vorarlberger Kalkalpen

In den Nördlichen Vorarlberger Kalkalpen weisen die Mittleren Allgäu-Schichten keine faziellen Besonderheiten auf (Profile 20—22). Manganschiefer sind zwar auf Blatt Klosterstaler Alpen kaum eingezeichnet, finden sich aber immer wieder und wurden auch in der Literatur mehrfach erwähnt (AMPFERER 1931, S. 187; BENZINGER 1929; D. RICHTER 1956; SCHIDLowski 1961, 1962). KALLIES 1961 fand „schwärzliche Mergel“ südlich vom Hörndle in der Gräshorn-Mulde. Die Manganschiefer-Fazies kommt somit entgegen BENZINGER 1929 auch noch weit im Norden vor.

Oft sind die geschmeidigen Gesteine der Mittleren Allgäu-Schichten tektonisch reduziert worden. So finden sich am Ostfuß des Grünen Gräshorns nur noch 5 *m* schwarze oder dunkelgraue Mergelschiefer mit einigen zerlinsten Kalkbänken, während die gleichen Schichten höher am Hang in größerer Mächtigkeit erhalten sind.

KALLIES hat in diesem Bereich seines Profils vom Gräshorn 20—30 *m* Mergelschiefer und -kalk angegeben, die aber noch die Unteren Jüngeren Allgäu-Schichten enthalten.

Epsilon-Kalk ist in einem Paket dickbankiger, dunkler Kalk an der Lechbrücke bei Stubenbach ausgebildet (STENGEL-RUTKOWSKI 1960). Eine Andeutung davon kann man auch am Nordostgrat des Feuersteins (Profil 20) sehen.

Die Mächtigkeiten der Mittleren Allgäu-Schichten nehmen in diesem Gebiet meist von N nach S zu (Gräshorn: 5—20 *m*, westlich Hochkünzelspitze: 6—8 *m*, Marchtobel am Glattmar bei Buchboden: 20—25 *m*, Feuerstein: 20 *m*, Schadona-Paß mindestens 50 *m*).

4. Allgäuer Alpen

a) Berge westlich der Trettach

Im Kleinen Walsertal sind Mittlere Allgäu-Schichten in der Mulde des Bärenkopfs erhalten. Sie führen auch Manganschiefer und am Bärenkopf selbst Spuren von Epsilon-Kalk.

Im Bereich des Rappenalp-Tales und am Himmelschrofen-Kamm treten Mittlere Allgäu-Schichten nur in den Kernen der Teilmulden innerhalb der Allgäuer Hauptmulde auf. Manganschiefer sind sehr verbreitet (vgl. auch PONTOPPIDAN 1911, HENKEL 1960). Am Himmelschrofen-Kamm finden sich auch einige Meter Epsilon-Kalk, z. B. im obersten Hölltobel dicht südlich der Oberen Einödsberg-Alpe. Aus den Manganschiefern des Mutzentobels (früher Körbertobel) nördlich vom Biberkopf hat SCHRÖDER 1927/27 ein

Dactylioceras commune (SOWERBY)

bestimmt, das mittleres Unter-Toarcian anzeigt.

Die Mächtigkeiten der Mittleren Allgäu-Schichten übersteigen im Südteil dieses Gebietes 150 m.

b) Berge zwischen Trettach und Osterach, Hornbachtal

Östlich der Trettach sind die Mittleren Allgäu-Schichten mit Manganschiefern sehr verbreitet. Schon SCHULZE 1905 hat erkannt, daß es sich bei den Manganschiefern nicht um einen durchlaufenden Horizont, sondern um große Linsen handelt, die im Profil in verschiedener Höhe vorkommen können. Die Manganschiefer enthalten öfters Lagen von sehr bituminösen Echinodermen-Spatkalken mit Pentacrinus-Stielgliedern, die auch schon GÜMBEL („Pentacrinitenhaufwerk“) und SCHULZE 1905 bekannt waren.

Dünnschliffe solcher Echinodermenkalke von der Oberen Krautersalpe im Dietersbachtal südöstlich Oberstdorf zeigten Echinodermenbruch (0.1—1.2 mm) und in den Zwickeln bituminöses Pelit-Material. In einer Probe treten dazu reichlich Schwammnadeln, schichtparallel eingeregelt, meist ganz oder in Teilen calcitisiert (Phototafel 2, Fig. 4). Neuquarz um 60 μ \varnothing .

Nördlich vom Oytal sind Manganschiefer seltener als in der Allgäuer Hauptmulde. Im Hintersteiner Fenster werden die Älteren Allgäu-Schichten direkt von 2 m Manganschiefern überlagert. Darüber folgen etwa 8 m graue Mergelschiefer. Ob die boudinierten Kalke in ihrem Hangenden noch Mittlere Allgäu-Schichten sind, muß offen bleiben. Noch höher stellen sich allmählich die Kohlstatt-Schiefer von D. RICHTER 1961 ein (siehe unten).

Vom Kern der Allgäuer Hauptmulde nach S ist überall Epsilon-Kalk ausgebildet. Im Südflügel der südlichen Höfats-Mulde fällt er auch morphologisch an den kleinen Erhebungen in den Jöchern am Himmeleck, Älpele (Höfats) und bei der Oberen Krautersalpe auf. Am Himmeleck und am Tännles Rückle bei der Dietersbach-Alpe kann man den Epsilon-Kalk besonders gut beobachten. Er beginnt dort mit halbmeterbankigen Kieselkalken oder Hornsteinen. Darüber folgen dünn- bis mittelbankige graue Kalke und Kieselkalke mit oder ohne Flecken, Spatkalke und konglomeratische Lagen. Die letzteren treten am Himmeleck besonders hervor. Sie wurden dort schon von M. RICHTER 1923 a, S. 166, beobachtet, der sie aber irrtümlich in den Dogger stellte.

Dünnschliff: In pelitischer Grundmasse Gerölle aus Allgäu-Kalken (\varnothing bis 15 mm), Echinodermenrümpfer und vereinzelt grobschalige Foraminiferen.

Man kann diese Konglomerate nach SW bis zum Traufbach verfolgen. Als Gerölle führen sie nur Gesteine der Allgäu-Schichten. Einschaltungen von Mergelschiefern treten mengenmäßig weit zurück. Östlich der Käseralp

erreicht der Epsilon-Kalk mit 60—100 m eine besonders hohe Mächtigkeit. Weiter südlich ist er schwächer und enthält mehr Mergelkalke.

An Fossilien liegen vor:

- | | | |
|---|--|---|
| ? | <i>Dactyloceras commune</i> (SOWERBY) | Grat zwischen Daumen und
Rotspitze (D. RICHTER
1963, S. 88) |
| | <i>Catacoeloceras cf. crassum</i> (YOUNG & BIRD) | Fundort bei JACOBSHAGEN
1958 |
| | <i>Harpoceras exaratum</i> (YOUNG & BIRD) | Fundort bei JACOBSHAGEN
1958 |
| | <i>Harpoceras mulgravium</i> (YOUNG & BIRD) | Fundort bei JACOBSHAGEN
1958 |

Der letztgenannte Ammonit — bei JACOBSHAGEN 1958 unzutreffend als *Pseudolioceras cf. lythense* (YOUNG & BIRD) bestimmt — stammt aus den obersten Metern der Mittleren Allgäu-Schichten, die demnach das untere Toarcian bis in die bifrons-Zone umfassen.

Die Mächtigkeiten der Mittleren Allgäu-Schichten nehmen zwischen Trettach und Osterach von N nach S zu. Im Retterschwangtal (nach D. RICHTER 1954 a.) und im Hintersteiner Fenster übersteigen sie nicht 10 m. Die höchsten Werte, gegen 200 m, liegen im südlichen Teil der Allgäuer Hauptmulde.

c) Berge zwischen Osterach und Tannheimer Tal

Auch hier weisen die Mittleren Allgäu-Schichten keine faziellen Besonderheiten auf. Lediglich am Oberjoch enthalten sie etwa mehr dünne Kalkbänke als gewöhnlich und sind daher lithofaziell nicht sicher von den dort relativ mergelreichen Älteren Allgäu-Schichten abzutrennen. Die Grenze zwischen beiden Abteilungen konnte im Bäckbach („oberer Egg-Bach“) nur auf Grund der Ammonitenfunde von KUCKELKORN 1960 gezogen werden. Epsilon-Kalk ist bisher nirgends beobachtet worden.

Die Mächtigkeiten der Mittleren Allgäu-Schichten nehmen vom oberen Stierbachtal nach N und E rasch ab (Himmeleck 150 m; nördlich vom Vorderen Wilden 70—80 m; Luitpoldzone östlich vom Glasfelder Kopf 10—20 m; Ellesbach bei Bad Oberdorf 6—7 m; Kugelhorn 8 m; Blässe 5 m.

d) Vilser Alpen

In den Vilser Alpen sind die Mittleren Allgäu-Schichten besonders schlecht aufgeschlossen und daher bis jetzt nur an wenigen Stellen nachgewiesen.

Die bekanntesten Vorkommen liegen im Tal der Steinacher Ache südwestlich Pfronten-Steinach. Hier fand REISER 1920, S. 116 f., bei der Schnallbrücke (nahe HP 945, 5) und am unteren Schönoib-Bach in grauen, Mn-führenden Mergelschiefern eine Ammonitenfauna des unteren Toarcian und konnte damit zum ersten Mal die altbekannten Manganschiefer stratigraphisch einordnen. CUSTODIS & SCHMIDT-THOMÉ 1939 haben diese Auf-

sammlungen ergänzt. Bisher liegen vor (Bestimmungen von REISER = R, SCHRÖDER 1925 = S, CUSTODIS & SCHMIDT-THOMÉ = C):

a) Schnallbrücke

- S *Harpoceras falcifer* (SOWERBY)
- R *Harpoceras serpentinum* (REINECKE)
- R *Harpoceras renevieri* HUG
- R *Polyplectus capellinus* (SCHLOTHEIM)
- R, S *Dactyloceras commune* (SOWERBY), var. *rarestriatum* QUENSTEDT
- R, S *Dactyloceras anguinum* (REINECKE)
- R, S *Pseudoloceras lythense* (YOUNG & BIRD)
- R „*Hildoceras*“ *bodei* DENCKMANN
- S *Peronoceras* cf. *subarmatum* (YOUNG & BIRD)
- C „*Coeloceras* sp.“
- R, S *Phylloceras pompeckji* HUG
- C *Lytoceras fimbriatum* (SOWERBY)
- R *Inoceramus* cf. *polylocus* ROEMER

b) Schönoib

- R, S *Harpoceras* cf. *exaratum* (YOUNG & BIRD)
- S *Polyplectus capellinus* (SCHLOTHEIM)
- S *Grammoceras thouarsense* (d'ORBIGNY) ?
- R *Paroniceras* cf. *sternale* (BUCH)
- R, S *Phylloceras* cf. *pompeckji* HUG

„*Hildoceras*“ *bodei* und *Grammoceras thouarsense* passen als Vertreter des Oberen Toarcian nicht in die übrige Fauna. Diese Stücke dürften bereits aus den Unteren Jüngeren Allgäu-Schichten stammen, die bei der Schnallbrücke noch über den Mittleren Allgäu-Schichten anstehen; REISERS Fundpunkt am Schönoib-Bach ist nicht mehr aufgeschlossen. *Inoceramus* cf. *polylocus* ist als Leitform des unteren Dogger in dieser Fauna unwahrscheinlich; die Bestimmung konnte jedoch nicht überprüft werden.

Im Kotbach am Schönkahler fand BESLER (1959, S. 436) 5 m Mergelschiefer, die man wohl als Mittlere Allgäu-Schichten ansprechen darf. Sie könnten das von SCHRÖDER 1926 bestimmte, nicht anstehend gefundene

Harpoceras cf. *fellenbergi* HUG

geliefert haben.

Im Tannheimer Tal wurden typische Mittlere Allgäu-Schichten mit Manganschiefer-Linsen nur nördlich Nesselwängle im Waldbach („Walzbach“) bei 1390 m Höhe und im Gröbenbach angetroffen. Im Waldbach sind es mindestens 15 m dunkle Schiefer mit feinspätigen Kalklagen und einer Feinbreccie. Im Gröbenbach bilden 80—100 m dunkle Mergelschiefer die Basis der oberen Jura-Schuppe nach ZACHER 1959. Die auffallend große Mächtigkeit ist hier wahrscheinlich durch Anschoppung vorgetäuscht.

An der Log nordöstlich Grän hat BESLER in grünlichen Mergelschiefern 17 m unter den Radiolariten durch

Posidonia bronni VOLZ und
Inoceramus dubius (SOWERBY)

ebenfalls unteren Oberlias nachgewiesen.

5. Hohenschwangauer und Ammergauer Alpen

In diesem Gebiet waren — wohl infolge der schlechten Aufschlußverhältnisse — keine Anzeichen der Manganschiefer-Fazies bekannt (KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931), welche die Mittleren Allgäu-Schichten besonders kennzeichnet. Bei Neubegehungen konnten aber Manganschiefer im Fällgraben, im Klammgraben und im Wütenden Graben entdeckt werden. Es handelt sich jeweils um 5—8 m sehr dunkler, gefaserner Schiefer mit einigen zerlinsten Kalkbänken, die im Fällgraben das Liegende der *radians*-Schichten BOESE's (S. 62 f.), im Nordost des Wütenden Grabens das Hangende Älterer Allgäu-Schichten mit fossilbelegtem oberem Pliensbachian (S. 38) bilden. Trotz des Mangels an Fossilien ist die fazielle Parallelisation somit auch durch die Lagerungsverhältnisse gestützt. Im Klammgraben liegen die Mittleren Allgäu-Schichten zwischen lithofaziell typischen Älteren Allgäu-Schichten und grünlichgrauen, dünnbankigen Fleckenkalken, die in den Vilser und Hohenschwangauer Alpen den tieferen Teil der Jüngeren Allgäu-Schichten charakterisieren.

In der Ammer-Mulde werden die Mittleren Allgäu-Schichten durch den tiefsten Teil der „Dogger-Kieselkalke“ ersetzt, die die Älteren Allgäu-Schichten direkt überlagern (S. 40).

C. Jüngere Allgäu-Schichten

Die Jüngeren Allgäu-Schichten sind kalkreicher als die Mittleren und bedingen daher über jenen im Gelände meist Hangversteilungen. Ihre Mächtigkeiten bleiben ebenfalls weit hinter denen der Älteren Allgäu-Schichten zurück; die Höchstwerte liegen bei 350 m.

Meist lassen sich die Jüngeren Allgäu-Schichten lithologisch in vier Gruppen unterteilen:

1. Die Unteren Jüngeren Allgäu-Schichten (Alj 1) bestehen aus einer Wechselfolge von mittelbankigen, meist Flecken führenden Kalken und gleich starken Mergelschiefer-Lagen (Phototafel 3, Fig. 1). Gelegentlich kommen hier grüngraue Mergel und Mergelkalke vor. Nach ihrer Fauna enthalten sie das höhere Toarcian, vielleicht auch noch tiefsten Dogger.

2. Die Mittleren Jüngeren Allgäu-Schichten (Alj 2) bilden einen geschlossenen Komplex von mittelbankigen Kalken mit oder ohne Flecken, zuweilen ebenfalls mit grünlichem Farbstich (Phototafel 3, Fig. 2). Kieselige Bänke sind hier nicht selten, auch Spatkalkbänke kommen vor. Konglomerate sind eine örtliche Besonderheit in den Allgäuer Alpen. Sehr auffällig ist, daß die Kanten der Kalkbänke durch die Verwitterung kaum gerundet werden. Altersmäßig reicht diese Gruppe von der *opalinum*-Zone bis in die *murchisonae*-Zone des unteren Doggers.

3. Die Oberen Jüngeren Allgäu-Schichten (Alj 3) führen wiederum mehr Mergelschiefer. Wie in den Unteren Jüngeren Allgäu-Schichten wechseln mittelbankige Kalke mit 1—3 dm dicken Mergellagen (Phototafel 3, Fig. 3). Beide sind oft etwas kieselig und dunkel. Wegen ihres hohen Schieferanteils (oft über 50%) sind sie häufig von Pflanzenwuchs bedeckt; oder sie übergeben die Hänge mit feinem Schutt, der an Mittlere Allgäu-Schichten er-

innert, wenn auch die kantigen Bruchstücke ausgelaugter Kieselkalke darin auffallen. Als Extrem dieser Ausbildung ist die Kohlstatt-Fazies des Hindelanger Gebietes (D. RICHTER 1954 a und b, 1961) anzusehen. Diese Schichtgruppe gehört ebenfalls noch in die *murchisonae*-Zone und reicht gebietsweise bis in die *concauum*-Zone des Bajocian.

4. Die Obersten Jüngeren Allgäu-Schichten (Alj 4) bestehen wiederum fast ausschließlich aus mittel- bis dickbankigen Kalken. Häufig sind kieselige Lagen oder Hornsteine, besonders in den höchsten Partien unter den oberjurassischen Radiolariten. Eine Sonderfazies stellen die Spatkalk-Schichten dar (JACOBSHAGEN 1958), die aus Spatkalken und Kieselkalken bestehen. Oft findet man Spatkalkbänke mit Hornsteinsäumen, die im Bank-Querschnitt ordensbandartig aussehen (Phototafel 5, Fig. 1). Stellenweise schließen sich die spätigen Bänke zu massigem, „granitartigem“ Spatkalk zusammen, den man seit ROTHPLETZ 1886/87 aus den Vilser Alpen kennt. Hier und da enthalten die Obersten Jüngeren Allgäu-Schichten auch rote, seltener grünliche Lagen, oder sie sind gebietsweise zur Gänze bunt. Stratigraphisch dürften sie den mittleren und oberen Dogger umfassen.

Die Viergliederung der Jüngeren Allgäu-Schichten ist nicht überall so deutlich ausgeprägt, daß man sie beim Kartieren in mäßig aufgeschlossenem Gelände auswerten könnte. Stellenweise ist sie auch in guten Aufschlüssen nicht zu erkennen. Die spärlichen Fossilfunde erlauben keine sichere Entscheidung darüber, ob die einzelnen Gruppen überall streng gleichzeitig sind. Mindestens für die beiden jüngeren ist dies zweifelhaft.

Im folgenden werden die Jüngeren Allgäu-Schichten innerhalb der einzelnen Teilgebiete en bloc abgehandelt.

1. Rätikon und Davenna-Gruppe

In diesem Bereich sind Jüngere Allgäu-Schichten nicht ausgebildet. Sie werden überall durch geringmächtige rote Kalke vertreten (Profil 1, 2).

2. Lechtaler Alpen

a) Klostertaler Alpen

In den Klostertaler Alpen wechselt die Ausbildung der Jüngeren Allgäu-Schichten von Ort zu Ort. Die gewohnte Untergliederung findet man nur bei größeren Mächtigkeiten, ganz im N (Madratsch, Profil 3) und im S (Radona-Tobel und Goppel-Spitze, Profile 6 und 8). In einem mittleren Streifen mit geringeren Mächtigkeiten, der den Kern der Zürser Schwelle am Flexenpaß mit dem des Rätikon über Ravensburger Hütte und Formarin-See verbindet, lassen sich die einzelnen Profile kaum miteinander vergleichen. Gemeinsam ist ihnen nur eine Folge dunkler Hornsteine und Kieselkalke, die schon sehr an die Radiolarite des unteren Malm erinnern. Diese Hornstein-Schichten haben unterschiedlichen stratigraphischen Umfang. Auf der Nordwestseite des Gehrengrates (Profil 5) beginnen sie direkt über den Älteren Allgäu-Schichten und vertreten offenbar die Mittleren und Jüngeren Allgäu-Schichten insgesamt. Anderswo nehmen sie nur den höheren Teil der Jüngeren Allgäu-Schichten ein, während der tiefere von dünnbankigen, schmutziggrauen Kalken und Kieselkalken mit Mergelschiefer-Lagen beherrscht wird (Profil 4).

Südlich von diesem Schwellengebiet stellt sich schrittweise die normale Abfolge her. Die Obersten Jüngerer Allgäu-Schichten enthalten spätige Bänke und bunte Lagen (Profile 7, 8). An der Goppel-Spitze fand sich in den Oberen Jüngerer Schichten ein Ammoniten-Bruchstück, von dem leider nur die Familienzugehörigkeit,

Hammatoceratidae gen. et sp. indet.,

bestimmt werden konnte.

Unmittelbar nördlich des Schwellenbereichs, am Madratsch (Profil 3), ist die Deutung der Abfolge im tieferen Teil der Jüngerer Allgäu-Schichten unsicher, die Schwankungen des Kalk/Ton-Verhältnisses sind zu gering. Die Normalabfolge ist erst in größerer Entfernung von der Schwelle wieder klar zu erkennen.

Östlich der Ravensburger Hütte werden die Jüngerer Allgäu-Schichten im Kern der Zürser Schwelle durch rote Kalke ersetzt. Nördlich davon, am Wildhorn, finden sich unter roten Mergelkalken der „Radiolarit-Vertretung“ dunkle Kalkmergel-Schiefer und Kalke, die sich aber nicht unterteilen und genauer einstufen lassen.

b) Südliche Lechtaler Alpen

Vom Flexenpaß bis zum Kaiserjoch und an der Feuer-Spitze (D. BANNER 1964) werden die Jüngerer Allgäu-Schichten in der Zürser Schwelle meist durch geringmächtige rote Kalke vertreten. Am Paziell-Joch verzahnt sich diese Schwellenserie mit der Fleckenmergel-Fazies, indem sich unter den Radiolariten zunehmend rote Mergellagen in die Jüngerer Allgäu-Schichten einschieben (KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI 1959, S. 194). An der Rogg-Spitz bestehen die Jüngerer Allgäu-Schichten nach KOCH 1959, Beilage 5, aus grüngrauen bis dunkelgrauen Fleckenkalken mit Hornsteinen. Unter den Radiolariten findet sich auch hier eine violettrote Lage.

Im westlichen Teil des Eisenspitz-Massivs bis zum Gipfel des namensgebenden Berges werden die Jüngerer Allgäu-Schichten nach HUCKRIEDE 1959 b von bunten Breccien beherrscht, die neben Jura-Gesteinen auch solche der Obertrias enthalten. Rote Lagen kommen dort ebenfalls vor. Nach E verlieren sich diese Breccien; am Hexenbödele (Profil 9) fehlen sie bereits. Dort sind die Jüngerer Allgäu-Schichten verhältnismäßig reich an Mergelschiefern und im höheren Teil grüngrau. Dicht unter den Radiolariten tritt auch hier eine rote Lage auf (im Dünnschliff calcitisierte Radiolarien und Trümmer von Echinodermen und Zweischalern). Mit der normalen Abfolge kann dieses Profil nicht sicher parallelisiert werden.

c) Zentrale Lechtaler Alpen

In den zentralen Lechtaler Alpen lassen sich die Jüngerer Allgäu-Schichten meist gut in die genannten vier Gruppen aufteilen, die man nach dem Kalkanteil unterscheiden kann. Die Unteren und die Oberen Jüngerer Allgäu-Schichten bestehen jeweils aus einer Wechselfolge von Fleckenkalken und Mergeln im gleichen Mengenverhältnis (bisweilen überwiegen sogar die Mergel), die Mittleren und die Obersten Jüngerer Allgäu-Schichten werden fast ausschließlich aus Kalken mit oder ohne Flecken und Kieselkalken oder Hornsteinen aufgebaut; spätige Bänke sind i. a. selten.

Ausgesprochene Spatkalk-Schichten sind nach HUCKRIEDE 1959 a in der Umgebung der Griebtaler Spitze ausgebildet; an der Mutte bei Kaisers (Profil 13) bestehen sie aus zirka 25 m vorwiegend mittelbankiger Spatkalke mit wenigen Kieselkalk-Bänken. Ein weiteres Vorkommen liegt am Unteren Hinterberg östlich der Anhalter Hütte (Profil 16), wo die Radiolarite von 20 m massigem Spatkalk mit kieseligen Partien unterlagert werden.

Bunte (vorwiegend rote) Lagen sind in den Jüngeren Allgäu-Schichten der Zentralen Lechtaler Alpen nicht selten, namentlich dicht unter den Radiolariten. Bei Kaisers fanden sich rote Lagen in Oberen Jüngeren Allgäu-Schichten nördlich „Eggle“ (Profil 13), nach HUCKRIEDE 1959 a, S. 70, auch am Falmedon-Kopf. Weitere Vorkommen liegen in einer west-östlich verlaufenden Zone von dort über das Sulzeltal (Profil 4), Fallenbacher Tal (Profil 12) und obere Alperschontal (Profil 11) bis zum Kögele bei Madau. In der Umgebung der Anhalter Hütte kommen rote Mergel und Mergelkalke in den gesamten Jüngeren Allgäu-Schichten immer wieder vor (z. B. Profil 16).

Auch bei den von HUCKRIEDE 1959 a, S. 69, beschriebenen roten Mergeln der Roten Gande im Kaisertal dürfte es sich um Jüngere Allgäu-Schichten handeln. Sie gehen seitlich in mittelbankige Fleckenkalke mit grünlichem Farbstich über, die von 20–30 m sicheren Jüngeren Allgäu-Schichten überlagert werden. Die obersten 8–10 m der letzteren — unmittelbar unter den Radiolariten — werden von schmutzig dunkelgrauen, dünnbankigen Kieselkalcken (im Dünnschliff reichlich Radiolarien und einige Schwammnadeln) eingenommen.

Oft sind diese roten Lagen reich an feinen Zweischaler-Resten (wohl Brachiopoden), die zu regelrechten „Mikroschill-Lagen“ angehäuft sein können (Phototafel 4, Fig. 1). Dazu treten Echinodermentrümmern, Radiolarien und Schwammnadeln.

Eine Sonderstellung nahmen die Jüngeren Allgäu-Schichten der Parseier-spitz-Gruppe ein. Während diese Abteilung noch nördlich vom Plankenhorn (Profil 10) trotz schwach metamorpher Überprägung die gewohnte Gliederung erkennen läßt, verwischen sich an der Parseier-Spitze selbst alle Unterschiede. Man hat dort eine einheitliche, grünlich-grau anwitternde Folge von meist dickbankigen, schmutzigbraunen Fleckenkalcken und 5–10 cm dicken Mergelschiefer-Lagen vor sich. Die obersten 20 m dieses insgesamt etwa 80 m mächtigen Schichtpaketes enthalten etwas weniger Mergellagen.

d) Holzgau-Lermooser Mulde

In der Holzgau-Lermooser Mulde sind die Jüngeren Allgäu-Schichten überall in die vier Gruppen einzuteilen (vgl. auch HÜCKEL 1960).

Die Unteren Jüngeren Allgäu-Schichten (Phototafel 3, Fig. 1) weisen keinerlei Besonderheiten auf. Ihre Mächtigkeiten schwanken zwischen 40–50 m am Gumpen-Sattel im W und mehr als 100 m an der Elmer Roten Wand im E. Am Gumpen-Sattel fand HÜCKEL 1960

Phymatoceras ex gr. *binodatum* (BUCKMAN)

[nicht *Pleydellia aalensis* (ZIETEN), wie irrtümlich angegeben]

aus dem oberen Toarcian. Seiner Fundlage nach ist dieser Ammonit 15 bis 20 m über der Untergrenze der Unteren Jüngeren Allgäu-Schichten zu lokalisieren. Zwei Exemplare von

Dumortieria undulata (ZIETEN)

aus dem Gehängeschutt von Untergumpen im Bernhardstal möchte HÜCKEL ebenfalls aus den Unteren Jüngeren Allgäu-Schichten beziehen.

Die Mittleren Jüngerer Allgäu-Schichten sind (Phototafel 3, Fig. 2) nach HÜCKEL stellenweise nur geringmächtig (südlich der Hornbachkette nur 10 m) und zwischen Höhenbach und Giblerbach nicht von den hier verhältnismäßig kalkigen Unteren Jüngerer Allgäu-Schichten zu trennen. Im Nordgrat der Rothorn-Spitze enthalten sie im höheren Teil Spatkalk-Bänke.

Spatkalk nennt HÜCKEL vereinzelt auch in den Oberen Jüngerer Allgäu-Schichten, am Rothorn dazu noch eine konglomeratische Lage. Hier beweisen Funde von

Posidonia ornati QUENSTEDT

(nach ARKELL 1956 synonym mit *P. alpina* GRAS und *P. buchi* ROEMER)

Dogger-Alter. Gute Aufschlüsse bietet der Fahrweg im unteren Bernhardstal (Phototafel 3, Fig. 3). Die Mächtigkeit der Oberen Jüngerer Allgäu-Schichten erreichten 75 m.

Die Obersten Jüngerer Allgäu-Schichten bestehen ganz im W, nord-nordöstlich der Lärch-Spitz, fast nur aus Kieselkalken (KOCH 1959). Zwischen Krabach und Höhenbachtal trifft man dann typische Spatkalk-Schichten, die schon ESCHER von der LINTH 1845 bei Holzgau aufgefallen sind (vgl. auch HANIEL 1911, „Oberer Fleckenmergel“, HUCKRIEDE 1959 a, KOCH 1959, HÜCKEL 1960). Bei Dürrenau im Lechtal enthalten die Spatkalk bis zu 6 cm große Kalkgerölle. Im Bereich des Bernhardstals sind Spatkalk in den Obersten Jüngerer Allgäu-Schichten recht selten. Hier herrschen mittelbankige Kieselkalk und Fleckenkalk vor. Östlich vom Lech trifft man bei dem Oberjura-Vorkommen bei HP 1435 südlich Häselgehr wieder auf 8 m dünnbankige Spatkalk und Kieselkalk. An der Elmer Roten Wand treten dann die Spatkalk erneut zurück. Hier finden sich unter den Radiolariten 0.2 m rote Mergel.

In der Lermooser Mulde sind Jüngere Allgäu-Schichten nicht erhalten.

Schließlich sei noch ein Profil aus dem Lehngraben östlich Ehrwald angefügt, das unter Führung von Herrn Dr. H. MILLER (München) begangen wurde (Profil 19). Hier führen die Mittleren Jüngerer Allgäu-Schichten im Hauptgraben oberhalb 1500 m Meereshöhe nahe ihrer Obergrenze große Platten mit Freßbauten von *Zoophycos*. Herr MILLER hat nach freundlicher brieflicher Mitteilung in dieser Partie

Tmetoceras scissum (BENECKE)

gefunden.

Die oberste Kalkbank der Oberen Jüngerer Allgäu-Schichten konnte durch einen Neufund von

Ludwigia murchisonae (SOWERBY)

an der südlichen Begrenzungsrippe des bei 1420 m abzweigenden Nebengrabens in 1680 m Höhe, zirka 200 m nordöstlich HP 1808 der neuen Alpenvereinskarte, datiert werden (beide Fossilbestimmungen sind Herrn Dr. K. W. BARTHEL, München, zu verdanken).

Als Vertretung der Obersten Jüngerer Allgäu-Schichten müssen hier 2 m weinrote Mergel gewertet werden, die im Hangenden kontinuierlich in die Radiolarit-Gruppe — hier ein Wechsel von roten Hornsteinen und gelbgrauen oder roten, fleckigen Kalken mit Brauneisen-Schwarten — über-

gehen. MILLER (1962, 1963) hat diese roten Mergel wegen ihrer bunten Farbe bereits in die Radiolarit-Gruppe gezogen.

3. Nördliche Vorarlberger Kalkalpen

In diesem Gebiet sind die Jüngeren Allgäu-Schichten recht wechselvoll. Sie bauen keine großräumigen Strukturen auf, sondern können nur an kleinen, isolierten Vorkommen untersucht werden. Ein Teil der verfügbaren Profile ist zudem nicht durchgehend aufgeschlossen, andere sind tektonisch gestört. Daher ist es schwer, einen Überblick zu gewinnen.

Im Muldenzug zwischen den beiden Künzel-Spitzen, nahe dem Kalkalpen-Nordrand, machen die Jüngeren Allgäu-Schichten nicht mehr als 1,5—2 *m* aus. Sie bestehen aus einer Wechsellagerung von dünnbankigen, z. T. kieseligen, hellgrauen Kalken und braungrauen Mergelschiefern (Profil 22). Tektonische Reduktion der Mächtigkeiten ist hier nicht ausgeschlossen, jedoch gemessen an der vergleichsweise großen Mächtigkeit der Mittleren Allgäu-Schichten nicht sehr wahrscheinlich.

Nur wenig weiter nordwestlich, am Osthang des Grünen Grähorns, herrschen ganz andere Verhältnisse (Profil 21). Hier können die 50—60 *m* mächtigen Jüngeren Allgäu-Schichten nach dem Verhältnis von Kalken zu Mergeln vierteteilt werden. Die Untere Gruppe weist keine Besonderheiten auf. Die Mittleren Jüngeren Allgäu-Schichten bestehen aus zirka 30 *cm* dicken Kalkbänken mit kieseligen Säumen oder Hornsteinschnüren und braungrauen, mittelbankigen Kieselkalken, die z. T. Flecken führen. Sie bauen die Nordostkante des Berges auf (M. RICHTER 1956 gab hier „Liaskieselkalk“ an).

KALLIES 1961 beschrieb von dort eine ähnliche Schichtgruppe, aber mit 5facher Mächtigkeit.

Die Oberen Jüngeren Allgäu-Schichten, Kieselkalke und Mergel, sind schlecht aufgeschlossen. Im Hangenden folgen am Nordgrat des Grähorns die auch von KALLIES erwähnten hellen, dichten Kalke, bräunlich mit feinen Flecken, welche die Jüngeren Allgäu-Schichten gegen die Radiolarit-Serie abschließen.

Dagegen sind die hellen Fleckenkalke der Neugunten-Alpe, die KALLIES mit dem Liegenden der Radiolarite am Grähorn vergleichen möchte, sicher Ältere Allgäu-Schichten, da ihre Mikrofauna (KALLIES 1961, S. 285) nach freundlicher brieflicher Mitteilung von Dr. F. GRAMANN (Hannover) für Lias beta bis äußerstenfalls delta spricht.

Weiter südlich finden sich normal gegliederte Profile (z. B. 20), besonders mächtig und gut aufgeschlossen am Rothorn und am Hochberg bei Schröcken. Die Mächtigkeiten nehmen i. a. von E nach W ab. Am Rothorn kommen schon in den Mittleren Jüngeren Allgäu-Schichten spätige Bänke zwischen Kieselkalken und Fleckenkalken vor. Die Obersten Jüngeren Allgäu-Schichten sind stets nur wenige *m* mächtig. Am Hochberg hat man normale Spatkalk-Schichten (vgl. BENZINGER 1929, S. 435), während gegen W die Spatkalke allmählich durch kieselige Gesteine ersetzt werden. So bilden im Marchtobel bei der Hutla-Alpe südlich Buchboden 3 *m* dunkle, dünnplattige Kieselkalke und Hornsteine, mit feinen Mergelschiefer-Lagen wechselnd, das Liegende der Radiolarite. Rote Mergellagen sind in den höchsten Teil der Spatkalk-Schichten am Hochberg eingeschaltet (vgl. SCHIDLOWSKI 1961, S. 19, 1962, S. 53).

Von der Höfer-Spitze bei Schröcken hat SCHRÖDER 1926/27

Pleydellia cf. aalensis (ZIETEN)

genannt, die aus Unteren Jüngeren Allgäu-Schichten stammen müßte. Darauf verdächtige Schichten wurden am Nordgrat des Berges zwar beobachtet, konnten aber nicht sicher von den Mittleren Allgäu-Schichten abgetrennt werden.

In der Umgebung von Lech sind Jüngere Allgäu-Schichten nur an wenigen Stellen erhalten:

a) Westlich der Kar-Alpe am Karhorn fand STENGEL-RUTKOWSKI 1960 als Liegendes der Radiolarite sehr kieselige Allgäu-Schichten.

b) Am Südostfuß der Mohnenfluh, wo der genannte Autor 2 m unter Radiolariten in „hornsteinreichen Fleckenmergel“

Salpingoteuthis cf. acuaria (QUENSTEDT)

aus dem Oberlias gefunden hat (KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI 1959, S. 183), ist das Profil tektonisch stark gestört (zwischen die Jüngeren Allgäu-Schichten und die Radiolarite sind noch Kreideschiefer eingeschoben) und daher nicht stratigraphisch auswertbar.

c) Östlich der Schwabwanne beim Wösterhorn sprach STENGEL-RUTKOWSKI 1960 (vgl. auch KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI 1960, S. 183) irrtümlich Aptychenkalke als Jüngere Allgäu-Schichten an, die hier als tektonisch Tiefstes einer inversen Schuppe (im Hangenden erst rote, dann grüne Radiolarite) diskordant auf Mittleren Allgäu-Schichten lagern.

4. Allgäuer Alpen

a) Berge westlich der Trettach

Hier kommen Jüngere Allgäu-Schichten nur bei Mittelberg im Kleinen Walsertal vor.

Besonders gut aufgeschlossen sind sie am Nordostgrat des Bärenkopfs (Profil 23). Sie werden dort in einer engen Falte (Mulde mit südlich anschließendem Sattel) dreimal wiederholt. Als Untere Jüngere Allgäu-Schichten kann nur eine geringmächtige Partie über den Mittleren Allgäu-Schichten bezeichnet werden. Die Mittleren Jüngeren Allgäu-Schichten bestehen aus Kalken, die z. T. kieselig oder spätig sind, und wenigen Mergelschiefern. Eine Bank ist reich an Belemnitenrüsseln, unter ihnen wahrscheinlich

Acrocoelites cf. pyramidalis (MÜNSTER in ZIETEN)

nach freundlicher Bestimmung von Frau Dr. I. KÖWING-STURZ; dieser Belemnit kommt im oberen Toarcian und im unteren Dogger vor. In den Oberen Jüngeren Allgäu-Schichten werden die Kalke von Mergelschiefern überwogen. Die Obersten Jüngeren Allgäu-Schichten enthalten neben Fleckenkalken auch kieselige Gesteine und im höheren Teil wiederholt spätige Bänke. Im nördlichsten Faltenschenkel (Mulden-Nordflügel) tritt als Besonderheit zwischen blaßroten Mergelkalken und den Radiolariten eine 30 cm dicke, grünliche Sandsteinbank auf. Im Mulden-Südflügel entsprechen ihr 10 cm grünlichgrauer Sandkalk; im dritten, südlichsten Faltenschenkel sind sandige Gesteine nicht mehr zu beobachten.

Gleichartige Grünsandsteine bilden das Liegende der Radiolarite im Nordflügel der schmalen Jura-Mulde zwischen Großem und Kleinem Widder-

stein, östlich HP 2167. Hier werden 30 cm kalkfreie Sandsteine noch von 70 cm grünlichen, glimmerführenden, kalkigen Sandsteinen unterlagert.

Im Dünnschliff zeigen diese Gesteine eckige oder wenig gerundete Quarzkörner (\varnothing bis 0.2 mm) in einer grünlichen pelitischen Matrix. An Fossilresten sind einige Schwammnadeln zu nennen (Phototafel 4, Fig. 2). Eine röntgenographische Goniometer-Aufnahme mit Cu-Strahlung, die ich Herrn Dr. H. v. PLATEN (jetzt Göttingen) verdanke, ergab bei einer Probe 50 cm unterhalb der Radiolarite als Hauptgemengteil Chlorit, daneben Quarz und in kleineren Anteilen Glimmer, Calcit, Dolomit und Plagioklas. Abgesehen von den Karbonaten müßte dieser Mineralbestand von einer weiter im N gelegenen Schwelle abgeleitet werden, auf der metamorphe Gesteine bloßgelegt haben. Oder sollte Tuff-Material im Spiele sein?

Am nahegelegenen Elferkopf sind die Jüngeren Allgäu-Schichten — 40—45 m — nicht klar gegliedert. Die obersten 12 m bestehen hier aus kieseligen Plattenkalken mit Flecken, feinspätigen Kalken und Hornsteinen, die in die Radiolarite überleiten (vgl. auch SCHÜLER 1958, S. 64).

b) Berge zwischen Trettach und Osterach

Hier sind die Jüngeren Allgäu-Schichten nur im Kerngebiet der Allgäuer Hauptmulde vom Kegelkopf nach NE, im Retterschwangtal und im Hintersteiner Fenster verbreitet. Im Hornbachtal kommen sie nicht vor (vgl. S. 31).

In der Allgäuer Hauptmulde entwickeln sich die Unteren Jüngeren Allgäu-Schichten aus den Mittleren Allgäu-Schichten, indem die in den letzteren eingeschalteten dünnen Kalkbänke häufiger werden und bei rhythmischer Wechsellagerung mengenmäßig bald etwas vorwiegen. Untergeordnet kommen etwas dickere Bänke aus feinem Spatkalk vor, die lichtgrau anwittern. Die Mächtigkeiten der Unteren Jüngeren Allgäu-Schichten schwanken zwischen 5—8 m (Westseite des Kegelkopfs) und 80 m (Höfats-Südostgrat).

Die Mittleren Jüngeren Allgäu-Schichten bestehen weitgehend aus mittel- bis dickbankigen Kalk- und Kieselgesteinen: dunkelgraue Kalke; kieselige Kalke mit oder ohne Flecken (Phototafel 4, Fig. 3), feinspatige Kalkbänke; dünnsschichtige Kalkmergel mit Pyrit-Konkretionen. Diese Gesteine erhalten durch die Anwitterung häufig einen lichtgrünlichen Hauch, der den Jüngeren Allgäu-Schichten überhaupt eigen ist; oder sie zeigen schmutziggelbe, glänzende Schichtflächen. Am Himmeleck fallen Konglomeratbänke auf (Phototafel 4, Fig. 4), deren Gerölle den Allgäu-Schichten entstammen und kopfgroß werden können: sie sind in eine dichte oder feinspatige Grundmasse eingebettet. Die Mächtigkeit der Mittleren Jüngeren Allgäu-Schichten kann von 10 m (Westhang des Kegelkopfes) auf 100 m anschwellen.

In den Oberen Jüngeren Allgäu-Schichten fallen zwischen Kalk- und Kieselkalk-Bänken bis meterdicke Pakete sehr dunkler, schmutzig braungrauer Mergelschiefer auf, die häufig kieselig sind und auf den Schichtflächen feine Glimmerschüppchen zeigen. Auf der Ostseite des Höfats-Südostgrates (Profil 25) sind diese Schichten besonders gut aufgeschlossen und werden dort etwa 80 m mächtig.

Die Obersten Jüngeren Allgäu-Schichten sind in der Allgäuer Hauptmulde als Spatkalk-Schichten ausgebildet (vgl. HANIEL-RICHTER 1929). Sie führen mittel- bis dickbankige, grobkörnige („granitähnliche“) Spat-

kalke, die häufig etwas kieselig sind und Gerölle aus Kalken der Allgäu-Schichten enthalten können.

Dünnschliff: In kalkiger oder kieseliger Matrix Echinodermentrümmern (vorwiegend Crinoiden-Stielglieder und zerbrochene Seeigel-Stachel) in dichter Packung. Vereinzelt Querschnitte von Schnecken, Foraminiferen und Brachiopoden. Im Rückstand einer mit Monochlor-Essigsäure aufgelösten Probe verblieb ein Fischzahn, daneben \pm abgerollte Quarzkörner, Pyrit und Glimmer (ein Glimmerblättchen war verfälscht!).

Noch häufiger sind graue oder braungraue Kieselkalke, die in Radiolaritnähe recht kalkarm zu sein pflegen.

Unter dem Mikroskop erkennt man kleine Kalkspatrhomboeder, vereinzelt auch anders geformte Calcit-Kristalle, und dunkle Flöckchen in feinstkörniger kieseliger Grundmasse.

Schließlich kommen noch dunkle Mergelkalke und feinplattige bis blättrige Kalkmergel vor, besonders in der Umgebung des Himmeleck. Alle genannten Gesteine wechseln rasch, häufig bankweise mit einander. Jedoch kann man sagen, daß in den tiefsten Teilen der Spatkalk-Schichten dieses Gebietes Kieselkalke und Kalkmergel vorwiegen, während die Spatkalke ihre Hauptverbreitung in der Mitte und in den höheren Teilen haben. Den Abschluß gegen die hangenden Radiolarite bilden wiederum braungraue Kieselkalke.

Im nördlichen Teil der Allgäuer Hauptmulde (Kluppenköpfe, Laufbach, Giebel) schließen sich die Spatkalke zu einem massigen Komplex von 5—35 m Mächtigkeit zusammen, in dem kieselige Partien nur eine untergeordnete Rolle spielen. Am Fellenstein (Kegelkopf) steigt die Mächtigkeit der Spatkalkschichten auf über 100 m an.

Im unteren Retterschwangtal sind an der Bsonderach unmittelbar unter dem Hauptdolomit der Iseler-Schuppe nahe HP 1029,1 noch Jüngere Allgäu-Schichten erhalten. Über den Mittleren Allgäu-Schichten vermißt man die augenfällige Wechselfolge der Unteren Jüngeren Allgäu-Schichten. Es setzen gleich etwa 25 m mittelgraue bis bräunliche Kalke und Mergelkalke mit Flecken ein (mittel- bis dünnbankig, mit wenigen Mergelschiefer-Lagen), die man lithologisch als Mittlere Jüngere Allgäu-Schichten bezeichnen möchte. Darüber folgen bis zur Überschiebung noch 8—9 m Obere Jüngere Allgäu-Schichten, deren Kalkbänke nahe dem Hauptdolomit zu cm-großen Linsen zerrieben worden sind.

In diesen Jüngeren Allgäu-Schichten fand D. RICHTER (1954 a und 1963, S. 88)

- Leioceras opalinum* (REINECKE)
- Pachylotoceras* cf. *dilucidum* (OPPEL)
- Graphoceras rude* (BUCKMAN)
- Hammatoceras* sp.,

die den tiefen Dogger bis in die *concauum*-Zone anzeigen.

Nördlich unterhalb vom Gipfel des Imberger Horns sind unter den Radiolariten noch einige Meter schwärzlicher, kieseliger Mergelschiefer und dünnbankige Kieselkalke aufgeschlossen, deren Schichtflächen teilweise reichlich mit Glimmerschüppchen bestreut sind. D. RICHTER (1954 a und b, 1963) hat diese Schichten mit der Kohlstatt-Fazies der Kocheler Berge (MÜLLER-DEILE 1940) gleichgesetzt. Wie bei Kochel schalten sich auch hier zwischen die dunklen Schiefer und die Radiolarite noch Konglomerat-Linsen mit Obertrias-Geröllen ein.

Eine gleichartige, 20—30 *m* mächtige Schichtserie, die D. RICHTER seit 1954 ebenfalls als Kohlstatt-Fazies bezeichnet, steht in der Finsteren Rinne bei Hinterstein an. Sie folgt aber nicht direkt über den fossilführenden Älteren Allgäu-Schichten, wie es D. RICHTER (1961, S. 152 und Abb. 3; 1963, S. 88 f.) dargestellt hat. Vielmehr werden die Älteren Allgäu-Schichten, wie schon erwähnt, von 8—10 *m* Mittleren Allgäu-Schichten mit Manganschiefern an der Basis überlagert, die man ohne Schwierigkeiten ausscheiden kann. Dann folgen 4—5 *m* stark boudinierte Kalke, weiter 2—3 *m* grünliche Schiefer mit roten Schlieren. Erst die letzteren gehen allmählich in die Kohlstatt-Schiefer über.

Als das normale Hangende der Kohlstatt-Schiefer hat D. RICHTER in den genannten Arbeiten „dolomitischen Dogger-Kalk“ angegeben, den er 1954 a mit dem „Doggerspatkalk“ der Obersten Jüngeren Allgäu-Schichten gleichgesetzt hat. Indessen unterscheidet sich dieser Dolomit weder im Aufschluß noch im Dünnschliff irgendwie von Hauptdolomit, dessen mikroskopisches Bild dem Verfasser von Korngefüge-Untersuchungen wohl vertraut ist. Auch D. RICHTER selbst gibt den „ausgesprochenen Hauptdolomit-Habitus“ zu (1954 a, S. 83). Man hat es offensichtlich mit einem Schubrett von Hauptdolomit zu tun, wofür auch die unregelmäßigen Hangend- und Liegendgrenzen und die un stet wechselnden Mächtigkeiten sprechen (vgl. D. RICHTER 1961, Abb. 3).

c) Berge zwischen Osterach und Tannheimer Tal

Zwischen Himmeleck und Prinz Luitpold-Haus haben die Jüngeren Allgäu-Schichten die gleiche Gliederung wie weiter westlich in der Allgäuer Hauptmulde (siehe oben). Im nordöstlichen Teil der Luitpold-Zone läßt sich wegen der intensiven Spezialtektonik keine klare Gliederung gewinnen. Dort werden die Radiolarite im Lärchwandgrat von gut 50 *m* Spatkalk-Schichten unterlagert. In den Mittleren Jüngeren Allgäu-Schichten kommen wie am Himmeleck resedimentäre Konglomerate vor. Untere und Obere Jüngere Allgäu-Schichten sind offenbar tektonisch weitgehend reduziert.

Südlich vom Gaiseck bei Hinterstein (Vordere Schäfwanne) fand BAUBERGER (1963, S. 19) rotbraune Dogger-Spatkalkke.

Am Südostgrat des Kugelhorns (Profil 26) ist trotz der geringen Mächtigkeiten die typische Vierteilung der Jüngeren Allgäu-Schichten unverkennbar. Am Grat selbst sind die Obersten Jüngeren Allgäu-Schichten vorherrschend kieselig, auf seiner Ostseite findet sich aber eine bis auf 4 *m* anschwellende Linse aus kaum gebanktem Spatkalk; schon AMPFERER & HAMMER 1911, S. 543, haben vom Kugelhorn „Dogger-Oolithe“ genannt.

An der Blässe (Profil 27) sind die Jüngeren Allgäu-Schichten schlecht aufgeschlossen. Spatkalk-Schichten sind deutlich zu erkennen. Darunter lassen sich aber nach lithologischen Gesichtspunkten keine eindeutigen Grenzen ziehen.

Zwischen Hindelang und Schattwald sind von SCHRÖDER 1925 und KUCKELKOEN 1960 bereits Fossilien des oberen Oberlias und des unteren Dogger genannt worden. Bei der Neubegehung wurden am Ellesbach bei Bad Oberdorf in 1280 *m* Meereshöhe als Kern einer Mulde unmittelbar unter der Überschiebung der Iseler-Schuppe Untere Jüngere Allgäu-Schichten

angetroffen. Es handelt sich um grünlich anwitternde Mergelkalke und Schiefer. Sie lieferten im Mulden-Nordflügel 1.5 m über der Basis

Hildoceras bifrons (BRUGUIÈRE),

zirka 7 m über den Mittleren Allgäu-Schichten

Pleydellia cf. *aalensis* (ZIETEN)

Phylloceras sp.,

9 m über der Basis (Muldenkern)

Collina sp.

Im Mulden-Südflügel tritt

Grammoceras cf. *radians* (BRONN)

5 m unter (stratigraphisch über) den Mittleren Allgäu-Schichten auf. Die Liegendgrenze der Unteren Jüngeren Allgäu-Schichten liegt hier also noch im Unter-Toarcian.

Im Bäckbach wurde auch bei der Neubegehung ein Rollstück von

Grammoceras cf. *radians* (BRONN)

gefunden. Doch bestehen hier, wie schon erwähnt, die gesamten Allgäu-Schichten aus einer Wechselfolge von Fleckenkalken und grünlichgrauen Mergeln, aus der die Jüngeren Allgäu-Schichten nicht ausgeschieden werden konnten.

Im Profil des Hirschbachtobels bei Hindelang hat REISER 1920 größere Fossilauflammlungen vorgenommen. Seine Profilbeschreibung ermöglichte trotz der inzwischen weniger günstigen Aufschlüsse, einzelne Schichtglieder sicher einzuordnen. So sind von REISER als „Lias-Fleckenmergel“ kartierte dünn bis mittelbankige Fleckenkalke und Mergelschiefer am Tobeingang sicher Untere Jüngere Allgäu-Schichten. Sie haben REISER folgende Fauna geliefert:

Pleydellia aalensis (ZIETEN)

Hammatoceras insigne (ZIETEN)

Phylloceras cf. *nilssoni* (HÉBERT).

Nördlich der Einmündung eines Seitenbachs von E stehen mittelbankige Fleckenkalke mit flaserigen, grüngrauen Kalkmergelschiefern an, die als Mittlere Jüngere Allgäu-Schichten anzusprechen sind. REISER fand darin „u. a.“

Erycites gonionotum (BENECKE)

Hammatoceras planinsigne VACEK

Pachylitoceras dilucidum (OPPEL)

Ludwigia cf. *murchisonae* (SOWERBY)

wodurch der untere Dogger von der *opalinum*- bis zur *murchisonae*-Zone belegt ist. Noch höher folgen an einem Bachknie nach W gegen 10 m schwarze Mergel und dünne Kalklagen, die man bei den mäßigen Aufschlußverhältnissen fast für Mittlere Allgäu-Schichten halten möchte. Indessen hat REISER in ihnen reichlich

Posidonia ornati QUENSTEDT (= *P. alpina* GRAS),

daneben

Graphoceras rude (BUCKMAN)

Phylloceras tatricum PUSCH

Phylloceras ultramontanum ZITTEL

gefunden. Danach gehören diese Schiefer in die Zone des *Graphoceras concavum* des Unterdogger. Man hat es mit einem weiteren Vorkommen von Kohlstatt-Schiefern (S. 58) zu tun.

Phylloceras ultramontanum war bisher nur aus der opalinum-Zone bekannt. Da im vorliegenden Profil Umlagerung aus tieferen Allgäu-Schichten unwahrscheinlich ist, darf man aus dem gemeinsamen Vorkommen mit *Graphoceras rude* über Schichten mit *Ludwigia murchisonae* wohl darauf schließen, daß diese Form während des ganzen Unter-Bajocian lebte.

Bachaufwärts folgen noch einmal zirka 50 m Mittlere Jüngere Allgäu-Schichten — offenbar der Kern eines Spezialsattels, aus denen REISER Ammoniten aus der Nähe von

Ludwigia murchisonae (SOWERBY),

ferner

Pleydellia costula (REINECKE), var. *bicostula* GREG.

Pachylytoceras dilucidum (OPPEL)

erwähnt, dannerneut 8—10 m Kohlstatt-Schiefer, die hier gut aufgeschlossen und an Hand kieseliger Einlagerungen auch lithologisch zu identifizieren sind. Im N stoßen diese Kohlstatt-Schiefer an einer Störung gegen Aptychenkalke ab. An der Störung sind noch Fetzen von Radiolariten und Fleckenkalke, wohl Obersten Jüngeren Allgäu-Schichten, zu beobachten.

Unmittelbar am Kalkalpenrand ist zwischen Hindelang und Unterjoch Unterdogger in der Fazies heller Crinoidenkalke bekannt.

d) Vilser Alpen

In den Vilser Alpen sind Jüngere Allgäu-Schichten nur im Tannheimer Tal gut aufgeschlossen.

Im Walzbach (Waldsbach) nördlich Nesselwängle stehen in der unteren Jura-Schuppe nach ZACHER 1959 über Mittleren Allgäu-Schichten zirka 25 m typische Untere Jüngere Allgäu-Schichten an. Sie werden von 40 m mittelbankigen, z. T. kieseligen Kalken überlagert, die bankweise mit festen Mergelkalken wechseln. Diese Kalke, die man wohl als Mittlere Jüngere Allgäu-Schichten ansprechen darf, zeigen auf den Schichtflächen einen grün-gelblichen Anflug. Nach oben schließt sich eine Wechselfolge von Kalken und Mergeln an, in der — nach den schlechten Aufschlüssen zu beurteilen — die Mergelschiefer schließlich zu überwiegen scheinen. Unmittelbar unter den Radiolariten ist noch 1 m brauner Hornsteine aufgeschlossen.

In der oberen Jura-Schuppe ZACHERS findet man im benachbarten Gröbenbach ein durchlaufendes Profil (Profil 28), in dem Untere, Mittlere und Obere Jüngere Allgäu-Schichten am unterschiedlichen Anteil an Mergelschiefer-Lagen unterschieden werden können. Zuerst erscheinen hier die schon von ROTHPLETZ 1886/87 und AMPFERER (1908, 1924) beschriebenen Spatkalke, deren Ähnlichkeit mit der Fazies der Vilser Kalke schon ROTHPLETZ hervorgehoben hat. Fossilien ließen sich leider in beiden Profilen nicht finden.

Von größerer Bedeutung ist das Profil des Innergschwender Bachs nördlich Tannheim, das in seinem Aufbau trotz geringerer Mächtigkeiten dem des Walzbaches ähnelt. Hier fand REISER in Mergellagen zwischen harten

Mergel-Bänken, „die das Fundament eines aus Holzstämmen aufgeführten Querwehres bilden“, neben

Posidonia ornati QUENSTEDT (= *P. alpina* GRAS)

einen „woherhaltenen“

Macrocephalites (Dolichcephalites) typicus (BLAKE).

Leider ist die Schichtenfolge nur lückenhaft aufgeschlossen. Zwischen der Fossil-Fundstelle und den 8 m weiter nördlich anstehenden Radiolariten finden sich in einem kleinen Aufschluß noch braungraue Kieselkalke, wie sie für den höchsten Teil der Obersten Jüngeren Allgäu-Schichten kennzeichnend sind. Unter der derzeit nicht aufgeschlossenen Fundschicht liegen typische Obere Jüngere Allgäu-Schichten. Demnach würde bereits der tiefere Teil der Obersten Jüngeren Allgäu-Schichten Unter-Callovian enthalten.

In den stark gestörten und lückenhaft aufgeschlossenen Bachprofilen nordwestlich des Einsteins ließ sich keine Übersicht über die ursprüngliche Abfolge der Jüngeren Allgäu-Schichten gewinnen. Rote Sandsteinbänke zwischen Allgäu-Schichten und Radiolariten am Sattel zwischen Breitenberg und Aggenstein, die REISER 1920, S. 130, nach den Lagerungsverhältnissen an die Dogger-Malm-Grenze stellte, wurden von ZACHER 1959 ins Cenoman eingestuft.

Auf der Vilser Schwelle (S. 82) liegen Oberlias und Dogger ebenfalls in der Fazies roter Brachiopoden- und Crinoidenkalke vor (ROTHPLETZ 1886/87, OPPEL 1869).

5. Hohenschwangauer und Ammergauer Alpen

In den Hohenschwangauer Bergen sind Aufschlüsse auch in den Jüngeren Allgäu-Schichten spärlich.

Ihre untere Gruppe findet man im unteren Klammgraben, vor allem aber im Fällgraben östlich Schwangau, wo mittelbankige, großfleckige Kalke und Mergellagen — beide grünlich anwitternd — miteinander wechseln. Schon BOESE 1894 hat vom Fällgraben aus „radians-Schichten“ eine größere Fauna genannt, nach den Neubestimmungen von SCHRÖDER 1925

Hildoceras bifrons (BRUGUIÈRE)

Phylloceras cf. *heterophyllum* (SOWERBY)

Peronoceras subarmatum (YOUNG & BIRD)

Harpoceras ? *bicarinatum* (ZIETEN)

Paronoceras sternale (BUCH)

Haugia reiseri (BOESE)

Grammoceras radians (BRONN) var. *struckmanni* DENCKMANN

Grammoceras cf. *thouarsense* (d'ORBIGNY)

Grammoceras cf. *fluitans* (d'ORBIGNY)

Phylloceras nilssoni (HÉBERT)

Inoceramus cf. *ellipticus* RÖMER.

Davon ist der erste Ammonit Zonen-Leitfossil des oberen Unter-Toarcian.

Der Rest der Fauna spricht für oberes Toarcian. Bei der Neubegabung fand sich

Grammoceras radians (BRONN) var. *struckmanni* DENCKMANN

in mehreren Exemplaren im Anstehenden, ferner ein Rollstück von

Phymatoceras anomalum (MERLA),

womit das obere Toarcian erneut belegt wurde.

Über diesen Unteren Jüngeren Allgäu-Schichten folgen feste, sahnefarbene Kalke mit feinen Flecken, die in ihrem Habitus an Aptychenkalke erinnern. KOCKEL hat aus ihnen am Nordwestgrat des Rohrkopfs anstehend

Graphoceras concavum (SOWERBY)

gewonnen (KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931, S. 58). Demnach dürften die hellen Fleckenkalke zeitlich den Mittleren und Oberen Jüngeren Allgäu-Schichten entsprechen.

Erstaunlicherweise suchte REUM 1960 den Fossilfund KOCKELS wegzudiskutieren und in Verkennung der Lagerungsverhältnisse die hellen Kalke neuerdings für Aptychenkalke zu erklären, wobei es ihm allerdings an biostratigraphischen Anhaltspunkten gebrach.

Zwischen diese hellen Fleckenkalke und die Radiolarite schieben sich noch einige Meter hellrote, mergelige, zum Teil knollige Kalke ein, die an mehreren Stellen großwüchsige Lytoceraten erbracht haben. Leider waren diese Ammoniten wegen ihres schlechten Erhaltungszustands nicht näher bestimmbar.

In dem genannten Profil am Nordwestgrat des Rohrkopfs sind die roten Mergelkalke auf einige dm ausgewalzt und wohl aus diesem Grunde von KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931, Fig. 54, nicht beachtet worden.

Zum Hangenden gehen die roten Mergelkalke in die typischen roten Radiolarite über, die ihrerseits von normalen Aptychenschichten überlagert werden.

REUM 1960 hat die Radiolarite in der Schwansee-Zone östlich der Füssener Bucht nach den offenbar gestörten Lagerungsverhältnissen eines Profils im Wütenden Graben generell in die Untere Kreide gestellt, was ganz abwegig erscheint.

Wegen ihrer Lagerung zwischen Schichten mit *Graphoceras concavum* und den Radiolariten müssen die roten Mergelkalke als Äquivalent der Obersten Jüngeren Allgäu-Schichten betrachtet werden. Sie sind mit den roten Mergeln im Lehngraben bei Ehrwald (Profil 19) zu vergleichen. Westlich vom Schwansee treten in gleicher Position rote Echinodermen-Spatkalke auf, die faziell zu den üblichen Spatkalken vermitteln.

In den Ammergauer Alpen werden die Jüngeren Allgäu-Schichten durch die „Doggerkieselkalke“ (KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931) ersetzt, in denen unterer, mittlerer und oberer Dogger nachgewiesen ist. Bei der Kenzenhütte findet man zwischen jenen und den Radiolariten gleichfalls die eben beschriebenen roten Mergelkalke.

D. Biostratigraphische Übersicht

Die regionale Schichtenbeschreibung soll mit einem biochronologischen Rückblick abschließen, soweit dies die bisher vorliegenden Fossilfunde erlauben.

Die Untergrenze der Älteren Allgäu-Schichten ist nicht einheitlich. Wo sich die Fleckenmergel-Fazies aus Kössener Schichten entwickelt, dürfte

die oft unscharfe Faziesgrenze etwa der Grenze zwischen Trias und Jura entsprechen. Jedenfalls sind bisher weder Jura-Fossilien in Kössener Schichten noch rhätische Formen in Allgäu-Schichten bekanntgeworden. Der Nachweis der *planorbis*-Zone in Allgäu-Schichten ist im Arbeitsgebiet allerdings nur an einer Stelle erbracht (S. 18), erst die *angulata*-Zone des Hettangian ist mehrfach belegt (Vilser und Hohenschwangauer Alpen, siehe unten). Wo Rhätoliaskalk das Liegende der Allgäu-Schichten bildet, sind nur örtlich genauere Aussagen über den Beginn der Fleckenmergel-Sedimentation möglich, da wiederholt gezeigt worden ist, daß die rhätischen Riffe stellenweise bis in den tiefsten Lias hineinreichen (vgl. HUCKRIEDE 1959 a sowie FABRICIUS 1959, 1960 sowie deren Literaturhinweise, ferner HÜCKEL 1960) und nicht schlagartig abgestorben sind. Es scheint jedoch, als ob auch die letzten im Laufe des Hettangian ihr Ende gefunden hätten.

Die obersten Partien von WÄHNERS „weißem Riffkalk“ (1903, S 90 ff.) mit *Arietites semilaevis* (HAUER) sind faziell nicht mehr mit dem Rhätoliaskalk im Westteil der Nördlichen Kalkalpen zu vergleichen.

Gewöhnlich wird der Rhätoliaskalk nicht von Allgäu-Schichten, sondern von Rotem Unterliaskalk überlagert, und erst dieser wird dann von der Fleckenmergel-Fazies abgelöst. Bei derartigen Abfolgen liegt die Untergrenze der Allgäu-Schichten, wo auch immer sie biochronologisch erfaßt werden konnte, im obersten Sinemurian (*ruricostatum*-Zone) oder im tiefsten Pliensbachian (*jamesoni*-Zone). Zu einem ähnlichen Ergebnis war schon F. F. HAHN (1911 a und b) gekommen. Vom Mittellias an blieben rote Kalke auf die schmalen Schwellenzonen nahe des nördlichen und des südlichen Kalkalpenrandes beschränkt.

In den Älteren Allgäu-Schichten sind alle Zonen des unteren und des mittleren Lias von der *angulata*-Zone aufwärts an vielen Orten nachgewiesen worden. Zu einer Subzonen-Aufgliederung reicht die Fossilführung nicht aus, was auch WISSNER 1958 im Chiemgau feststellen mußte. Der Stufenkalk liegt nach den Faunen der Allgäuer Hauptmulde (S. 32 f.) und bei Lech (S. 27 f.) im obersten Teil der *margaritatus*-Zone.

Die Obergrenze der Älteren Allgäu-Schichten darf wohl als einzeitig betrachtet werden und fällt mit der Grenze zwischen Mittel- und Oberlias zusammen; jedenfalls haben die Älteren Allgäu-Schichten trotz häufiger Fossilfunde noch nie oberliassische Formen geliefert.

In den Mittleren Allgäu-Schichten wurden bisher nur die *falcifer*- und die *bifrons*-Zone des unteren Toarcian belegt. Wegen der Fazies-Anklänge zu den Posidonienchiefern in Mitteleuropa, Frankreich und England darf man vielleicht erwarten, daß auch das tiefste Toarcian, die *tenuicostatum*-Zone, in ihnen enthalten, aber wegen der großen Fossilarmut noch nicht nachgewiesen worden ist.

Die Unteren Jüngeren Allgäu-Schichten beginnen mindestens am Ellesbach bei Bad Oberdorf schon in der *bifrons*-Zone des Unter-Toarcian (S. 60), nach der Fossilliste von BOESE 1894 wahrscheinlich ebenso bei Schwangau (S. 62). Darüber hinaus enthalten sie die *jurense*-Zone (oberes Toarcian), wie Ammoniten von drei Fundpunkten zeigen (Gumpensattel bei Holzgau, S. 53; Hirschbachtobel bei Hindelang, S. 60; Fällgraben bei Schwangau, S. 62). Sie könnten sogar noch eben in den tiefsten Dogger hineinreichen, da *Pleydellia aalensis*, die in Mittel- und Westeuropa die ober-

ste Subzone des Toarcian markiert, bei Holzgau bereits in der unteren Hälfte dieser Schichtgruppe angetroffen wurde.

Sicher nachgewiesen ist die *opalinum*-Zone des Unterdogger dann in den Mittleren Jüngerer Allgäu-Schichten, die außerdem noch die *scissum*- und einen Teil der *murchisonae*-Zone des Bajocian umfassen (Faunen im Retterschwangtal und im Hirschbachtobel bei Hindelang, S. 58 und 60; Lehngraben bei Ehrwald, S. 54). Sollte *Graphoceras rude* vom Retterschwangtal auch noch aus dieser Schichtgruppe stammen, was nicht sicher ausgeschlossen werden kann, so würde das bedeuten, daß auch die *concauum*-Zone an dieser Stelle schon in den Mittleren Jüngerer Allgäu-Schichten einsetzt.

Die Oberen Jüngerer Allgäu-Schichten haben im Hirschbachtobel (S. 60) ebenfalls *Graphoceras* *rude* geliefert. Bei Ehrwald schließen sie dagegen mit einer Bank mit *Ludwigia murchisonae* (S. 54) ab. Somit ist also vielleicht die untere, sicher aber nicht die obere Grenze der Oberen Jüngerer Allgäu-Schichten überall genau gleichaltrig.

In den Obersten Jüngerer Allgäu-Schichten bietet REISERS *Macrocephalites typicus* von Tannheim (S. 62) im Untersuchungsgebiet den einzigen biochronologischen Fixpunkt. Im übrigen läßt sich ihre Bildungszeit nur vom Liegenden (Schichten mit *Graphoceras rude*) und vom Hangenden (Jura-Radiolarite) her eingrenzen.

Dies zwingt zu erneuter Diskussion über das Alter der Radiolarite: Innerhalb der Radiolarite mangelt es i. a. an Leitfossilien. In den Ostalpen konnten W. QUENSTEDT 1951 durch *Hibolites semisulcatus* (MÜNSTER) und Rhynchotheuten, W. WILMERS 1962 durch *Hibolites hastatus* (MONTFORT) und *Lamellaptychus* cf. *pleiadensis* TRAUTH unteren Malm nachweisen. Im Liegenden der Radiolarite ist Oberdogger in verschiedenen Fazies bekannt, außer bei Tannheim (siehe oben) noch im Ammergebirge („*Rhynchonella*“ *trigonella* ROTHPLETZ, SÖHLE 1899, S. 53; KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931), am Achensee [*Hibolites hastatus* (MONTFORT), W. QUENSTEDT 1951, S. 58 f.], im Chiemgau (*Macrocephalites* sp., FRANZ 1959) und bei Hallstatt (*Macrocephalites macrocephalus*, *Reineckia anceps* unter anderem, SPENGLER 1918, S. 327). Jüngere Fossilien als solche des unteren Callovian sind zwar bisher nicht aus dem Liegenden der Radiolarite veröffentlicht worden. Da aber der genannte *Macrocephalites typicus* von Tannheim 8 m unter den Radiolariten angetroffen worden ist, mag man mit einiger Berechtigung auch weiterhin annehmen, daß die Radiolarite etwa an der Dogger/Malm-Grenze einsetzen, wie dies unter anderem auch TRAUTH 1948 und SPENGLER 1951 getan haben.

Im Widerspruch mit dieser Auffassung schloß MILLER (1962, S. 39 ff. u. Tab. 2) aus dem Fund von *Ludwigia murchisonae* im Lehngraben bei Ehrwald (S. 54), daß die Radiolarite schon im mittleren Bajocian einsetzen. Zu dieser Ansicht führte ihn seine Fassung der Radiolaritgruppe, die er mit dem ersten Auftreten roter Farben beginnen ließ. Diese Grenzziehung wurde aus kartiertechnischen Gründen bevorzugt, kann aber nicht ohne weiteres mit der Untergrenze der Radiolarite in anderen Gebieten gleichgesetzt werden. Läßt man auch bei Ehrwald die Radiolarite erst mit der tiefsten Hornstein-Bank beginnen, so besteht kein Grund, die Radiolarite im engeren Sinne bei Ehrwald zu einem früheren Zeitpunkt einsetzen zu lassen als an den oben genannten Orten. Inzwischen hat auch MILLER 1963 selbst seine frühere Ansicht der hier vertretenen angenähert.

Die Obersten Jüngerer Allgäu-Schichten müßten also den großen Zeitraum vom mittleren Bajocian bis in den obersten Dogger umfassen. Größere

Schichtlücken konnten in ihnen mangels geeigneter Fossilien nicht nachgewiesen werden. Die Sedimente selbst liefern indessen an einigen Stellen Hinweise auf lückenhafte Ablagerung durch geringe Mächtigkeiten (Profile 7, 19, 22) resedimentäre Geröllführung (S. 54 und 58) und Brauneisenkrusten (Profil 10). Auch die häufigen bunten Lagen könnten in diesem Sinne gedeutet werden.

Wieweit die Abgrenzungen der vier Schichtgruppen innerhalb der Jüngeren Allgäu-Schichten streng gleichzeitig sind, wird sich nur prüfen lassen, wenn mehr Fossil-Fundpunkte zur Verfügung stehen. Vorläufig muß man sich mit der Feststellung begnügen, daß die bisherigen Funde nur im höheren Teil zeitliche Diskrepanzen andeuten, obwohl die Fundorte zum Teil weit voneinander entfernt sind.

Als Zusammenfassung des Gesagten möge Tab. 2 dienen, in der die einzelnen Schichtgruppen maßstäblich nach ihren Mächtigkeiten im Südteil der Allgäuer Hauptmulde bei Oberstdorf eingetragen sind.

III. Paläogeographie

Es soll nunmehr versucht werden, aus Mächtigkeitsverteilung, Litho- und Biofazies der Allgäu-Schichten und zeitgleicher Gesteine im Arbeitsgebiet auf Gestalt und Charakter des unter- und mitteljurassischen Ablagerungsraums zu schließen. In alpinotypen Gebirgen ist es naturgemäß besonders schwierig, aus einer Vielzahl örtlicher Untersuchungsergebnisse ein verlässliches paläogeographisches Gesamtbild zu entwerfen, da die ursprünglichen Lagebeziehungen zwischen den einzelnen Schichtprofilen durch Falten und Überschiebungen verzerrt sind. In den Nördlichen Kalkalpen, die mehrfach und in verschiedenen Richtungen eingeeengt worden sind, ist es mindestens beim derzeitigen Stand ihrer Erforschung nicht möglich, den vortektonischen Zustand quantitativ flächenhaft zu rekonstruieren. Um auf einen räumlichen Überblick dennoch nicht gänzlich zu verzichten, kommt man nicht umhin, lokale Daten im heutigen Kartenbild anzuordnen. Man muß bei der Auswertung allerdings im Auge behalten, daß







1. die ursprünglichen Dimensionen vor allem in der Einengungsrichtung um einen wechselnden Faktor verkürzt (senkrecht dazu unter Umständen verlängert) erscheinen und
2. ursprünglich schräg zur Einengungsrichtung gelegene Elemente (Trogachsen, Schwellen und ähnliches) mit meist unbekanntem Winkel jeweils gegen die Senkrechte auf die Formungsebene der Einengung rotiert worden, normalerweise also der Richtung der Faltenachsen angenähert oder gar in diese eingeschichtet worden sind.

Paläogeographische Karten ohne Rücksicht auf die tektonische Verformung sind allerdings nur dann sinnvoll, wenn im betrachteten Gebiet

Tab. 2. Vollgliederung der Allgäu-Schichten. Der Darstellung wurden die Mächtigkeitsverhältnisse im Südteil der Allgäuer Hauptmulde bei Oberstdorf zugrundegelegt (Gesamtmächtigkeit dort ca. 1500 m)



Schichtenfolge	nachgewiesene Zonen	Stufen
Hangendes: Radiolarite		(Untermalm)
	<i>macrocephalus</i>	Callovian
Oberste (z.T. Spatkalk-Schichten)		Bathonian
Obere		oberes mittleres
Mittlere	<i>concauum</i> <i>murchisonae</i> <i>scissum</i> <i>opalinum</i>	unt. Bajocian
Untere	<i>jurense</i>	ob.
Epsilon-Kalk	<i>bifrons</i> <i>falcifer</i>	unt. Toarcian
Mittlere Allgäu-Sch.		
obere	<i>spinatum</i>	
Stufenkalk		ob.
Ältere Allgäu-Schichten	<i>margaritatus</i>	Pliensbachian
untere		
(Roter Unterlias-Kalk)	<i>davoei</i> <i>ibex</i> <i>jamesoni</i> <i>raticostatum</i> <i>oxynotum</i> <i>obtusum</i> <i>turneri</i> <i>semirostatum</i> <i>bucklandi</i> <i>angulata</i> <i>planorbis</i>	unt. Sinemurian
Liegendes: Rhatoliaskalk oder Kossener Schichten		Hettangian
		Rhat

 Fleckenkalke
  Kalke u Kieselkalke
  Spatkalke
  Hornsteine
 Konglomerate
  Mergel

Deckenüberschiebungen mit sehr großen Förderweiten ausgeschlossen werden können. Im Westteil der Nördlichen Kalkalpen ist die Diskussion über Deckenbau oder gebundene Tektonik noch immer im Gange. Nach dem derzeitigen Untersuchungsstand steht fest, daß es zwischen dem Rätikon und Hinterstein keine zusammenhängende Lechtal-Decke gibt und daß die Förderweiten der verschiedenen Überschiebungen, die der Lechtal-Decke bisher zugerechnet worden sind, nicht 5—6 *km* überschreiten. Auch in den nordöstlichen Allgäuer Alpen ist die Trennung zwischen Allgäu- und Lechtal-Decke unwahrscheinlich geworden (BORNHORST 1958, ZACHER 1959, REUM 1960). Hier ergeben sich nunmehr aus Fazies- und Mächtigkeitsverteilung des Jura weitere Argumente gegen den Deckenbau, wie später gezeigt wird (S. 88 f.). Da die Allgäu-Schichten im Arbeitsgebiet nur auf Allgäu- und Lechtal-Decke früherer Auffassung beschränkt sind (abgesehen von einigen winzigen Vorkommen auf der Krabach-Masse), brauchen Inntal- und Krabachjoch-Decke hier nicht zur Debatte gestellt werden.

A. Mächtigkeitsverteilung

Auf den Tafeln 1—3 wurden die Mächtigkeiten für die drei Abteilungen der Allgäu-Schichten getrennt aufgetragen. Dazu wurden Daten aus gut aufgeschlossenen Profilen verwandt, in denen wesentliche Mächtigkeitsänderungen durch tektonische Deformation ausgeschlossen werden dürfen. Nur ausnahmsweise wurden Maximal- oder Minimal-Schätzwerte aus tektonisch gestörten Profilen hinzugezogen, um Lücken zu schließen.

1. Ältere Allgäu-Schichten

Ein verhältnismäßig vollständiges Bild erhält man naturgemäß bei den Älteren Allgäu-Schichten als den am weitesten verbreiteten und zugleich mächtigsten Schichten (Tafel 1). Sehr deutlich zeichnet sich im Kern des untersuchten Gebietes der große Allgäu-Außerferner Trog ab, dessen Achse aus dem Großen Walsertal bis zum Rauheck-Kreuzeck-Kamm bei Oberstdorf mit ENE-Streichen am Südrand der Allgäuer Hauptmulde verläuft. Dann biegt die Trogachse nach SE schräg über die Hornbach-Kette in das Gebiet von Häselgehr am Lech ab, von wo sie mit neuerlichem ENE-Streichen der Holzgau-Lermooser Mulde folgt. Bei Berwang wird der Trog noch quer durch eine schmale Zone geringerer Mächtigkeiten unterteilt, so daß man einen Lermooser Teiltrog ganz im E abtrennen kann. Im Streichen der Trogachse betrachtet, wachsen die Mächtigkeiten von 200 *m* an der Bregenzer Ach rasch auf 1000 *m* am Linkerskopf an und behalten dann etwa diesen Wert bis zur Elmer Kreuz-Spitze bei. Von da sinken sie bis auf 250 *m* bei Berwang allmählich ab und steigen im Lermooser Trog schließlich wieder auf 400 *m* an.

Auf der Südseite des Allgäuer Hauptkamms schließt dicht an den Allgäuer Trog ein örtlich begrenztes Sedimentations-Minimum im Schochental an, in dem die Mächtigkeiten von 1000 *m* auf weniger als 50 *m* zurückgehen. Südlich davon schwellen sie dann wieder auf 200 *m* an. Das Schochental-Minimum reicht nach E kaum über den Meridian von Holzgau hinaus.

In den westlichen und zentralen Lechtaler Alpen nehmen die Mächtigkeiten nach S gegen die Zürser Schwelle hin allmählich ab, doch sind die Differenzen zwischen Höchst- und Mindestwerten hier viel geringer als in den Allgäuer Alpen. Sehr auffällig ist der kleinräumige Teiltrog um die Parseier Spitze, den man geradezu als „Parseier Loch“ bezeichnen möchte.

Die Zürser Schwelle — zwischen Bludenz und der Eisenspitze an den Isopachen deutlich zu verfolgen — stößt aus dem generellen EW-Streichen an drei Stellen in asymmetrischen Bögen nach N vor: An der Roten Wand, bei Lech und nördlich der Eisenspitze. Dabei ist der nach NW bzw. WNW streichende Ostflügel der Bögen jeweils länger als der westliche.

Ob der geringmächtige Jura der Peischelwänd im Krabachtal (S. 14) direkt mit dem Schwellenvorsprung bei Lech (Rüfikopf-Wösterspitze) in Verbindung gebracht werden kann wie auf Tafel 1, ist wegen der lückenhaften Verbreitung des Jura in diesem Bereich nicht sicher zu entscheiden.

Im Rätikon biegt die Zürser Schwelle diskordant zum heutigen Faltenstreichen steil nach S ab. Ihr gehören die geringmächtigen Rotsedimente zwischen Bludenz und dem Valbon-Kopf an, während man in den relativ mächtigen Älteren Allgäu-Schichten des Sarotlats, der Zimba und des Wildbergs vielleicht eine Fortsetzung des Allgäuer Trogs erblicken darf. Die schwächtigen roten Jura-Sedimente südlich Brand sind einer besonderen, näher am äußeren (nördlichen) Kalkalpenrand gelegenen Schwelle zuzuschreiben.

Im Klostertal und am Flexenpaß nehmen die Mächtigkeiten von der Zürser Schwelle nach S noch einmal zu, so daß man hier von einem neuen Teiltrog sprechen kann, der im folgenden auch ohne Kenntnis seiner einstigen Südbegrenzung als Klostertaler Trog bezeichnet wird.

Am Nordrand der Kalkalpen sind paläogeographische Elemente wegen der geringen Verbreitung des Jura und intensiver Schuppentektonik nicht auf größere Erstreckung durchzuverfolgen. Zwischen Zitterklapfen und Widderstein einerseits und in einem schmalen Streifen zwischen Seealp-See und Obertal östlich Oberstdorf andererseits sind die Älteren Allgäu-Schichten auffallend geringmächtig. Es scheint sich dabei um Teile ein und desselben Sedimentations-Minimums zu handeln. Auf seiner Nordwest-Flanke schwellen die Mächtigkeiten am Gräshorn und in den Bergen zwischen Bsonderach und Osterach bei Hindelang bis hinüber zur Zipfels-Alpe bei Hinterstein noch einmal beträchtlich an, ehe der Nordrand des Oberostalpins weitere Aussagen verwehrt. Die Hindelanger Schwelle (S. 82) liegt noch nordwestlich dieses randlichen Senkungsgebietes.

Zwischen Osterach und Lech sind zuverlässige Mächtigkeitsangaben zu weit gestreut, als daß sie ein detailliertes Bild erlaubten. Hier deutet sich lediglich in den Vilser Alpen ein weiterer Trog an und südwestlich davon, zwischen Luitpold-Zone und Landsberger Hütte, ein Bereich geringer Sedimentation. Im Vilser Trog erreichen ausnahmsweise auch die Schichten des Unterlias und des tieferen Mittellias relativ hohe Werte, während sie sonst nur einen geringen Bruchteil der Älteren Allgäu-Schichten ausmachen.

Abb. 2 soll die Mächtigkeitschwankungen der Älteren Allgäu-Schichten in drei Querprofilen veranschaulichen. Sie wurden nach der Mächtigkeitskarte gezeichnet und 2,4-fach überhöht. Besonders kraß zeichnet sich der

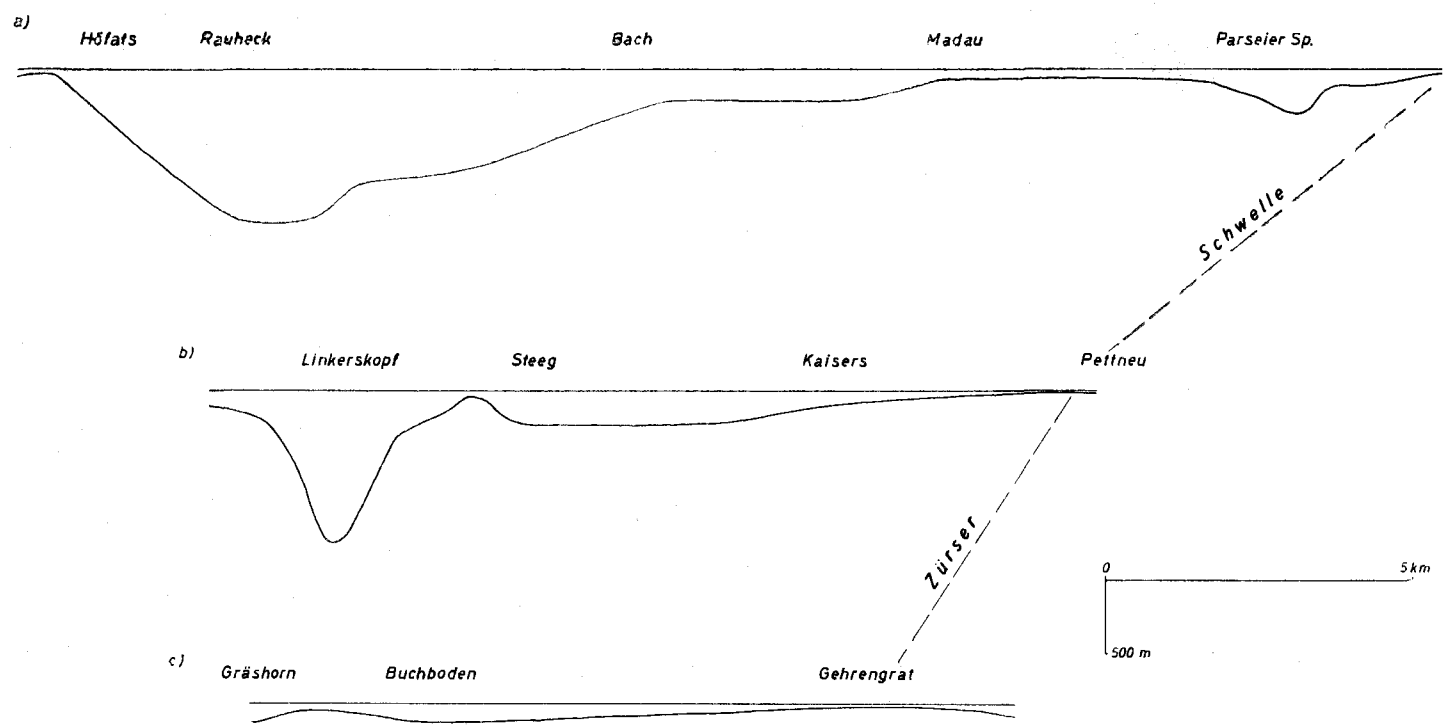


Abb. 2: Mächtigkeitsprofile der Älteren Allgäu-Schichten. Tektonische Formen nicht entzerrt. Lage siehe Tafel 1. 2.4× überhöht.

Allgäu-Außerferner Trog ab (Abb. 2 a und b). Hier war es auf Grund neuer Detailuntersuchungen (JACOBSHAGEN 1961) ausnahmsweise möglich, ein Querprofil zu entzerren und die Mächtigkeitsschwankungen maßstäblich und nicht überhöht darzustellen (Abb. 3). Das Parseier Loch (Abb. 2 a) und der Klostertaler Trog sind ebenfalls zu erkennen.

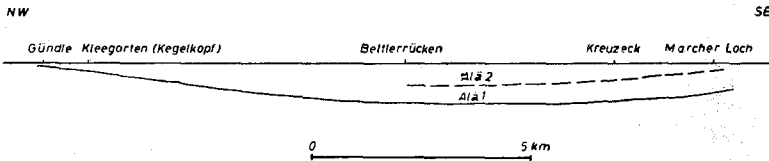


Abb. 3: Mächtigungsänderungen der Älteren Allgäu-Schichten in einem entzernten Querprofil durch die Allgäuer Hauptmulde. Nicht überhöht.

2. Mittlere Allgäu-Schichten

Bei den Mittleren Allgäu-Schichten (Tafel 2) erhält man ein ähnliches Bild wie für die Älteren Allgäu-Schichten. Der zentrale Haupttrog ist inzwischen deutlich in einen Allgäuer und einen Lermooser Teiltrog aufgliedert. Die Achse des Allgäuer Trogs folgt der Allgäuer Hauptmulde vom Schadona-Paß bis ins obere Osterachtal bei Mächtigkeiten bis über 200 m. Östlich vom Schochental-Minimum stößt nur ein Abzweig zungenförmig nach SE ins Lechtal vor, wird aber durch eine breite Zone vom Lermooser Trog getrennt (hier stehen allerdings wegen der geringen Verbreitung der Mittleren Allgäu-Schichten nur wenige Meßpunkte zur Verfügung). Parseier Loch und Klostertaler Trog sowie die Zürser Schwelle haben Lage und Ausdehnung kaum verändert. Im Rätikon reichen die Daten nicht mehr zu einem eindeutigen Bild aus. Das gleiche gilt für den Nordsaum der Kalkalpen.

In den nordöstlichen Allgäuer Alpen ist das Sedimentations-Minimum zwischen Prinz-Luitpold-Haus und Tannheim wieder erkennbar. Der Vilser Trog ist nur nördlich Nesselwängle angedeutet.

Wiederum sind diagonale, schräg zur heutigen Tektonik verlaufende Elemente im Isopachenbild nicht zu verkennen, vor allem beiderseits des Schochental-Minimums. Besonders betont ist die Linie von Steeg zur Parseier Spitze.

3. Jüngere Allgäu-Schichten

Noch lückenhafter als bei den Mittleren Allgäu-Schichten ist die Mächtigkeitsverteilung bei den Jüngeren Allgäu-Schichten überliefert (Tafel 3). Immerhin ist noch zu erkennen, daß der Allgäuer Trog sich am Schochental-Minimum vorbei nach SE bis in das Gebiet des unteren Griebel- und des Alperschon-Tals ausgedehnt hat. Dabei tritt erneut die Diagonale Steeg—Parseier Spitze hervor. Auch gegen SW dringt eine Bucht des Allgäuer Trogs über Lech hinaus bis zur Roten Wand vor. Zwischen dem Allgäuer und dem Parseier Trog erscheint deutlicher als zuvor eine Zone geringerer Sedimentation. Die Zürser Schwelle behält ihre Lage bei, ist aber zwischen Flexenpaß und Formarin-See schmaler geworden, zugunsten des Klostertaler Trogs.

Nahe am nördlichen Kalkalpenrand wurde wie zur Zeit der Älteren Allgäu-Schichten in einem schmalen Streifen zwischen Buchboden und Mittelberg wenig sedimentiert, während am Gräshorn die Mächtigkeiten gegen N wiederum anwachsen. Auch bei Hindelang (Hirschbachtobel) schwellen die Mächtigkeiten am äußersten Kalkalpenrand deutlich an. Der Vilser Trog ist nur bei Nesselwängle an erhöhten Mächtigkeiten zu ahnen. Die Entwicklung in der Lermooser Mulde ist nicht überliefert.

4. Überblick

Die Mächtigkeitsbetrachtungen lassen sich folgendermaßen zusammenfassen:

1. Während des Lias und Dogger verändern die Tröge (Allgäuer, Vilser, Lermooser, Parseier und Klostertaler Trog) und die zwischen ihnen gelegenen Sedimentationsminima (vor allem die Zürser Schwelle) zwar örtlich etwas ihren Umfang, behalten aber im ganzen gesehen ihre Lage bei.

2. Vom Großen Walsertal bis nach Hindelang laufen die Isopachen der sogenannten Allgäu-Wendung des Kalkalpenrandes parallel.

3. Vor allem in den Lechtaler Alpen biegen die Isopachen wiederholt aus der generellen ENE-Richtung schräg zu den tektonischen Strukturen in ESE- bis SE-Richtung ein, am deutlichsten an einer von der Parseier Spitze nach Steeg verlaufenden Linie. Bei Bludenz drehen sie steil nach S ab, ebenfalls diskordant zur heutigen Tektonik.

B. Die Fazies der Allgäu-Schichten

Aus Geländebeobachtungen und einer vergleichsweise geringen Zahl von Dünnschliffen soll ein vorläufiger Überblick über die verschiedenen Fazies innerhalb der Allgäu-Schichten gegeben werden. Wie eingangs erwähnt und aus der stratigraphischen Beschreibung immer wieder ersichtlich, stellen die Allgäu-Schichten keine monofazielle Serie dar, sondern einen vielfachen Wechsel unterschiedlicher Sedimente, deren Eigenschaften nachstehend skizziert und paläogeographisch gedeutet werden sollen. Man kann sie nicht schlechthin als die Mergelfazies des kalkalpinen Jura typisieren.

1. a) Fleckenmergel s. str.

Hierunter werden nur die in den Allgäu-Schichten überwiegenden dunklen, pelitischen Kalke bis Mergel mit Flecken verstanden. Ihr Gepräge erhält diese Fazies demnach vor allem durch die Verbreitung von Lebensspuren, die etwas eingehender betrachtet werden müssen.

Fukoiden („Flecken“)

Wie eingangs zitiert (S. 4), waren die Flecken in den Fleckenmergeln (Phototafel 1, Fig. 4) von vornherein mit den auf Schichtflächen oft zu beobachtenden Fukoiden in Verbindung gebracht worden (z. B. GÜMBEL 1855), die man noch bis gegen Ende des 19. Jahrhunderts für fossile Algen hielt. ROTHPLETZ 1896 bildete davon insofern eine Ausnahme, als er die Gattung *Phymatoderma* BROGNIART von den übrigen Fukoiden trennte

und wegen angeblicher Sponginfasern zu den Hornschwämmen zog. Diese Gattung *Phymatoderma* sollte im alpinen Lias häufig sein, und daher sah man in der Folgezeit bisweilen die Flecken als Reste von Hornschwämmen an (SCHULZE 1905, PONTOPPIDAN 1911, SCHRÖDER 1925). Dagegen hatte schon Th. FUCHS in NATHORST 1881 vermutet, daß es sich bei den Fukoiden um zoogene Spurenfossilien handle. Dies wurde zunächst außer von ihm selber (1895, 1904) auch von NATHORST und von O. M. REIS 1909 verfochten und später von R. RICHTER 1928 überzeugend dargelegt (Röhrenbauten mariner Organismen, vor allem wohl von Würmern. Weitere Bestätigungen haben seitdem vor allem GÖTZINGER & BECKER 1932, WASSOJEWITSCH 1936, KREJCI-GRAF 1936 und TAUBER 1948 geliefert.

Detaillierte Untersuchungen über die Fukoiden der Allgäu-Schichten liegen bislang nicht vor. Immerhin wurden in den vergangenen Jahren wertvolle Beobachtungen hierüber mitgeteilt: Einerseits fand GANSS (1950, S. 208) in liassischen Mergeln zwischen Schliersee und dem Inntal „aus Hornsubstanz gebaute Ringsegmente von Wurmröhren, die eine Breite bis 1 cm und eine ebensolche Höhe erreichen. Diese Segmente sind leicht ineinandergeschachtelt und ergeben Röhren von einigen Zentimetern Höhe“. Andererseits schlossen BORNHORST (1958), BESLER (1959, S. 443 f.) und KUCKELKORN (1960) aus mikroskopischen Untersuchungen (Flecken unscharf begrenzt; Dunkelfärbung durch fein verteilten Pyrit und Bitumen; wenige Fossilreste in den Flecken, z. B. Schwammnadeln und Radiolarien), daß die Substanz der Flecken aus einem Faulschlamm hervorgegangen sei. ALBRECHT (1953, S. 93) kam durch mikrochemische Analysen (Nachweis von Tiophen, Mn-, V- und Mo-Anreicherungen) zu demselben Ergebnis. Dieser Faulschlamm dürfte sich von Kotfüllungen in Freß- oder Wohnbauten von Anneliden herleiten, wie dies TAUBER 1948 für *Chondrites furcatus* STERNBERG aus dem Flysch in einer vorbildlichen Untersuchung nachweisen konnte.

Zoophycos

(Synonymieliste nach A. SEILACHER bei VOIGT & HÄNTZSCHEL 1956, S. 119)

Mehrfach konnten in Allgäu-Schichten große Platten mit *Zoophycos* „Wedeln“ beobachtet werden, so in Jüngeren Allgäu-Schichten des Lehngrabens bei Ehrwald (Profil 19) und Mittleren am Madratsch bei der Roten Wand (Profil 3).

Einen entsprechenden Fund von „*Taonurus*“ meldete GANSS 1950 aus Fleckenmergeln der Berge zwischen Schliersee und dem Inntal.

Nach SEILACHER (1954 und freundliche briefliche Mitteilung) ist *Zoophycos* auf tieferes Wasser beschränkt.

Parkettierende Lebensspuren

Ein Bruchstück einer „parkettierenden, helminthoideenartigen Weidespur“ wurde von STENGEL-RUTKOWSKI (vgl. KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI 1959, S. 186) am Wildhorn beim Zürser See gefunden. D. RICHTER 1954 a, Abb. 14, hat eine ähnliche, aber etwas weiter mäandrierende Spur von der Laufbichel-Kirche bei Hinterstein wiedergegeben, wo solche Typen häufig sein sollen. Beide Funde stammen aus Älteren Allgäu-Schichten. Obwohl der Verfasser sein Augenmerk besonders auf solche Spuren gerichtet hatte, ist es bisher bei diesen lokalen Funden geblieben.

Eine ziemlich vollständige Übersicht über die Körperfossilien der Fleckenmergel hat SCHRÖDER 1925 gegeben. Cephalopoden überwiegen darin weit aus. Muscheln (vornehmlich Inoceramen, Aviculiden, Limiden, Pectiniden) kommen gelegentlich vor; von ihnen sind nur die Inoceramen, insbesondere *I. ventricosus* im Mittellias, stellenweise häufig. Schnecken fehlen fast ganz. Brachiopoden sind selten und fast ausschließlich auf unterliassische Fleckenmergel beschränkt. An Echinodermen sind im Arbeitsgebiet außer Crinoiden einige kleine Seeigel bekannt (*Eodiadema*). Korallen wurden niemals gefunden. In Dünnschliffen fallen vor allem Radiolarien und Kieselschwamm-Nadeln auf; vereinzelt treten gelegentlich Foraminiferen hinzu.

In dieser vollmarinen Fauna herrschen zahlenmäßig die nektontischen und planktontischen Formen weit vor. Das Benthos wird vorwiegend von Sedimentfressern (Fukoiden) gestellt. Bionomisch betrachtet (H. SCHMIDT 1935), möchte man daraus schließen, daß das Bodenwasser des Sedimentationsbeckens sehr sauerstoffarm gewesen ist und daher den meisten Formen des marinen Benthos keine Lebensmöglichkeiten mehr geboten hat. Nur sedimentlebende Würmer dürften dem angepaßt gewesen sein (die rezenten Polychaeten *Arenicola* und *Nereis* z. B. können dank eines spezifischen Hämoglobins noch bei sehr geringen O_2 -Partialdrucken leben, wie HECHT 1932 gezeigt hat). Die Reste schwimmender Organismen sind erst nach dem Tode aus höheren Wasserschichten in diese schlecht durchlüftete Umgebung abgesunken. Ihre organische Substanz konnte dort nur sehr langsam oxydiert werden, so daß den Sedimentfressern reichlich Nahrung geboten war.

Daß im Sediment selbst ein reduzierendes Milieu geherrscht haben muß, geht aus den dunklen Farben, feinverteiltem Bitumen und Pyrit-Konkretionen hervor. Auch das Fehlen von Kalkschalen bei den Fossilien läßt nach H. SCHMIDT 1935 Sauerstoffmangel vermuten, der am Meeresboden gewöhnlich mit erhöhten CO_2 -Konzentrationen einhergeht. Demgegenüber ist zu beachten, daß ein erheblicher Teil des Sediments — nämlich die Fleckensubstanz — den Darm von sedimentfressenden Organismen passiert hat, daß also auch Oxydationsprozesse bei der Lithogenese mitgewirkt haben. Dieser koprogene Anteil berechtigt dazu, bei der Fleckenmergel-Fazies von einer marinen Gyttja (H. SCHMIDT 1935) zu sprechen. Dafür bezeichnende Anreicherungen von V, Mo und Mn hat, wie schon erwähnt, ALBRECHT 1953 nachgewiesen.

Die Vorstellung von E. KRAUS 1951, S. 241, daß „die gewöhnliche Bodenfauna durch die Unruhe“ (gemeint sind ständig wiederkehrende tektonische Bewegungen) „i. a. in die Flucht geschlagen“ sei, kann wohl nicht ernstlich in Betracht gezogen werden.

Indessen kann die sauerstoffarme Bodenwasser-Schicht nur dünn gewesen sein, da die fast immer nachweisbaren Kieselschwämme sicherlich höhere Ansprüche gestellt haben; sie dürften bereits in besser durchlüftetes Wasser hineingeragt haben. Daß die Schwammnadeln aus einem anderen Biotop eingedrufft wären, ist auszuschließen, da sie in der Fleckenmergel-Fazies überall verbreitet sind und das gleichbleibend feine Korn des Sediments keine Hinweise auf entsprechende Bodenströme gibt.

1. b) Rote Bänder in Fleckenmergeln

Episodisch muß das Bodenwasser besser durchlüftet gewesen sein, so daß auch Muscheln, Brachiopoden und Echinodermen sich ansiedeln konnten. Das gleiche kann man wohl auch aus den roten Lagen schließen, die

sich stellenweise in die Gesteine der Fleckenmergel-Fazies einschieben (S. 24—26, 29, 30). Mikrofaziell ähneln jene sehr den Fleckenmergeln, jedoch enthalten sie gewöhnlich neben Radiolarien und Schwammnadeln auch Echinodermen- und feinen Zweischaler- (? Brachiopoden-) Bruch, letzteren gelegentlich bis zu Schill-Lagen angereichert. Sie besaßen somit zweifellos eine reichere und anspruchsvollere Bodenfauna als die Fleckenmergel. Man ist in diesen Fällen geneigt, einem Gedankengang von FABRICIUS 1960 zu folgen und anzunehmen, daß die roten Farben durch längere Einwirkung O_2 -haltigen, oxydierenden Meerwassers entstanden sind. Allerdings liegen viele dieser roten Einschaltungen nahe den Schwellen an den Kalkalpenrändern; wenigstens beim nördlichen käme auch festländische Beeinflussung in Frage.

Wie kommt es im Fleckenmergel-Becken zu sauerstoffarmem Bodenwasser? FABRICIUS 1960, S. 104, suchte eine Erklärung in der raschen Ablagerung. Nach seiner Meinung sind abgestorbene Organismen im Sediment eingebettet worden, bevor sie verwesen konnten; sie seien statt dessen unter H_2S -Produktion im Sediment zersetzt worden. Die Fleckenmergel-Gesteine sind aber keineswegs überall rasch sedimentiert worden. So schwanken z. B. die Mächtigkeiten der Älteren Allgäu-Schichten, die fast ausschließlich aus Fleckenmergeln bestehen, im Arbeitsgebiet zwischen 1000 und 10 m. Der Minimalwert liegt in der Größenordnung der Mächtigkeiten von zeitgleichen Rotsedimenten auf der Zürser Schwelle. Die schlechte Belüftung des Bodenwassers hing demnach sicherlich nicht von der Sedimentationsgeschwindigkeit ab. Es ist wahrscheinlicher, daß die Wasserbewegung im allgemeinen nicht ausreichte, um das Bodenwasser von der Meeresoberfläche her ausreichend mit Sauerstoff zu versorgen (auch diese Vorstellung ist bei FABRICIUS 1960, S. 105, andeutungsweise zu finden). Jedenfalls bieten die pelitischen Fleckenmergel-Gesteine keine Anzeichen tiefgreifender Wasserbewegungen, sie sind vielmehr typische Ablagerungen des marinen Langschweb-Bereiches im Sinne von GRIPP 1958.

2. Ungebankte Mikrofossilkalke

Unmittelbar an die normale Fleckenmergel-Fazies sind die nahezu bankungslosen Gesteine des Stufenkalks (S. 7) und der Älteren Allgäu-Schichten an der Eisenspitze (S. 16) anzuschließen. In beiden Fällen handelt es sich um mittelgraue, pelitische Kalke.

a) Im makroskopischen Bild des Stufenkalks treten Flecken zurück, unter dem Mikroskop sieht man aber, daß dunkles Pigment feinfleckig verteilt ist. An Mikrofauna sind vor allem calcitisierte Kieselschwamm-Nadeln, daneben auch Radiolarien zu nennen, deren Kieselsäure das Gestein zuweilen spürbar verhärtet hat.

b) Die massigen Kalke der Eisenspitze zeigen keine Flecken. Im Dünnschliff wurden neben Glaukonit-erfüllten Foraminiferen feine Mollusken-Trümmer und calcitisierte Radiolarien festgestellt.

Daß bei Mikrofossil-Kalken die Schichtung schwinden kann, ist eine bekannte Tatsache. H. SCHMIDT 1935, S. 120, sieht die wesentliche Ursache dafür in ununterbrochenem Planktonfall.

3. Kieselgesteine

Hier sind vor allem der Liaskieselkalk der Ammergauer Alpen (S. 39), die unterliassischen Spongienschiefer der Vilser Alpen (S. 37), die hornsteinreichen Älteren Allgäu-Schichten der Lechtaler Alpen (S. 12 und 18) sowie die Hornsteinbänke aus den Älteren und Jüngeren Allgäu-Schichten, insbesondere in der obersten Gruppe der letzteren, zu nennen. Kieselige Fleckenkalke, durch einen erhöhten Gehalt an diffussem SiO_2 aus calcitisierten Kieselschwamm-Nadeln oder Radiolarien ausgezeichnet, können in allen Abteilungen der Allgäu-Schichten vorkommen.

Die Liaskieselkalke der Ammergauer Alpen und die Vilser Spongienschiefer unterscheiden sich nur graduell von kieseligen Fleckenkalcken durch einen größeren Anteil an Kieselschwamm-Nadeln, die im Extrem aber zu Spiculiten im Sinne von O. F. GEYER 1962 angereichert sein können. Dementsprechend sind sie mehr oder weniger verkieselt. Farbe und Korngröße der pelitischen Matrix entsprechen den Fleckenmergeln, auch Flecken kommen vor.

Auch die hornsteinreichen Älteren Allgäu-Schichten der Lechtaler Alpen stehen mikrofaziell den Fleckenmergeln sehr nahe. Es handelt sich ebenfalls um pelitische Kalke, die partienweise dunkel pigmentiert sind. Spongiennadeln sind stark angereichert und haben die Kieselsäure zur Bildung der Hornsteinknauern geliefert, wenn man das geringe Beobachtungsmaterial verallgemeinern darf, das zur Zeit vorliegt (Schliffbeschreibung S. 19; HUCKRIEDE 1959 a, S. 68).

Bei dem Rest der aufgezählten Kieselsteine ist die Herkunft des SiO_2 nicht immer eindeutig belegt. Dies gilt vor allem für die Kieselkalke der Obersten Jüngeren Allgäu-Schichten, die zum Teil erheblich umkristallisiert sind. Sicher ist, daß ein Teil der Hornsteinbänke ebenfalls auf Kieselschwämme zurückzuführen ist (vgl. z. B. D. RICHTER 1956, S. 350).

Auf die geochemischen Probleme der Hornsteinbildung soll hier nicht eingegangen werden. Eine kurze Übersicht über diesen Fragenkreis hat kürzlich ULRICH 1960 gegeben.

4. Mangan- und Bitumenschiefer

Diese beiden Gruppen von Mergelschiefeln der Mittleren Allgäu-Schichten sind nicht scharf zu trennen. Zwar scheinen sich nach den Untersuchungen von BITTERLI 1962 höhere Mn- und Bitumengehalte mindestens gebietsweise gegenseitig auszuschließen. Im makroskopischen und mikroskopischen Bild aber stimmen beide Fazies so sehr überein, daß sie hier gemeinsam beschrieben werden sollen. Der geochemische Aspekt der Mn-Fällung und die Frage nach der Herkunft des Mn werden nicht besprochen.

Es handelt sich stets um dunkle (graue, bräunliche oder schwarze), pelitische Schiefer, die Glimmerblättchen und vereinzelt Quarzkörner enthalten. Die relativ helleren Typen führen bisweilen reichlich Fukoiden. Die dunkleren können fein gebändert sein. Pyritknollen kommen vor.

An Makrofossilien sind Ammoniten, Muscheln (*Posidonia bronni*, Inoramen) und Fischzähne zwar bekannt, aber sehr selten. In einigen, etwas kalkigeren Lagen sind Echinodermen-Reste angereichert. Vereinzelt wurden auch kohlige Pflanzenreste beobachtet. Die Mikrofauna besteht fast nur aus Schwammnadeln und Radiolarien.

Man hat es wohl mit Sapropeliten von Gyttja- bis Sapropel-Charakter zu tun. Mikrofaziell stehen sie den Fleckenmergeln ebenfalls sehr nahe (hier ist vor allem an die Schwammnadeln gedacht). Ihre bionomischen Bedingungen dürften von denen der Fleckenmergel auch nicht sehr verschieden gewesen sein. Der fazielle Unterschied besteht vor allem in geringerem Kalkgehalt. Die Fauna, besonders die Bodenfauna, ist zwar noch ärmer als in den Fleckenmergel-Gesteinen. Dies wird aber wohl weniger darin begründet sein, daß der Meeresboden schlechter belüftet gewesen wäre, da auch in sehr dunklen Schiefen noch reichlich Schwammnadeln nachgewiesen werden konnten. Dagegen dürften sich die relativ kalkarmen Schiefer einerseits viel langsamer verfestigt haben als die Fleckenkalke. Es ist daher mit ursprünglich tiefgründigen Schlammböden zu rechnen, auf denen sich nur besonders angepaßte Organismen ansiedeln konnten. Da aber auch freischwimmende Formen selten sind, wäre es andererseits vielleicht denkbar, daß das Wasser mehr Tonschweb enthielt und deshalb weniger durchlichtet war als bei der Fleckenmergel-Sedimentation.

Wiederholt sind dunkle, bituminöse Schiefer des nordalpinen Unter-*Toarcian* mit den Posidonienschiefen des deutschen Lias *epsilon* verglichen und von einigen Autoren (SCHLOSSER 1909, SCHRÖDER 1925, OSWALD 1929, SCHOTTLER 1934, O. KUHN 1938, GANSS 1950) sogar damit gleichgesetzt worden. DORN (1958, S. 328 f.) konstatierte hingegen, daß zumindest die ihm bekannten fossilarmen, sandigen Mergelschiefer zwischen *Wendelstein* und *Hochfelln* nicht ohne weiteres der germanischen Posidonienschiefer-Fazies zugeordnet werden könnten. Auch in dem hier untersuchten Kalkalpen-Abschnitt westlich vom *Wettersteingebirge* sollte man nicht von Posidonienschiefen sprechen. Einmal verdienen die hohen Mangan-Gehalte der alpinen Gesteine hervorgehoben zu werden (Mn-reiche und bituminöse Schiefer liegen oft in vielfachem Wechsel übereinander). Sodann bestehen auch beträchtliche Unterschiede in den Faunen: Die alpine Serie ist gegenüber den süddeutschen Posidonienschiefen sehr fossilarm, Saurierreste fehlen ganz, auch Cephalopoden sind selten. Dagegen führt sie reichlich Schwammnadeln und Radiolarien, die wiederum den echten Posidonienschiefen fremd sind, wie man der eingehenden Faziesstudie von EINSELE & MOSEBACH 1955 entnimmt. Während das Posidonienschiefer-Meer viele Anzeichen von Landnähe aufweist (vgl. DORN 1936), sind die alpinen Schiefer offenbar in küstenferneren Stillwasser-Bereichen eines mehr offenen Meeres abgesetzt worden.

5. Echinodermen-Spatkalke

Echinodermen-Spatkalke finden sich bankweise in allen drei Abteilungen der Allgäu-Schichten. Häufig sind sie im tiefen Lias des Kalkalpen-Nordrandes, im *Epsilon-Kalk* und in den Spatkalk-Schichten der Obersten Jüngeren Allgäu-Schichten. Abgesehen von den massenhaft angehäuften Crinoiden-Stielgliedern und zertrümmerten Seeigel-Stacheln, sind Makrofossilien selten: Ein Brachiopod (D. RICHTER 1958), Belemniten (HUCKRIEDE 1959 a) und Fischzähne (HUCKRIEDE 1959 a, JACOBSHAGEN 1958). In Dünnschliffen kommen dazu noch Schnecken, kleine Brachiopoden, dickschalige Foraminiferen und vereinzelt Schwammnadeln. An klastischen Komponenten sind Kalk-Gerölle aus Allgäu-Schichten im *Epsilon*-

Kalk und in den Spatkalk-Schichten häufig. Daneben kommt etwas chersogener Quarz und Glimmer vor.

Zweifellos haben sich Crinoiden-Rasen nur auf gut durchlüftetem Meeresgrund ansiedeln können. Dafür spricht auch die übrige Bodenfauna. Lebhaftere Wasserbewegung, die sauerstoffhaltiges Wasser herbeigeführt haben muß, ist auch durch die Geröllführung erwiesen.

6. Klastische Einlagerungen

a) Quarzpsammite

Quarzsand führende Gesteine sind in den Allgäu-Schichten des Untersuchungsgebietes sehr selten. Zwar hat vornehmlich die ältere Literatur (z. B. ROTHPLETZ 1902; MYLIUS 1912; AMPFERER 1913, 1924 a und b, 1932; FRANK 1934; M. RICHTER 1937) immer wieder „Sandsteine“ erwähnt. SCHRÖDER 1925 glaubte sogar, vor allem auf Grund von Angaben AMPFERERS, sandige Einlagerungen seien in den „Allgäuschiefern“ der Allgäuer und Lechtaler Alpen sehr verbreitet, und bemühte sich um eine plausible paläogeographische Erklärung. Wo indessen Ortsangaben gestatteteten, diese Angaben nachzuprüfen, fanden sich statt der Sandsteine meist feinspätige oder schaumig angewitterte Kieselkalke, die irregeleitet haben mochten.

Sieht man davon ab, daß sowohl in den dunklen Schiefen der Mittleren Allgäu-Schichten als auch in den Spatkalken der Obersten Jüngeren Allgäu-Schichten einzelne chersogene Quarzkörner zu finden sind, so bleiben nur wenige Vorkommen von Quarzpsammiten zu nennen:

1. Sandsteine mit Kalkzement in den Älteren Allgäu-Schichten zwischen Steintobel und Blasenka im Großen Walsertal (S. 26).

2. Grüne Chlorit-Quarz-Gesteine in den Obersten Jüngeren Allgäu-Schichten bei Mittelberg im Kleinen Walsertal (S. 56 f.).

3. Fleckenkalke der Hindelanger Gegend. Darin fand BAUBERGER 1955 „reichlich Quarz, \varnothing maximal 0.06 mm, daneben etwas Feldspat (zum Teil carbonatisiert) und Biotit“.

4. Sandige Einlagerungen in den Älteren Allgäu-Schichten der Hohenschwangauer Alpen. Sie wurden schon von KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931 genannt und sind auch weiter im Osten, am oberbayrischen Kalkalpenrand, immer wieder erwähnt worden.

5. „Quarzgrand“ in den Unteren Älteren Allgäu-Schichten der Schwabwanne bei Lech (S. 27). Die von KOCH & STENDEL-RUTKOWSKI 1959 erwähnte Lage wurde nicht wiedergefunden. Wahrscheinlich handelt es sich nicht um chersogenen Detritus, sondern um kleine Konkretionen, wie sie auch im Hauptdolomit des Allgäuer Hauptkamms zu finden sind. Das wäre als westliches Ausklingen der hornsteinreichen Älteren Allgäu-Schichten in den zentralen Lechtaler Alpen verständlich.

b) Konglomerate und Breccien

Etwas häufiger als quarzführende Psammite sind konglomeratische Lagen:

Resedimentäre Geröllbänke fanden sich vor allem unter dem Stufenkalk (S. 7), im Epsilon-Kalk (S. 41), in den Mittleren Jüngeren Allgäu-Schichten des Himmeleck (S. 57, Phototafel 4, Fig. 4), Einzelgerölle in den Spatkalken der Obersten Jüngeren Allgäu-Schichten (S. 54, 58). Die Geröll-

durchmesser können in Ausnahmefällen 1—2 *dm* erreichen, liegen meist aber erheblich darunter.

Polymikte Konglomerate sind an der Eisenspitze aus allen drei Abteilungen der Allgäu-Schichten bekannt (HÜCKEL 1959 b). Sonst kommen sie nur in Älteren Allgäu-Schichten vor, und zwar am Elferkopf bei Mittelberg (S. 29), bei der Taufersberg-Alpe im Rappenalpental (S. 29), in den Oberen Älteren Allgäu-Schichten am Allgäuer Hauptkamm (S. 32) und in der (tieferen ?) *margaritatus*-Zone der Vilser Alpen (S. 36). Alle diese Konglomerate enthalten neben Gesteinen der Allgäu-Schichten auch solche des Roten Unterliaskalks und der Obertrias bis zum Hauptdolomit herab. Ihre Gerölldurchmesser übersteigen gewöhnlich nicht 1—2 *cm*; nur an der Eisenspitze können sie Metergröße erreichen.

Die klastischen Einlagerungen in den Allgäu-Schichten bezeugen, daß an einigen Stellen der Meeresboden zeitweilig von lebhafter Wasserbewegung erfaßt worden ist. Der Quarzgehalt der Psammite und die Komponenten der polymikten Konglomerate können nicht aus dem Arbeitsgebiet abgeleitet werden (S. 83), sie müssen also von Meeresströmungen eingeführt worden sein. Vertikaltektonische Vorgänge, auf die die episodischen Geröllschüttungen zurückgehen, werden auch an einer kleinen Rutschung in den resedimentären Konglomeraten unter dem Stufenkalk sichtbar, die HÜCKEL (1960, Abb. 20) nördlich von Holzgau beobachtet hat.

C. Allgäu-Schichten und Flysch

E. KRAUS hat die Allgäu-Schichten wiederholt als Fazies-Vorläufer des ostalpinen Flyschs bezeichnet (z. B. 1951, S. 241). Dazu mag neben den teilweise hohen Mächtigkeiten allenfalls der Reichtum an Fukoiden verleiten. Vergleicht man jedoch die Lebensspuren der Allgäu-Schichten näher mit der von SEILACHER (1954, 1958) eingehend untersuchten Ichnofazies des Flyschs, so wird man einen wesentlichen Unterschied darin sehen müssen, daß parkettierende Weidespuren in den Allgäu-Schichten nahezu völlig fehlen, während sie in großer Formenfülle den Flysch kennzeichnen. Klastische Schüttungen sind in den Allgäu-Schichten viel zu selten und örtlich zu eng begrenzt, als daß man sich darauf berufen könnte; gradierte Schichtung und die charakteristischen Fließmarken des Flyschs wurden nie beobachtet. Und Rutschungsanzeichen, die KRAUS nennt, sind dem Verfasser westlich des Wettersteingebirges nur einmal, in dem oben genannten Beispiel von HÜCKEL, begegnet. Eine genetische Verwandtschaft zwischen Allgäu-Schichten und Flysch läßt sich daher nicht ausreichend begründen.

D. Die Ablagerungstiefe der Allgäu-Schichten

Über die Ablagerungstiefe der Allgäu-Schichten sind in der Literatur sehr unterschiedliche Meinungen geäußert worden. WÄHNER 1886 und BLAAS 1902 hielten sie für Tiefsee-Bildungen. ANDRÉE 1924, S. 508, hat

die Fleckenmergel-Fazies mit dem rezenten Blauschlick verglichen. Dem entsprechen etwa auch die Ansichten von SCHRÖDER 1925 und KNAUER 1928, die ebenfalls bathyale Sedimentation annahmen. Dagegen schloß M. RICHTER 1923 a und b aus eingelagerten Konglomeraten und Sandsteinbänken, daß sie „nicht weit von der Küste“ in einem flachen Meer abgelagert worden seien, das zeitweilig sogar trockenfiel. Der Verfasser hat sich früher gleichfalls gegen große Meerestiefen ausgesprochen (JACOBSSHAGEN 1958). Der Bathymetrie bieten sich folgende Anhaltspunkte:

1. Die Sedimente der Allgäu-Schichten entstammen nach ihren Korngrößen vorwiegend dem marinen Langschweb-Bereich nach GRIPP 1958. Sie sind demnach auf Meeresböden mit ruhigem Wasser, unterhalb des Seegangseinflusses, abgelagert worden. Einlagerungen von größerem Korn beweisen aber, daß zeitweise auch lebhaftere Wasserbewegung geherrscht hat. Ob es sich dabei um Seegang oder um Meeresströmungen gehandelt hat, ist oft nicht zu entscheiden. Nur die polymikten Konglomerate der Älteren Allgäu-Schichten in den Allgäuer Alpen weisen mit Sicherheit auf ausgedehntere Bodenströme hin, da die Gerölle nicht aus dem Untersuchungsgebiet hergeleitet werden können, sondern von außerhalb eingedriften sein müssen (S. 83). Diese Feststellung verbietet zugleich, mit M. RICHTER in diesen Konglomeraten Emersions-Ablagerungen zu sehen.

2. Die Allgäu-Schichten überlagern Roten Unterliaskalk, Kössener Mergel und rhätoliassischen Riffkalk, somit Gesteine, die sicher im neritischen Bereich entstanden sind. Da kontinuierliche Sedimentation in den meisten Fällen nicht bezweifelt werden kann, ist nach dem WALTHERschen Grundsatz der Fazies-Korrelation (S. 81) eine sprunghafte Absenkung des Meeresbodens auszuschließen. Es ist demnach wahrscheinlich, daß sich Fleckenmergel bereits wenig unterhalb der Untergrenze des Riffwachstums bilden konnten.

3. Die Fauna der Allgäu-Schichten kann nur mit Vorbehalt bathymetrisch ausgewertet werden, da der aktualistische Vergleich mit verwandten Formen in der rezenten Tierwelt unsicher bleibt. Leben doch bereits in der Gegenwart verschiedene Arten der gleichen Gattung in sehr unterschiedlichen Meerestiefen. Außerdem ist bekannt, daß ganze Tiergruppen im Laufe der Erdgeschichte ihr Habitat gewechselt haben, wie z. B. die Crinoiden. Schließlich ist die Bodenfauna der Allgäu-Schichten, die hier vor allem geprüft werden muß, sehr spärlich: Weitaus die meisten Kieselschwämme leben heute unterhalb von -200 m (DE LAUBENFELS 1955). Die Muscheln (Inoceramen, Aviculiden, Limiden, Pectiniden) und Brachiopoden (Terebratuliden, Rhynchonelliden, Waldheimiiden) sprechen dagegen mehr für neritische als für bathyale Tiefen, und die erwähnten Feinschill-Lagen unterstreichen dies. Auch Crinoidenbänke wird man im Mesozoikum noch nicht im tiefen Wasser suchen. Die Lebensspuren (S. 72 f.) sagen wenig aus. *Zoophycos*-Bauten sind rezent nur unterhalb des Seegangseinflusses bekannt (nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. A. SEILACHER, Tübingen).

Allen diesen Beobachtungen wird man wohl am ehesten mit der Annahme gerecht, daß die Allgäu-Schichten vorwiegend in tieferen Teilen eines Flachmeeres abgelagert worden sind.

E. Die paläogeographische Gliederung des Lias- und Dogger-Meeres im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen

Die wesentlichsten Aufschlüsse über die Paläogeographie des Ablagerungsraumes entnimmt man der Faziesverteilung, die man zweckmäßig von ihrer historischen Entwicklung her betrachtet. Man hat dabei den Vorteil, von der insbesondere durch FABRICIUS 1960 gut bekannten paläogeographischen Situation des Rhät ausgehen zu können, indem man J. WALTHERS Satz von der Korrelation der Fazies (1894, S. 979) zugrunde legt. Jener besagt in präziser Formulierung, daß sich in einer fortlaufend sedimentierten Schichtfolge nur solche Fazies und Faziesbezirke überlagern, die geographisch einander benachbart sein können.

1. Unterlias

Auf Tafel 4 ist die Faziesverteilung des tiefsten Lias über derjenigen des oberen Rhät synoptisch eingezeichnet worden. Mit FABRICIUS 1960 sind der Rhätoliaskalk als Riff- bzw. Riffschutt-Fazies, die Kössener Mergel als Stillwasserablagerungen eines flachen Meeres anzusehen. Im tiefen Lias ist zwischen Fleckenkalken bzw. -mergeln, hornsteinreichen Kalken und Rotem Unterliaskalk zu unterscheiden. Dabei zeigt sich, daß zwar örtlich jede Fazies des Lias über jeder Ausbildung des Rhät liegen kann. Bei einem größeren Überblick ist aber nicht zu verkennen, daß der Rote Unterliaskalk im wesentlichen an die Verbreitung des Rhätoliaskalks gebunden ist, ferner an die Bereiche, in denen rhätische Sedimente fehlen und der Hauptdolomit das Liegende des Lias bildet. Der Rote Unterliaskalk ist demnach vornehmlich auf Erhebungen des Meeresbodens in relativ seichtem Wasser abgelagert worden. Da jedoch — von wenigen Ausnahmen abgesehen — keine Riffkorallen mehr im Roten Unterliaskalk vorkommen, dürften diese Bereiche im Lias etwas unter das rhätische Niveau abgesunken sein. Es könnte aber auch mit FABRICIUS an eine allgemeine Klimaverschlechterung gedacht werden, die die rhätischen Riffe absterben ließ.

Auch die Faziesdeutung hat sich in neuerer Zeit von dem Standpunkt WÄHNERS (1886) gelöst, der in den „bunten Cephalopodenkalken“ Ablagerungen aus tieferem Wasser gesehen hatte. Dagegen sprechen im Arbeitsgebiet mehrere Funde von Korallenstöcken (vgl. auch M. RICHTER 1937, S. 53) und allgemein der ständige laterale Wechsel zwischen Crinoiden-Brachiopoden- („Hirlatz-“) und Cephalopoden- („Adnether-“) Fazies ebenso wie die Mikrofazies mit dickschaligen, benthonischen Foraminiferen (Involutinen, Trocholinen), die seit HAGN 1955 immer wieder aus dem Roten Unterliaskalk beschrieben und von WICHER 1952 als Riffbewohner gedeutet worden sind. Heute wird der Rote Unterliaskalk aus den genannten Gründen i. a. als neritisches Sediment aufgefaßt. Seine rote Farbe hat FABRICIUS 1960 lediglich als Kennzeichen verlangsamer Ablagerung in oxydierendem Meerwasser gewertet. Fazielle Ähnlichkeiten mit den Fleckenmergeln hat schon FABRICIUS 1960 hervorgehoben. Dem sei hier noch hinzugefügt, daß im Roten Unterliaskalk der Allgäuer und Lechtaler Alpen mehrfach auch Fukoiden angetroffen wurden.

Die Fleckenmergel-Fazies dagegen findet sich im tiefen Lias gewöhnlich da, wo im obersten Rhät Kössener Schichten abgelagert worden sind. Zwischen die Fleckenmergel und den Roten Unterliaskalk schiebt sich — ebenfalls über Kössener Untergrund — wiederholt ein Gürtel von hornsteinreichen (Kieselschwamm-) Kalken, besonders deutlich im Ammergau und in den zentralen Lechtaler Alpen. Nach bionomischen Maßstäben wird man aus dieser lateralen Abfolge

Roter Unterliaskalk —————> Hornsteinkalk —————> Fleckenmergel

auf abnehmende Belüftung des Bodenwassers schließen. Daß diese Faziesreihe von der Morphologie des rhätischen Untergrundes abhängt, trifft sich mit der Ansicht von KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931, S. 76 ff., die in der Anordnung von Kalk-, Kiesel- und Mergel-Fazies den Übergang von Schwellen- zu Beckensedimentation erkannt haben (vgl. auch CUSTODIS & SCHMIDT-THOMÉ 1939, S. 422 und Abb. 16; SÄRCHINGER 1939, S. 398). Zu einer ähnlichen Auffassung war bereits ROTHPLETZ 1886/87 gekommen.

Im Sinne dieser Faziesdeutung war das unterliassische Sedimentationsbecken folgendermaßen gegliedert: Den Nordrand der Kalkalpen begleitet eine Zone mit Fleckenmergel-(Becken-)Sedimenten. Nur zwischen Hindelang und Pfronten war noch weiter nördlich eine Schwelle vorgelagert, die Hindelanger Schwelle heißen möge. Hier liegt der Rote Unterliaskalk direkt auf Hauptdolomit (stellenweise scheint nach REUM 1960 sogar erst der Malm über dem Hauptdolomit zu transgredieren). Von der Hindelanger Schwelle aus ist offenbar eine Zunge von Rotem Unterliaskalk in die Berge südwestlich Tannheim vorgestoßen. Mit der Hindelanger Schwelle ist weiter im SE die Vilser Schwelle zu vergleichen, wo ebenfalls „Hirlatzkalk“ auf Hauptdolomit liegt.

Wegen dieser Ähnlichkeit hat die Deckenlehre beide zu einer einzigen Schwelle vereinigt, in der man den prädestinierten Stirnrand der späteren Lechtal-Decke sah. Daß es sich tatsächlich um zwei verschiedene paläogeographische Einheiten handelt, geht aus der unterschiedlichen Fazies- und Mächtigkeitsentwicklung jeweils auf der Südseite der beiden Schwellen hervor. Weitere Argumente siehe S. 88.

Abgesehen von einem kleineren Vorkommen südlich des Haldensees, sind vor allem zwei große Barren aus Rotem Unterliaskalk zu nennen, deren eine die Allgäuer Alpen zwischen den Linien Hinterstein—Gaicht-Paß und Buchboden—Lech umfaßt, während die andere den Kalkalpen-Südrand vom Rätikon bis nach Imst begleitet. Diese südliche Zone darf man wohl als einen breiten Vorläufer der Zürser Schwelle ansehen. Im Rätikon machen sich sogar Festlandseinfüsse bemerkbar: Bei Bürs hat LEUTENEGGER 1928 rote Sandsteine und an der Zimba dunkelviolette Schiefer als Vertretung des Roten Unterliaskalks beobachtet.

Bereits im obersten Rhät kommen im Rätikon sandige Gesteine vor. So schalten sich am Brander Ferner bei HP 2804 zwischen die Riffkalke einzelne Schichtpakete, in denen rotbraune, gelbbraune oder grüngraue, dünnbankige Sandsteine mit *Avicula contorta* (PORTLOCK), Austern und unbestimmbaren Muscheltrümmern neben ebenfalls dünnbankigen Schillkalken vorkommen. ARNI 1926 hatte in den bunten Sandsteinen irrtümlich ein Äquivalent des Roten Unterliaskalks gesehen. Es ist bemerkenswert, daß die stratigraphisch liegenden Kössener Schichten an dieser Stelle konglomeratische Lagen mit nußgroßen Kalkgeröllen führen.

Zusammenfassend sei noch einmal hervorgehoben, daß die Paläogeographie des unteren Lias noch weitgehend von der Faziesverteilung des oberen Rhät abhängig war, wie dies anderswo in den Nördlichen Kalkalpen vor allem LEUCHS 1925 und VORTISCH (1926, 1935) betont haben.

2. Mittellias

Gegen Ende des Unterlias wurden die paläogeographischen Verhältnisse erheblich umgestaltet, wie Tafel 5 zeigt (diese Faziesübersicht ist zwar für den oberen Mittellias gezeichnet worden, sie trifft aber in der Verteilung von Rotkalk- und Fleckenmergel-Fazies in gleicher Weise für das tiefere

Pliensbachian zu). Die Fleckenmergel-Fazies breitete sich nahezu über das gesamte Untersuchungsgebiet aus. Von den tiefliassischen Hochbereichen sind nur noch verschmälerte Reste der Hindelanger, der Vilser und der Zürser Schwelle zu erkennen. Die Zürser Schwelle war in zwei Teilstücke — zwischen Kaisers und Flexenpaß einerseits (man beachte den diagonalen Verlauf!) und bei Bludenz andererseits — zerfallen. Dazwischen ist die Fleckenmergel-Fazies bis in den Klostertaler Trog vorgedrungen. Im Rätikon verrät sich nunmehr eine neue Schwelle an roten Kalken südlich Brand. Nach der Isopachenkarte Tafel 1 gehörte dieses Vorkommen nicht zur Zürser Schwelle, sondern hat dem Außenrand der Kalkalpen näher gelegen. Die hornsteinreiche Kieselschwamm-Fazies hielt sich in den Lechtaler Alpen stellenweise noch bis in das obere Pliensbachian, war aber i. a. ebenfalls der Fleckenmergel-Fazies gewichen.

Man geht wohl nicht fehl, wenn man aus der weiten Ausbreitung der Fleckenmergel-Fazies auf eine allgemeine Vertiefung des Meeresbodens schließt. Obwohl — gemessen an den Mächtigkeiten — in der gleichen Zeit vom Unterlias bis ins obere Pliensbachian die Sedimentationsgeschwindigkeit durchweg erheblich angewachsen ist, konnte die Senkung dennoch nicht kompensiert werden.

FABRICIUS 1960, S. 104, kam in den Kalkalpen zwischen Isar und Inn ebenfalls zu dem Ergebnis, daß die paläogeographischen Vorzeichnungen des Rhät im höheren Unterlias unwirksam wurden. Dagegen haben LEUCHS 1925 und VORTISCH (1926, 1935) noch weiter im E sogar Beispiele angegeben, wo sich die Gestalt des rhätischen Meeresbodens noch in der Paläogeographie des Ober- bzw. Mittellias bemerkbar gemacht hat.

Schwer zu deuten sind die polymikten Konglomerate des oberen Pliensbachian. Es dürfte feststehen, daß diejenigen der Vilser Alpen älter sind als die aus den Oberen Älteren Allgäu-Schichten am Allgäuer Hauptkamm. Das genaue Alter der entsprechenden Bildungen im Kleinen Walsertal ist unbekannt. Da in diesen Konglomeraten Obertrias-Gerölle vom Hauptdolomit aufwärts enthalten sind, müssen sie aus Gebieten stammen, in dem noch im oberen Mittellias der Untergrund bis zum Nor herab bloßgelegen hat. Dies wäre im Arbeitsgebiet nach den Ergebnissen REUMS 1960 allenfalls auf der Hindelanger Schwelle denkbar. Man wird von dort allerdings nur die Konglomerate der Vilser Alpen herleiten mögen. Die Abkunft der Gerölle im Kleinen Walsertal und am Allgäuer Hauptkamm bleibt ungewiß. Es ist zu vermuten, daß sie von einer Schwelle nördlich des Vorarlberger Kalkalpenrandes stammen. Die Komponenten dieser bunten Konglomerate sind wahrscheinlich durch Meeresströmungen transportiert worden. Die polymikten Breccien der Eisenspitze hat HUCKRIEDE 1959 b von einer nahegelegenen Schwelle im S abgeleitet und dabei sicher mit Recht an die Zürser Schwelle gedacht.

Die Quarzpsammite des Großen Walsertals (S. 26) können ebenfalls nur von N her sedimentiert worden sein.

Die resedimentären Konglomerate unter dem Stufenkalk sind wie jener selbst auf einen eng umgrenzten Bereich beschränkt (Tafel 1), der weitgehend mit dem Sedimentations-Maximum des Allgäu-Außerferner Troges (Tafel 1) zusammenfällt und außerdem noch das Mächtigkeits-Minimum um das Schochental bei Holzgau umfaßt. Die Komponenten dieser Konglomerate sind zum Teil kaum gerundet. Auch ihrer Verbreitung nach können sie nicht

weit transportiert worden sein. Man darf wohl annehmen, daß die Mächtigkeitsdifferenzen zwischen dem Schochental-Maximum und dem Allgäuer Trog nicht nur verschiedene Senkungsgeschwindigkeiten bezeugen, sondern daß hier zeitweilig auch Niveauunterschiede am Meeresboden bestanden haben. Durch submarine Gleitungen an solchem Relief, die HÜCKEL 1960 bei Holzgau in den Konglomeraten nachgewiesen hat (S. 79), könnten bereits verhärtete Partien des Sediments am Meeresboden zerbrochen und umgelagert worden sein.

3. Unterer Oberlias

Im unteren Oberlias änderte sich die Faziesverteilung insofern, als die Fleckenkalke der Älteren Allgäu-Schichten durch Mergel abgelöst wurden (Tafel 6). Neben Bitumen- und Manganschiefern sind Fukoidenmergel verbreitet. Aber auch Fleckenkalke kommen als untergeordnete Einschaltungen noch vor, vor allem in der Lermooser Mulde. Im Epsilon-Kalk gewann die Fleckenkalk-Fazies sogar zeitweilig die Oberhand. Spongien-Kieselkalke wurden nur in der Ammer-Mulde abgelagert (tiefste „Doggerkieselkalke“).

Rotkalke nahmen auf der Hindelanger und auf der Vilser Schwelle etwa den gleichen Raum ein wie im Mittellias. Auf der Zürser Schwelle sind sie auf wenige kleine Vorkommen im oberen Almejur-Tal, bei Lech und im unteren Brandner Tal bei Bludenz beschränkt. An ihrer Stelle wurden meist rote Mergel (Ziegelrot-Serie) sedimentiert, außer auf der Zürser Schwelle noch zwischen der Anhalter Hütte und Bsclabs. Im Rätikon verschmolz die Zürser Schwelle mit der von Brand. An der nördlichen Begrenzung der Rotsedimente fallen in den Lechtaler Alpen mehrfach diagonale Linien auf (Anhalter Hütte—Bsclabs, Eisenspitze—Wösterspitz, Gehrengrat—Rote Wand), die dem Isopachen-Verlauf weitgehend entsprechen. Die Faziesverteilung hing also unmittelbar von der tektonischen Diagonalgliederung des Untergrundes ab.

Südlich der Zürser Schwelle deutet sich der Klostertaler Trog in dunklen Schiefen und Kalken an.

Epsilon-Kalk ist vorwiegend in Gebieten mächtiger Sedimentation verbreitet. Örtliche Geröllführung ist daher wohl ähnlich wie bei den Resedimenten unter dem Stufenkalk auf submarine Gleitungen zurückzuführen.

Allgemein herrschen im unteren Toarcian tonige Sedimente vor. Klastische Einlagerungen treten noch weiter zurück als im Mittellias. Auf eine Schwelle vor dem nördlichen Kalkalpenrand weist nichts mehr hin.

4. Oberster Lias und Unterdogger

Im oberen Toarcian gewann die Kalksedimentation allmählich wieder die Oberhand. In den Beckenbereichen breiteten sich Fleckenkalke aus. Auf der Zürser Schwelle wurden die Mergel der Ziegelrot-Serie an der Wende Lias/Dogger durch rote Kalke ersetzt (Tafel 7). Nur im östlichen Teil der Schwelle und bei der Anhalter Hütte treten noch Pakete von roten Mergeln auf. Auf der Hindelanger und der Vilser Schwelle setzte sich die Rotkalk-Sedimentation unverändert fort. Kieselige Gesteine wurden weiterhin in

den Ammergauer Alpen abgelagert, außerdem auf der Zürser Schwelle südlich der Roten Wand.

An dieser Stelle waren die Rotsedimente schon während des Mittellias von Fleckenmergel unterbrochen, was auf eine persistierende Quereinwalmung in der Schwelle hindeutet.

An der Eisenspitze wurden immer noch polymikte Breccien abgelagert. Resedimentäre Geröll-Lagen sind nur in der Umgebung des Himmeleck bei Oberstdorf bekannt, wiederum in einem Absenkungsmaximum mitten im Becken (Tafel 3). Um sie zu erklären, wird man wie bei den Konglomeraten unter dem Stufenkalk auf submarine Gleitungen zurückgreifen müssen.

Der Kalk-Mergel-Zyklus der Jüngeren Allgäu-Schichten ist nur im Beckeninneren ausgeprägt, in Schwellennähe (Klostertaler Alpen, Parseier Spitze, Ammergauer Berge) wird er undeutlich.

5. Mittel- und Oberdogger

In den Obersten Jüngeren Allgäu-Schichten breiteten sich Echinodermen-Spatkalk, Kieselschwamm-Gesteine und rote Feinschill-Lagen (S. 53) sehr aus. Die Fleckenmergel-Fazies wurde kurz vor Ablagerung der Radiolarite auf eng umgrenzte Gebiete zurückgedrängt (Klostertaler Trog, Parseier Loch, Grießl- und Alperschon-Tal südöstlich Holzgau, Gräshorn, Umgebung des Gaicht-Passes).

Die Gesetzmäßigkeiten der Faziesverteilung sind klar zu übersehen (Tafel 8):

1. Rote Kalke finden sich wie bisher auf den drei Schwellen; in den Ammergauer Alpen greifen sie weit über den bisherigen Bereich aus. Am Rande der Schwellen wurden rote, violette oder grüne Mergel abgelagert. In den Lechtaler Alpen schieben sich die bunten Mergel zwischen Allgäuer und Parseier Trog und stoßen außerdem wie im Unter-Torcian von der Anhalter Hütte her bis über Bschlabs hinaus vor.

2. Typische Spatkalk-Schichten sind vor allem in den Allgäuer Alpen verbreitet. Bei Häselgehr—Elmen dringen sie über den Lech bis zur Heiterwand vor. Sie werden von einem Gürtel kieseliger Gesteine umgeben (dieser Unterschied ist nicht sehr groß, da die Spatkalk-Schichten selbst ebenfalls kieselige Lagen enthalten und unter den Radiolariten meist mit Kieselkalken abschließen). Jenseits der kieseligen Zone folgen dann entweder Fleckenkalke oder Rotsedimente. So sind z. B. die Rotkalke der Zürser Schwelle südlich der Roten Wand immer noch von Kieselkalken unterbrochen.

Die Faziesreihe

Echinodermen-Spatkalk——>Kieselkalk——>Fleckenkalk

erinnert an die laterale Abfolge im Unterlias. Obwohl die Spatkalk-Schichten im Bereich der höheren Mächtigkeiten liegen (jene schwanken bei den Obersten Jüngeren Allgäu-Schichten zwischen 2 und 100 m), möchte man glauben, daß sie sich entsprechend dem manchmal ebenfalls spätigen Roten Unterliaskalk auf relativ hoch gelegenen Bereichen des Meeresbodens gebildet haben, die vielleicht noch vom Seegang betroffen waren (deshalb gute Belüftung und Gerölle?). Treibt man den Vergleich mit dem Unter-

lias noch weiter, so wird man dadurch überrascht, daß die Spatkalk-Schichten in den Allgäuer Alpen etwa die Fläche einnehmen, auf der einst Roter Unterliaskalk abgesetzt worden war.

Auf Schwellen-Einflüsse deuten am Kalkalpen-Nordrand die Chlorit-Sandsteine des Kleinen Walsertals hin (S. 56 f.), ebenso die Konglomerate über den Kohlstatt-Schiefern bei Hindelang (S. 58). Im Süden wurden an der Eisenspitze auch im obersten Dogger stellenweise noch Breccien abgelagert.

Ob die bathymetrische Deutung der Spatkalk-Schichten nun zutrifft oder nicht, auf jeden Fall muß man nach der Ausbreitung der roten Schwellenkalke und der bunten Mergel mit Feinschill vermuten, daß das Meer unmittelbar vor Ablagerung der Radiolarite auf weite Flächen seichter geworden ist als zuvor. Die komprimierte oder lückenhafte Sedimentation des mittleren und oberen Dogger würde dem nicht widersprechen.

Da aber die Obersten Jüngeren Allgäu-Schichten in den meisten Profilen des Arbeitsgebietes mit Sicherheit kontinuierlich in die Radiolarite übergehen, ergibt sich somit ein wesentliches Argument gegen die Tiefsee-Natur der alpinen Radiolarite, die heute ja von vielen Autoren (vor allem GRUNAU 1947, 1959) bestritten, von anderen (z. B. KIRCHMAYER 1959, TRÜMPY 1960) weiterhin verfochten wird.

6. Übersicht

a) Das Sedimentationsbecken des unteren und mittleren Jura wurde in den Kalkalpen westlich des Wettersteingebirges gegen Ende des Unterlias ausgeformt. Im NE blieben die Hindelanger und die Vilser Schwelle bestehen, die schon im Rhät angelegt worden waren. Am Vorarlberger Kalkalpenrand weisen wiederholt klastische Sedimente, zum Teil mit Kristallin-Detritus, auf die Nähe einer Schwelle hin, die weiter im N gelegen haben muß. Am Südrand entstand auf rhätischer Vorzeichnung die Zürser Schwelle. Hindelanger, Vilser und Zürser Schwelle sind nicht aus dem Meer aufgetaucht, während die Schwelle nördlich der Vorarlberger Kalkalpen landfest gewesen sein dürfte.

Der Ablagerungsraum der Allgäu-Schichten zwischen diesen Schwellen war nicht einheitlich, sondern — nach den großen Mächtigkeitsschwankungen zu schließen — in sich gliedert. Senkung und Sedimentanhäufung waren am größten im Allgäu-Außerferner Trog und im Parseier Loch, Minima lagen vor allem nordwestlich Holzgau und im Gebiet zwischen Madau und der Memminger Hütte. Das Beckentiefste lag in der Allgäuer Hauptmulde zwischen Bregenzer Ach und dem Osterachtal.

b) In der Fazies- und Mächtigkeitsverteilung des Jura zeichnen sich in den Lechtaler Alpen zwischen Parseier Spitze und Formarin-See immer wieder diagonale Strukturelemente ab.

c) Die paläogeographische Gliederung des kalkalpinen Westabschnitts hat sich während Lias und Dogger nicht wesentlich geändert.

d) Aus der Fazies-Entwicklung ist zu schließen, daß sich das Meer im Arbeitsgebiet vom Hettangian bis ins obere Pliensbachian zunehmend vertieft hat: Zunächst starben die rhätischen Riffe ab, dann wurden die roten Flachwasserkalke auf schmale Schwellenbereiche zurückgedrängt.

Im Laufe des Mittellias nahmen auch die klastischen Schüttungen von N her ab. Statt dessen wurden im Beckentiefsten — wohl infolge submariner Gleitvorgänge — immer wieder resedimentäre Konglomerate abgelagert. Die größte Tiefe wurde vermutlich im Unter-Toarcian erreicht; das möchte man aus den Sapropeliten ebenso wie aus dem Mangel an chersogenem Detritus am Nordsaum der Kalkalpen schließen. Erst vom mittleren Dogger an ist das Sedimentationsbecken wieder deutlich flacher geworden, besonders kurz vor Ablagerung der Radiolarite. In dieser Zeit breiteten sich die roten Kalke auf der Zürser und der Vilser Schwelle aus.

F. Paläogeographie und Tektonik

Die paläogeographische Entwicklung in Lias und Dogger hat in vieler Beziehung die spätere tektonische Formung des Untersuchungsgebiets beeinflusst. Derartige Zusammenhänge im einzelnen zu verfolgen, mag jedoch regionalgeologischen Studien überlassen bleiben. Hier seien nur wenige Grundprobleme des tektonischen Baus herausgegriffen, zu deren Lösung die Paläogeographie des unteren und mittleren Jura wesentliche Gesichtspunkte beizubringen vermag:

a) Der nördliche Kalkalpenrand biegt — von E herkommend — bei Hindelang nach S zurück und schwenkt erst südwestlich Oberstdorf allmählich wieder in die alte Richtung ein. Diese sigmoidale „Allgäu-Wendung“ soll nach E. KRAUS 1951 (S. 241 f.) mit jungen NW- und W-Bewegungen zusammenhängen und quer zur ursprünglichen Fazies-Anlage verlaufen. Auch SCHRÖDER 1925 hat angenommen, daß die Allgäu-Schichten „in dem Gebiet südlich von Oberstdorf ... in unveränderter Entwicklung am Rande der Allgäuer Schubmasse gegen das nordwestliche Vorland“ ... abstoßen, und dazu den Gedanken geäußert, ... „daß der Allgäuer Lias über die Allgäu-Vorarlberger Klippen in die helvetische Einheit sich fortsetzt“ (S. 220 f.).

Einerseits wird zwar die Kalkfazies der Hindelanger Schwelle bei Hindelang am Kalkalpenrand schräg abgeschnitten. Andererseits fehlt es aber auch am Vorarlberger Kalkalpenrand nicht an landnahen klastischen Sedimenten. Dazu kommt, daß in Rhät und Unterlias die Grenze zwischen dem randlichen Mergelbecken und den im SE anschließenden Kalkbereichen parallel zur Allgäu-Wendung verlief (Tafel 4), ebenso die NW-Grenze der Allgäuer Spatkalk-Schichten zwischen Hinterstein und dem Großen Walsertal (Tafel 8). Auch die Isopachen streichen dem Kalkalpenrand parallel (Tafel 1—3). Daraus geht hervor, daß die Allgäu-Wendung im großen paläogeographischen Anlagen folgt, wie schon früher vermutet (JACOBSHAGEN 1958). Wie weit das Ostalpin als Ganzes nach N geschoben ist, kann man von der Allgäu-Wendung nicht ableiten.

b) Der tektonische Baustil der Kalkalpen, Deckenbau oder gebundene Tektonik, ist in ihrem Westteil noch immer umstritten. Auch dazu sind der Paläogeographie des Jura wesentliche Argumente zu entnehmen. Schon KOCH & STENGEL-RUTKOWSKI 1959 haben gezeigt, daß in der Umgebung des Flexenpasses die Faziesgrenzen von Lias bis Unterkreide keine Rücksicht auf die geforderten Deckenränder nehmen. Das gleiche gilt für den Rand

der Lechtal-Decke in den Allgäuer und Vilser Alpen. So greifen sowohl der Stufenkalk mit dem begleitenden Konglomerat (Tafel 5) als auch später die Spatkalk-Schichten (Tafel 8) quer über die Überschiebung des Allgäuer Hauptkamms weg, und das liassische Sedimentationsmaximum des Allgäu-Außerferner Troges überschreitet (Tafel 1 und 2) in diagonaler Richtung die Hornbachkette, damit die gleiche Überschiebung. Die tektonische Argumentation gegen den Deckenbau der südöstlichen Allgäuer Alpen (HÜCKEL, JACOBSHAGEN & STENGEL-RUTKOWSKI 1960, JACOBSHAGEN 1961) wird also auch von der Paläogeographie bestätigt.

In den Vilser Alpen hatte man angenommen, daß die Rotkalke der Vilser Schwelle den Stirnrand der Lechtaldecke markieren. Da sie ebenso wie die entsprechenden Sedimente der Hindelanger Schwelle auf Hauptdolomit aufliegen, waren beide als Teile einer einzigen Schwelle angesehen worden. Nun ergibt sich aber aus der neuen Spezialkartierung von ZACHER 1959, daß die Vilser Schwelle („Lechtal-Decke“) in ihrer heutigen Lage genau im Streichen nach WSW von einem Sporn aus Rhätoliaskalk in Kössener Umgebung bis zu Wiesler Berg bei Schattwald, also bis weit in die Allgäu-Decke, verlängert wird (Tafel 4). Dies wird man kaum als Zufall betrachten können, zumal die westlichsten Rotkalke der Vilser Schwelle zwischen Aggenstein und Füssener Jöchl (also noch in der „Lechtal-Decke“) bereits nicht mehr auf Hauptdolomit, sondern auf Rhätoliaskalk, stellenweise auch auf Kössener Schichten liegen.

Außerdem trifft es keineswegs zu, daß die Vilser Kalkfazies allein auf die „Lechtal-Decke“ beschränkt wäre. Westlich vom Schwansee hat bereits ROTHPLETZ 1886/87, S. 28 f., helle Crinoidenkalke mit einer mittelliassischen Brachiopoden-Fauna mitten in der Schwansee-Zone (= „Allgäu-Decke“) beschrieben (S. 39). In der gleichen Gegend kommen ferner dicht unter den Radiolariten rote Echinodermen-Spatkalke vor (S. 63), ebenso südlich vom Geiseck bei Hinterstein (BAUBERGER 1955). Auch die roten Mergelkalke in den obersten Allgäu-Schichten der Hohenschwangauer und Ammergauer Alpen (S. 63), die an die Vilser Kalke unmittelbar anknüpfen, greifen auf die Schwansee-Zone über.

Die Faziesverteilung vom Rhät bis zum Dogger spricht somit auch in den Vilser Alpen mehr gegen als für den Deckenbau.

c) Schließlich sei noch der diagonalen Linien gedacht, die auf den Isopachen- und Fazies-Karten zwischen der Parseier Spitze und der Roten Wand in den Lechtaler Alpen immer wieder erscheinen. Es fällt auf, daß auch im heutigen tektonischen Bau der Lechtaler Alpen die meisten Schrägstrukturen in diesem Bereich liegen (Schrägzone von Kaisers, Hasenfluh, Trias-Masse der Roggalspitz-Wildgrubenspitz, Formarin-Störung) und zum Teil sogar mit paläogeographischen Linien zusammenfallen. Auch dieses Zusammentreffen kann kaum zufällig sein. Seit der Wende Trias/Jura haben sich in demselben Gebiet immer wieder Schrägstrukturen gebildet. Zwar ist derzeit noch nicht auszuschließen, daß paläogeographische Vorzeichnungen aus dem vormesozoischen Untergrund des Ablagerungsgebietes auch nach einer Deckenabscherung des Oberostalpins noch wirksam waren, weil sie Fazies und Mächtigkeiten des mesozoischen Oberbaus diktiert und damit ähnliche Strukturen prädestiniert haben könnten. Dennoch und trotz des nahegelegenen und schwer bestreitbaren Engadiner Fensters schleicht sich der

heimliche Verdacht ein, daß das oberostalpine Mesozoikum der Lechtaler Alpen bezogen auf den vormesozoischen Untergrund noch heute etwa in seinem Ablagerungsgebiet liegen könnte.

G. Die Stellung der Allgäu-Schichten im mediterranen Jura

Schon bald, nachdem NEUMAYR 1885 die Faunenprovinzen des Jura erstmalig abgegrenzt hatte, wurde die Fauna der Allgäu-Schichten tiergeographisch ausgewertet. ROTHPLETZ 1886/87 erkannte, daß sie aus mitteleuropäischen und mediterranen Elementen gemischt ist. BOESE 1894 sah in den Allgäu-Schichten „die mitteleuropäische Ausbildung des alpinen Lias“, da nach seiner damaligen Kenntnis nur ein Viertel ihrer Fauna nicht auch in Schwaben vorkommt. SCHRÖDER 1925 hat ein sehr viel umfangreicheres Fossilmaterial analysiert. Er ging von der Feststellung UHLIGS (1911) aus, daß die mitteleuropäische Provinz NEUMAYRS nur als Unterbezirk des mediterranen Reiches aufzufassen sei, weil ihre Fauna verglichen mit dem Jura der Mittelmeer-Länder keine eigenständigen Formen aufweist, sondern lediglich artenärmer ist. Danach kam SCHRÖDER zu dem Ergebnis, daß in den Allgäu-Schichten des Unterlias und des tieferen Mittellias rein mediterrane und mitteleuropäische (das heißt in der mitteleuropäischen Provinz besonders häufige) Formen einander die Waage hielten. Im oberen Mittellias herrschten die mediterranen Elemente vor, machten aber im unteren Oberlias wieder mitteleuropäischen Arten Platz, die in dieser Zeit sogar etwas überwogen. Vom höheren Oberlias an breiteten sich erneut mediterrane Vertreter aus.

Diesen Feststellungen SCHRÖDERS ist wenig hinzuzufügen. Die Vormacht mediterraner Arten im oberen Pliensbachian wird durch die neugefundenen *Canavaria*-Faunen unterstrichen. Oberlias und Dogger müßten vielleicht mit etwas größerer Zurückhaltung gedeutet werden als bei SCHRÖDER, weil die Zahl der Fossilfunde bislang noch verhältnismäßig gering ist.

Den Verschiebungen in der Fauna läuft die bathymetrische Entwicklung der Allgäu-Schichten insofern parallel, als das Meer zur Zeit der weitesten Verbreitung mediterraner Arten auch besonders tief gewesen ist.

Die lithofazielle Ausbildung der Allgäu-Schichten weist vorwiegend Eigenheiten des Jura in den mediterranen Kettengebirgen auf. So ist die Fleckenmergel-Fazies in den Ostalpen, abgesehen von ihrem nördlichen Abschnitt, noch im Gebiet des Ortler, und der Engadiner Dolomiten bekannt, ferner — etwas metamorph — in den Radstädter Tauern (TOLLMANN 1958). In den Karpaten kommt sie in der pieninischen Zone (z. B. ANDRUSOV 1939) und in der subtatrischen Einheit (nach GOETEL 1916 vom Lias beta bis in den Unterdogger!) vor. Schließlich wurden dem Verfasser auch im Peloritischen Gebirge Siziliens bei S. Agatha di Militello von Dr. B. CAMPISI (Catania) Fleckenkalke des oberen Pliensbachian vorgeführt, die gleichalten Älteren Allgäu-Schichten in den Allgäuer Alpen zum Verwechseln ähnlich sehen. Ohne auf die Einzelheiten der jeweiligen paläogeographischen Situation eingehen zu wollen, darf als Gemeinsames bei allen drei Beispielen festgestellt werden, daß diese Fleckenmergel in Randgebieten der Tethys abgelagert wurden, diejenigen der Alpen und der

Karpaten nahe ihrem Nordrand und die sizilianischen in der unmittelbaren Nachbarschaft des Kalabrischen Massivs.

Auch zu den üblichen Hornstein-Plattenkalken des mediterranen Mittellias ist faziell kein weiter Schritt, zumal wenn man von den hornsteinreichen Partien der Älteren Allgäu-Schichten ausgeht. Ihre Faunen sind die gleichen (vgl. z. B. die Faunen aus den südspanischen Rondaiden bei HOEPFNER & KOCKEL 1959, S. 420).

Die Schwarzschiefer-Fazies des unteren Toarcian trifft man außerhalb der Nördlichen Kalkalpen im Apennin (erwähnt bei RENZ 1911) und in der adriatisch-ionischen Zone der griechischen Dinariden (RENZ 1955). Manganführende Gesteine gleichen Alters sind von VADASZ 1910 aus dem Bakony-Wald beschrieben worden. Das zeitgleiche Schichtglied der Zürser Schwelle, die Ziegelrot-Serie, ähnelt sehr dem Ammonitico rosso inferiore Italiens und Westgriechenlands.

Im Dogger ist die Schichtfolge der Allgäu-Schichten insbesondere oberhalb der murchisonae-Zone vielerorts sehr geringmächtig und wohl auch lückenhaft, wie sehr häufig im mediterranen Jura.

Im oberen Dogger sind bunte Lagen unmittelbar unter den Radiolariten auch aus den Südalpen bekannt (STEINMANN 1925).

Neben den mediterranen Merkmalen sind in den Allgäu-Schichten aber auch Anklänge an die Ausbildung des schwäbisch-fränkischen und des Schweizer Jura nicht zu verkennen. So ist die Fleckenmergelfazies selbst wiederholt mit den Fukoiden-führenden Zementmergeln des süddeutschen Lias gamma verglichen worden, die Schwarzschiefer des tieferen Oberlias haben viel Ähnlichkeit mit den epikontinentalen Posidonienschiefern, und die Spatkalk-Schichten finden in den Echinodermen-Kalken des höheren Doggers im Schweizer Jura eine Entsprechung.

Wie war das Sedimentationsbecken der Allgäu-Schichten zu den verschiedenen Faziesgebieten der Alpen und Süddeutschlands angeordnet?

Einer sehr verbreiteten Annahme zufolge, die letzten Endes auf GÜMBEL 1861 zurückgeht, wurde der Jura der Kalkalpen vom süddeutschen Jura nur durch das Vindelizische Land getrennt (vgl. SCHRÖDER 1925; H. SCHMIDT 1939, Fig. 1; DORN 1936 und 1957). Beide Faziesbereiche sollen ständig über das Rhone-Gebiet, gelegentlich auch direkt durch Meeresarme miteinander verbunden gewesen sein. Von einer derartigen Vorstellung gingen auch LEMCKE & WAGNER 1961 und J. SCHNEIDER 1962 bei der Deutung von Lias-Bohrprofilen aus dem Alpenvorland aus, indem sie Mächtigkeitszunahmen südlich der Vindelizischen Schwelle (Bohrung Opfenbach 1) als Zeichen der Annäherung an die „Lias-Fleckenmergel“-Sedimentation ansahen. WISSNER 1958 glaubte sogar, aus den faziellen Ähnlichkeiten zwischen den Fleckenmergeln und dem süddeutschen Lias zwingend ableiten zu können, daß die Fleckenmergel unmittelbar südlich des Vindelizischen Landes abgelagert worden seien. Das verleitete ihn obendrein dazu, die kalkalpinen Fleckenmergel ins Helvetikum einzuordnen, wodurch er jedoch mit den Definitionen der Zonengliederung in den Ostalpen in einen hoffnungslosen Konflikt gerät.

Daß FRANK 1937, Abb. 2, das „Vindelizische Festland“ während des Lias alpha nahezu über die gesamten Ostalpen ausgedehnt hat, ist wohl ein Versehen.

Wenn auch der tiefere Jura in Helvetikum und Flysch der Ostalpen bis heute unzugänglich und daher unbekannt ist, so spricht doch sehr vieles dagegen, daß der ostalpine Jura unmittelbar an das Vindelizische Land grenzte. Um dies zu zeigen, geht man am besten vom Nordrand des Oberostalpins aus. Im Untersuchungsgebiet wurden dort meist geringmächtige Sedimente abgelagert, die besonders in Vorarlberg auch klastische Einlagerungen aus ortsfremdem, zum Teil kristallinem Material enthalten. Chersogene Sedimente nehmen in dem nördlich vorgelagerten Unterostalpin noch zu (z. B. sandige Fleckenkalke, vgl. LANGE 1956, SCHÜLER 1958). Auch weiter im E sind sandige Schichten am nördlichen Kalkalpenrand immer wieder zu treffen und von jeher als ein Zeichen von Landnähe gedeutet worden. M. RICHTER (1923 a und b) begründete unter anderem darauf die „ostalpine Geantiklinale“, die dem „Rumunischen Rücken“ KOCKELS (1922) entspricht. Daß diese Schwelle nicht mit dem Vindelizischen Land identisch ist, zeigt gerade die schon erwähnte Bohrung Opfenbach 1, die nach LEMCKE & WAGNER 1961 bereits südlich der Vindelizischen Schwelle stand, sich aber zweifellos nördlich der ostalpinen Randschwelle befand. Außerdem ist zu berücksichtigen, daß Lias und Dogger im nahegelegenen Schweizerischen Helvetikum von den ostalpinen Äquivalenten faziell grundverschieden sind (vgl. die Übersichten bei TRÜMPY 1949 und CADISCH 1953) und bekanntlich eine überwiegend mitteleuropäische Fauna führen. Danach ist mit größter Wahrscheinlichkeit anzunehmen, daß in dieser Zeit auch in den Ostalpen — auf alle Fälle in ihrem westlichen Teil — zumindest Helvetikum und Ostalpin in getrennten Becken abgelagert worden sind (ob damals schon eine paläogeographische Trennung zwischen dem Helvetischen und dem Flysch-Trog bestanden hat, sei dahingestellt). Das ostalpine Jura-Becken hat weiter südlich gelegen als das helvetische und stand mit der Tethys in direkter Verbindung.

Es sei darauf verzichtet, die Beziehungen der Allgäu-Schichten zum zentralalpinen Jura zu erörtern. Die wenigen Jura-Vorkommen westlich des Brenners erlauben derzeit noch zu viele Kombinationen, die teilweise von ungesicherten tektonischen Vorstellungen abhängen. Hier könnte vor allem eine genaue stratigraphische Durchforschung des Jura in den Engadiner Dolomiten und am Ortler weiterhelfen.

Schriftenverzeichnis

AMPFERER, O.: Im Jahresbericht für 1907, erstattet von E. TIETZE. — Verh. k. k. Geol. Reichsanst., 1908, S. 15. Wien 1908.

AMPFERER, O.: Das geologische Gerüst der Lechtaler Alpen. — Z. Deutsch. u. Österr. Alpenver., 44, 25 S. Wien 1913.

AMPFERER, O.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Bl. Lechtal (5045). — 55 S. Wien 1924.

AMPFERER, O.: Beiträge zur Geologie des obersten Lechtals. — Jb. Geol. Bundesanst., 80, 103—146. Wien 1930.

AMPFERER, O.: Beiträge zur Geologie des obersten Lechtals und des Großen Walsertales. — Jb. Geol. Bundesanst., 81, 177—216. Wien 1931.

AMPFERER, O.: Erläuterungen zu den Geologischen Karten der Lechtaler Alpen i. M. 1 : 25.000. — 122 S. Wien 1932.

AMPFERER, O. und ASCHER, H.: Über geologisch-technische Erfahrungen beim Bau des Spullerseeerwerkes. — Jb. Geol. Bundesanst., 75, 365—422. Wien 1925.

AMPFERER, O. und HAMMER, W.: Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Garda-See. — Jb. k. k. geol. Reichsanst., 61, 531—710. Wien 1911.

AMPFERER, O. und HAMMER, W.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Bl. Landeck (5145). — 88 S. Wien 1924.

AMPFERER, O. & OHNESORGE, Th.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Bl. Zirl—Nassereith. — 68 S. Wien 1924.

ANDRÉE, K.: Das Meer und seine geologische Tätigkeit. — Aus W. SALOMON: Grundzüge der Geologie, 1, 361—533. Stuttgart 1924.

ANDRUSOV, D.: Die neuen Auffassungen des Baues der Karpathen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 30/31, 157—185. Wien 1939.

ARKELL, W. J.: Jurassic geology of the world. — 757 S. Edinburgh u. London 1956.

ARNI, P.: Geologische Forschungen im mittleren Rätikon. — 85 S., Diss. Solothurn 1926.

ARNI, P.: Über tektonische und stratigraphische Probleme im Schesaplana-Lünersee-Gebiet. — Eclogae Geol. Helv., 26, 93—99. Basel 1933.

BANNERT, D.: Die Geologie der Ruitel-Spitzen und der Umgebung von Madau in den zentralen Lechtaler Alpen. — Ungedr. Diss. Marburg 1964.

BAUERGER, W.: Zur Geologie des bayerischen Gebietes östlich der Osterach von Bad Oberdorf bis zum Giebel. — Beih. Geol. Jb., 48, 5—44. Hannover 1963.

BENZINGER, T.: Zur Geologie des Quellengebietes der Bregenzer Ache. — Jb. Geol. Bundesanst., 79, 425—478. Wien 1929.

BESLER, W.: Die Jura-Fleckenmergel des Tannheimer Tales (Außerfern, Tirol). — Jb. Geol. Bundesanst., 102, 407—460. Wien 1959.

BITTERLI, P.: Untersuchung bituminöser Gesteine von Westeuropa. — Erdöl und Kohle, 15, 2—6. Hamburg 1962.

BLAAS, J.: Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. — I. Teil, 246 S. Innsbruck 1902.

BLUMENTHAL, M.: Die Allgäudecke in den Bergen des Großen Walsertales. — Eclogae Geol. Helv., 29, 449—479. Basel 1936.

BODEN, K.: Geologisches Wanderbuch für die bayrischen Alpen. — 458 S. Stuttgart 1930.

BOESE, E.: Die Fauna der liassischen Brachiopoden-Schichten bei Hindelang. — Jb. k. k. Geol. Reichsanst., 42, 627—650. Wien 1892.

BOESE, E.: Geologische Monographie der Hohenschwangauer Alpen. — Geogn. Jh., 6, 1893, 1—43. Kassel 1894.

BOESE, E.: Über liassische und mitteljurassische Fleckenmergel in den Bayrischen Alpen. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 46, 703—768. Berlin 1894.

BORNHORST, A. kl.: Geologie des Kalkalpenbereiches zwischen Vilsener Alpen, Thaneller und Plan-See in Tirol. — Ungedr. Diss. T. H. München 1958.

BUCH, L. v.: Einige Bemerkungen über die Alpen in Baiern. — Abh. kgl. Akad. Wiss. Berlin, 1828, 73—84. Berlin 1831.

CADISCH, J.: Geologie der Schweizer Alpen. — 2. Aufl., 480 S. Basel 1953.

CHRISTA, E.: Über naturgetreue Darstellung orogen-tektonischer Erscheinungsformen. — Jb. Geol. Bundesanst., 82, 1—16. Wien 1932.

CUSTODIS, A. und SCHMIDT-THOMÉ, P.: Geologie der bayrischen Berge zwischen Hindelang und Ffronten im Allgäu. — N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. 80, Abt. B, 307—463. Stuttgart 1939.

DONOVAN, D. T.: The lower Liassic ammonite fauna from the fossil bed at Langeneckgrat, near Thun (Median Préalps). — Schweizer. paläont. Abh., 74, 1—58. Basel 1958.

DORN, P.: Paläogeographische Studien über das jurassische Posidonienschiefermeer Deutschlands. — Tübinger Naturw. Abh., 15, 60 S. Stuttgart 1936.

DORN, P.: Problematik des Vindelizischen Landes. — Geologie, 7, 319—341. Berlin 1958.

EINSELE, G. und MOSEBACH, R.: Zur Petrographie, Fossilhaltung und Entstehung der Gesteine des Posidonienschiefers im Schwäbischen Jura. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 101, 319—430. Stuttgart 1955.

ESCHER v. d. LINTH, A.: Beiträge zur Kenntniss der Tyroler und Bairischen Alpen. — N. Jb. Mineral. usw., 1845, 531—561. Stuttgart 1845.

ESCHER v. d. LINTH, A.: Geologische Bemerkungen über das nördliche Vorarlberg und einige angrenzende Gegenden. — N. Denkschr. Schweizer. Ges. gesamt. Naturw., 13, 135 S. Zürich 1853.

FABRICIUS, F. H.: Vorschlag zur Umbenennung von „Oberrätalkalk“ in „Rätolias-Riffkalk“ (Nördliche Kalkalpen). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1959, 546—549. Stuttgart 1959.

FABRICIUS, F. H.: Sedimentation und Fazies des Rät und der Liasüberdeckung in den Bayerisch-tirolischen Kalkalpen. — Ungedr. Diss. T. H. München 1960.

FLURL, M.: Beschreibung der Gebirge von Baiern und der oberen Pfalz. — 642 S. München 1792.

FRAAS, E.: Scenerie der Alpen. — 325 S. Leipzig 1892.

FRANK, M.: Zur Bildungsgeschichte der oberen Trias und des Lias am Nordrand der Kalkalpen zwischen Oberstdorf und Schliersee. — Geol. Rdsch., 25, 98—110. Berlin 1934.

FRANK, M.: Ergebnisse neuer Untersuchungen über Fazies und Bildung von Trias und Jura in Südwestdeutschland. II. Jura. — Geol. Rdsch., 28, 561—598. Berlin 1937.

FRANZ, U.: Die Geologie der westlichen Oberwössener Mulde sowie der nördlich und südlich angrenzenden Einheiten. — Ungedr. Dipl.-Arbeit Univ. München 1959.

FUCHS, TH.: Studien über Fucoiden und Hieroglyphen. — Denkschr. K. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 42, 369—448. Wien 1895.

FUCINI, A.: Fossili domeriani dei dintorni di Taormina. — Palaentogr. Ital., 26—35, 100 S. Rom 1920—1935.

FURLANI, M.: Zur Stratigraphie der Jura- und Neokomschichten der Karwendel-Mulde bei Landl in Nordtirol. — Anz. Akad. Wiss. Wien. Wien 1921.

GANSS, O.: Sedimentation und Tektonik in den Kalkalpen zwischen Schliersee und dem Inntal. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 102, 203—211. Hannover 1950.

GARRELS, R. M.: Mineral equilibria. — 254 S. New York 1960.

GEYER, O. F.: Über Schwammgesteine (Spongiolith, Tuberolith, Spiculit und Gaizit). — Hermann Aldinger-Festschrift, 51—59. Stuttgart 1962.

GOETEL, W.: Zur Liasstratigraphie und Lösung der Chocs-Dolomitfrage in der Tatra. — Anz. Ak. Wiss. Krakau, math.-naturw. Kl., (A), 1916. Krakau 1917.

GÖTZINGER, G. und BECKER, H.: Zur geologischen Gliederung des Wienerwald-flysches (Neue Fossilfunde). — Jb. Geol. Bundesanst., 82, 343—396. Wien 1932.

GRIPP, K.: Rezente und fossile Flachmeer-Absätze, petrologisch betrachtet und gedeutet. — Geol. Rdsch., 47, 83—99. Stuttgart 1958.

GRUNAU, H.: Geologie von Arosa (Graubünden) mit besonderer Berücksichtigung des Radiolarit-Problems. — 109 S. Diss. Bern 1947.

GRUNAU, H.: Mikrofazies und Schichtung ausgewählter, jungmesozoischer, Radiolarit-führender Sedimente der Zentralalpen. — Intern. Sediment. Petrogr. Ser., 4, 179 S. Leiden 1959.

GUBLER, J.: Études géologiques dans le Vorarlberg central. — 155 S. Vincennes 1927.

GÜMBEL, C. W.: Allgäu, Vorarlberg und Nordtirol. — N. Jb. Mineral. usw., 1855, 173—179. Stuttgart 1855.

GÜMBEL, C. W.: Beiträge zur geognostischen Kenntnis von Vorarlberg und dem nord-westlichen Tirol. — Jb. k. k. geol. Reichsanst., 7, 1—39. Wien 1856.

GÜMBEL, C. W.: Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges und seines Vorlandes. — 948 S. Gotha 1861.

HAGN, H.: Fazies und Mikrofauna der Gesteine der bayrischen Alpen. — Intern. Sediment. Petrogr. Ser., 1, 174 S., 71 Taf. Leiden 1955.

HAHN, F. F.: Neue Funde im nordalpinen Lias der Achensee-Gegend und bei Ehrwald. — N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. 32 B, 535—577. Stuttgart 1911 a.

- HAHN, F. F.: Ergebnisse neuerer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. 1. Allgäuer Alpen und angrenzende Gebiete. — Geol. Rdsch., 2, 207—219. Leipzig 1911 b.
- HAMANN, P. J.: Die Geologie des Hochvogelgebietes in den Allgäuer Alpen. — Ungedr. Diss. Marburg 1956.
- HANIEL, C. A.: Die geologischen Verhältnisse des Allgäuer Hauptkamms und seiner südlichen Seitenäste vom Rauhgern bis zum Wilden. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 63, 1—37. Berlin 1911.
- HANIEL, C. A.: Geologischer Führer durch die Allgäuer Alpen südlich von Oberstdorf. — 2. Aufl., herausgeg. v. M. RICHTER, 32 S. München 1929.
- HECHT, F.: Der chemische Einfluß organischer Zersetzungstoffe auf das Benthos, dargelegt an Untersuchungen mit marinen Polychaeten, insbesondere *Arenicola marina* L. — Senckenbergiana, 14, 199—220. Frankfurt 1932.
- HENKEL, S.: Geologie des Rappentalpentes und des Gebietes um Lechleiten. — Diss. Freie Univ. Berlin, 53 S. Berlin 1960.
- HERITSCH, F.: Die Karnischen Alpen. — 205 S. Graz 1936.
- HOEPPENER, R. und KOCKEL, F.: Lias vor und in den Rondaïden (Südspanien). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1959, 417—424. Stuttgart 1959.
- HUCKRIEDE, R.: Die Geologie der Umgebung von Kaisers (Lechtaler Alpen). — Ungedr. Diss. Marburg 1956.
- HUCKRIEDE, R.: Trias, Jura und tiefere Kreide bei Kaisers in den Lechtaler Alpen (Tirol). — Verh. Geol. Bundesanst., 1959, 44—92. Wien 1959 a.
- HUCKRIEDE, R.: Die Eisenspitze am Kalkalpensüdrand (Lechtaler Alpen, Tirol). — Z. Deutsch. Geol. Ges., 111, 410—433. Hannover 1959 b.
- HUCKRIEDE, R. und JACOBSHAGEN, V.: Ein Querschnitt durch die Nördlichen Kalkalpen (Oberstdorf—Pettneu). — Z. Deutsch. Geol. Ges., 109, 1957, 373—388. Hannover 1958.
- HÜCKEL, B.: Geologie der Hornbachkette (Nordtirol). — Ungedr. Diss. Marburg 1960.
- HÜCKEL, B., JACOBSHAGEN, V. und STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Über den Bau des Allgäuer Hauptkamms und der Hornbachkette (Nördliche Kalkalpen). — Z. Deutsch. Geol. Ges., 112, 91—104. Hannover 1960.
- JACOBSHAGEN, V.: Geologie des Hornbachgebiets und der Allgäuer Hauptmulde südöstlich Oberstdorf. — Ungedr. Diss. Marburg 1957.
- JACOBSHAGEN, V.: Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Jura-Fleckenmergel im südöstlichen Allgäu. — Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., 87, 1959, 208—226. Wiesbaden 1958.
- JACOBSHAGEN, V.: Der Bau der südöstlichen Allgäuer Alpen. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 113, 153—206. Stuttgart 1961.
- KALLIES, H.-B.: Geologie des Bregenzer Waldes beiderseits der Bregenzer Ach in der Umgebung von Schopernau. — Geol. Jb., 78, 257—298. Hannover 1961.
- KIRCHMAYER, M.: Beiträge zur Frage des Cherts (= Feuersteins). — Über ein Geopetalgefüge im Chert (Flint) von Nevada, U. S. A. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1959, 209—229. Stuttgart 1959.
- KLEBELSBERG, R. v.: Geologie von Tirol. — 872 S. Berlin 1935.
- KNAUER, J.: Geologischer Überblick über die Alpen zwischen dem Bodensee und dem Tegernsee und ihr Molassevorland. — In M. SCHUSTER: Abriß der Geologie von Bayern r. d. Rheins, (II.), 184 S. München 1928.
- KOCH, K. E.: Die Geologie des Gebirges östlich von Zürs. — Ungedr. Diss. Marburg 1959.
- KOCH, K. E. und STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Fazies-Untersuchungen in Jura und Unterkreide der westlichen Lechtaler Alpen. — Verh. Geol. Bundesanst., 1959, 179—201. Wien 1959.
- KOCKEL, C. W.: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 15, 63—168. Wien 1922.
- KOCKEL, C. W.: Beobachtungen im Hornbachfenster (Lechtaler Alpen). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 96, 339—356. Stuttgart 1953.

KOCKEL, C. W., RICHTER, M. und STEINMANN, H. G.: Geologie der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. — Wiss. Veröff. Deutsch. u. Österr. Alpenver., 10, 231 S. Innsbruck 1931.

KRAUS, E.: Die Entstehung der Inntaldecke. — N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. 90 B, 31—95. Stuttgart 1949.

KRAUS, E.: Die Baugeschichte der Alpen. I. — 552 S. Berlin 1951.

KREJCI-GRAF, K.: Zur Natur der Fucoiden. — Senckenbergiana, 18, 308—315. Frankfurt 1936.

KUCKELKORN, K. F.: Zur Geologie des nördlichen Kalkalpenrandes bei Schattwald (Tirol). — Ungedr. Dipl.-Arbeit Univ. München 1960.

KUHN, O.: Bemerkungen zur Paläogeographie des deutschen Posidonienschiefermeeres. — Zbl. Mineral. usw., 1938 B, 171—174. Stuttgart 1938.

LANGE, P. R.: Die Voralberger Flyschzone am Südrand des helvetischen Halfensters zwischen Hoher Ifen und Widderstein. — Geologie, 5, 172—218. Berlin 1956.

LAUBENFELS, M. W., de: Porifera. — Treatise on invertebrate paleontology, E, E 21—E 112. Lawrence (Kansas) 1955.

LEMCKE, K. und WAGNER, R.: Zur Kenntnis des vortertiären Untergrundes im Bodensee-Gebiet. — Bull. Ver. schweizer. Petrol.-Geol. u. Ing., 27, 9—14. Basel 1961.

LEUCHS, K.: Über Einflüsse der Triasriffe auf die Liassedimentation in den Nördlichen Kalkalpen. — Senckenbergiana, 7, 247—249. Frankfurt 1925.

LEUTENEGGER, W. O.: Geologische Untersuchungen im mittleren nordöstlichen Rätikon. — 120 S. Diss. Zürich 1928.

MILLER, H.: Zur Geologie des westlichen Wetterstein- und Mieminger Gebirges (Tirol). — 118 S. Diss. Univ. München 1962 a.

MILLER, H.: Der Bau des westlichen Wettersteingebirges. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 113, 1961, 409—425. Hannover 1962 b.

MILLER, H.: Gliederung und Altersstellung der jurassischen und unterkretazischen Gesteine am Südrand des Wetterstein-Gebirges („Jungschichtenzone“) mit einem Beitrag zur geologischen Stellung der Ehrwaldite. — Mitt. Bayer. Staatssamm. Paläont. hist. Geol., 3, 51—72. München 1963.

MÜLLER-DEILE, G.: Geologie der Alpenrandzone beiderseits vom Kochelsee in Oberbayern. — Mitt. Reichsstelle Bodenforsch., Zweigstelle München, 34, 109 S. München 1940.

MYLIUS, H.: Geologische Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen I. Beobachtungen zwischen Oberstdorf und Maienfeld. — 153 S. München 1912.

NATHORST, A. G.: Mémoire sur quelques traces d'animaux etc. — K. Vet. Akad. Handl., 18. Stockholm 1881.

NEUMAYR, M.: Die geographische Verbreitung der Jura-Formation. — Denkschr. K. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 50, 57—142. Wien 1885.

OPPEL, A.: Über das Vorkommen von jurassischen Posidonomyengesteinen in den Alpen. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 15, 188—217. Berlin 1863.

OSWALD, K.: Geologische Karte und Geschichte der Wendelsteingruppe. — 124 S. München 1929.

PONTOPPIDAN, H.: Die geologischen Verhältnisse des Rappenalpenteales, sowie der Bergketten zwischen Breitach und Stillach. — Geogn. Jh., 24, 1—22. München 1911.

QUENSTEDT, W.: Geologische Exkursion in das Achantal-Gebiet. — Geol. Bavar., 6, 55—64. München 1951.

REICHEL, R.: Geologie der Flyschzone zwischen Lech und Ammer. — Ungedr. Diss. Freie Univ. Berlin 1954.

REIS, O. M.: Zur Fucoidenfrage. — Jb. k. k. geol. Reichsanst., 59, 615—638. Wien 1909.

REIS, O. M.: Cenomaner Brockenmarmor vom „Weißen Haus“ in Tirol. — Verh. Geol. Bundesanst., 1931, 84—88. Wien 1931.

REISER, K. A.: Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu I. — Geogn. Jh., 33, 57—198. München 1920.

RENZ, C.: Geologische Forschungen in Akarnanien. — N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. 32 B, 383—468. Stuttgart 1911.

RENZ, C.: Die vorneogene Stratigraphie der normalsedimentären Formationen Griechenlands. — 637 S. Athen 1955.

REUM, H.: Die tektonischen Strukturen am Nordrand der Kalkalpen unter besonderer Berücksichtigung des Falkensteinzuges im östlichen Allgäu. — Ungedr. Diss. T. H. München 1960.

REUM, H.: Die tektonische Stellung des Falkensteinzuges am Nordrand der östlichen Allgäuer Alpen. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 113, 1961, 507—534. Hannover 1962.

RICHTHOFEN, F. v.: Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol I. — Jb. k. k. geol. Reichsanst., 10, 72—137. Wien 1859.

RICHTER, D.: Geologie der Allgäuer Alpen südlich von Hindelang. — Ungedr. Diss. Freie Univ. Berlin 1954 a.

RICHTER, D.: Über die Retterschwang-Decke bei Hindelang im Allgäu. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1954, 385—392. Stuttgart 1954 b.

RICHTER, D.: Neue Untersuchungen in der Randzone von Flysch und Ostalpin im Gebiet des Großen Walsertals (Vorarlberg). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 103, 341—374. Stuttgart 1956.

RICHTER, D.: Zum geologischen Bau der Berge östlich des oberen Osterachtales (Allgäu). Der synsedimentäre Ursprung einer tektonischen Decke. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 109, 1957, 519—549. Hannover 1958.

RICHTER, D.: Geologie der Allgäuer Alpen südlich von Hindelang. — Beih. Geol. Jb., 48, 45—128. Hannover 1963.

RICHTER, M.: Beobachtungen am Nordrand der oberostalpinen Decken im Allgäu. — Verh. Geol. Bundesanst., 1923, 162—176. Wien 1923 a.

RICHTER, M.: Der Nordrand der oberostalpinen Geosynklinale. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 75, 198—211. Berlin 1923 b.

RICHTER, M.: Geologischer Führer durch die Allgäuer Alpen zwischen Iller und Lech. — 224 S. Berlin 1924.

RICHTER, M.: Die Deutschen Alpen und ihre Entstehung. — 179 S. Berlin 1937.

RICHTER, M.: Über den Bau der Vorarlberger Alpen zwischen oberem Lech, Flexenpaß und Ill. — Geotekton. Symposium z. Ehren v. H. STILLE, 190—204. Stuttgart 1956.

RICHTER, R.: Die fossilen Fährten und Bauten der Würmer, ein Überblick über ihre biologischen Grundformen und deren geologische Bedeutung. — Paläont. Z., 9, 193—240. Berlin 1928.

ROTHPLETZ, A.: Geologisch-paläontologische Monographie der Vilser Alpen mit besonderer Berücksichtigung der Brachiopoden-Systematik. — Palaeontogr., 33, 1—180. Stuttgart 1886/87.

ROTHPLETZ, A.: Über die Flyschfucoiden und einige andere fossile Algen, sowie über liassische diatomeenführende Hornsteine. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 48, 854—914. Berlin 1896.

ROTHPLETZ, A.: Das Gebiet der zwei großen rätischen Überschiebungen. — 256 S. Berlin 1902.

SÄRCHINGER, H.: Geologie des Benediktenwandgebirges zwischen Glaswandscharte und Isar. — N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. 81 B, 347—468. Stuttgart 1939.

SCHAFFHÄUTL, K. E.: Beiträge zur näheren Kenntnis der Bayerischen Voralpen. — N. Jb. Mineral. etc., 1846, 641—695. Stuttgart 1846.

SCHAFFHÄUTL, K. E.: Die Stellung der Bayerischen Voralpen im geologischen System. — N. Jb. Mineral., 1847, 803—812. Stuttgart 1847.

SCHAFFHÄUTL, K. E.: Geognostische Untersuchungen des südbayerischen Alpengebirges. — 206 S. München 1851 a.

SCHAFFHÄUTL, K. E.: Über die Gliederung des Süd-Bayern'schen Alpen-Kalkes. — N. Jb. Mineral. usw., 1851, 129—168. Stuttgart 1851 b.

SCHAFFHÄUTL, K. E.: Südbayerns Lethaea geognostica. — 478 S. Leipzig 1863.

SCHIDLowski, M.: Beiträge zur Geologie des Ostalpins zwischen Kleinem Walsertal und oberem Lech (Vorarlberg, Österreich). — 81 S. Diss. Freie Univ. Berlin 1961.

SCHIDLÓWSKI, M.: Über das westliche Ende der Allgäuer Hauptmulde im Hinteren Bregenzerwald (Vorarlberger Kalkalpen). — Verh. Geol. Bundesanst., 1962, 49—62. Wien 1962.

SCHLOSSER, M.: Geologische Notizen aus dem Innthale. — N. Jb. Mineral. usw., 1895 (1), 75—97. Stuttgart 1895.

SCHLOSSER, M.: Zur Geologie des Unterinntales. — Jb. Geol. Reichsanst., 59, 525 bis 574. Wien 1909.

SCHMIDEGG, O.: Zum tektonischen Gefüge des Rätikons I (oberes Rellstal und oberes Brandnertal). — Jb. Geol. Bundesanst., 98, 145—172. Wien 1955.

SCHMIDEGG, O.: Geologische Ergebnisse beim Bau des Wasserkraftwerkes Prutz—Imst der TIWAG (Tirol). — Jb. Geol. Bundesanst., 102, 355—406. Wien 1959.

SCHMIDT, H.: Die bionomische Einteilung der fossilen Meeresböden. — Fortschr. Geol. Paläont., 12, 1—154. Berlin 1935.

SCHMIDT, H.: Bionomische Probleme des deutschen Lias-Meeres. — Geol. der Meere u. Binnengewässer, 3, 239—256. Berlin 1939.

SCHNEIDER, J.: Der Jura in Erdölbohrungen des westlichen Molassetrogs. — Hermann Aldinger-Festschrift, 163—172. Stuttgart 1962.

SCHOTTLER, W.: Die Geologie der westlichen Sachranger Berge in den Chiemgauer Alpen (Hochriß—Laubenstein—Spitzsteingebiet). — N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. 72 B, 46—119. Stuttgart 1934.

SCHRÖDER, J.: Die jurassischen Fleckenmergel der bayrischen Alpen. — N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. 52 B, 224—283. Stuttgart 1925.

SCHRÖDER, J.: Die Ammoniten der jurassischen Fleckenmergel in den bayrischen Alpen. — Palaeontogr., 68, 111—232, u. 69, 1—110. Stuttgart 1927 u. 1928.

SCHÜLER, B.: Geologie der Berge südlich von Mittelberg im Kleinen Walsertal. — 103 S. Diss. Freie Univ. Berlin 1958.

SCHULZE, G.: Die geologischen Verhältnisse des Allgäuer Hauptkammes von der Rotgund-Spitze bis zum Kreuzeck. — Geogn. Jh., 18, 1—38. Kassel 1905.

SEILACHER, A.: Die geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 105, 1953, 214—227. Hannover 1954.

SEILACHER, A.: Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse. — Eclog. Geol. Helv., 51, 1062—1078. Basel 1958.

SIEBER, R.: Bericht 1960 über paläontologisch-stratigraphische Untersuchungen im Mesozoikum der westlichen Kalkalpen Österreichs. — Verh. Geol. Bundesanst., 1961, A 107—A 110. Wien 1961.

SÖHLE, U.: Das Ammergebirge. — Geogn. Jh., 11, 39—89. München 1898.

SPENGLER, E.: Die Gebirgsgruppe des Plassen und des Hallstätter Salzberges. — Jb. Geol. Reichsanst., 68, 1918, 285—474. Wien 1919.

SPENGLER, E.: Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. — In F. X. SCHAFFER, Geologie von Österreich, 302—413. Wien 1951.

STEINMANN, G.: Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? — Geol. Rdsch., 16, 435—468. Berlin 1925.

STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Zur Geologie der Hasenfluh bei Zürs am Arlberg (Lechtaler Alpen). — Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., 87, 192—201. Wiesbaden 1958.

STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Geologie der Umgebung von Lech (Vorarlberg). — Ungedr. Diss. Marburg 1960.

SUËSS, E. u. MOJSISOVICS, E. v.: Studien über die Gliederung der Trias- und Jurabildungen in den östlichen Alpen. II. Die Gebirgsgruppe des Osterhorns. — Jb. k. k. Geol. Reichsanst., 18, 167—200. Wien 1868.

TAUBER, A. F.: Paläobiologische Analyse von *Chondrites furcatus* STERNBERG. — Jb. Geol. Bundesanst., 93, 141—154. Wien 1949.

TOLLMANN, A.: Semmering und Radstädter Tauern. Ein Vergleich in Schichtenfolge und Bau. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, 1957, 325—354. Wien 1958.

TRAUTH, F.: Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Kalkalpen. — Verh. Geol. Bundesanst., 1948, 145—218. Wien 1948.

- TRÜMPY, R.: Der Lias der Glarner Alpen. — Denkschr. Schweizer. Naturf. Ges., 79, 192 S. Zürich 1949.
- TRÜMPY, R.: Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. — Bull. Geol. Soc. Amer., 71, 843–908. 1960.
- UHLIG, V.: Die marinen Reiche des Jura und der Unterkreide. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 4, 329–448. Wien 1911.
- ULRICH, R.: Die Entwicklung der ostalpinen Juraformation im Vorkarwendel zwischen Mittenwald und Achensee. — Geol. Bavar., 41, 99–151. München 1960.
- VADASZ, M. E.: Die Juraschichten des südlichen Bakony. — Result. wiss. Erforsch. d. Balatonsees, 1 (1), Paläont. Anh., 89 S. Budapest 1910.
- VOIGT, E. und HÄNTZSCHEL, W.: Die grauen Bänder in der Schreiekreide Nordwestdeutschlands und ihre Deutung als Lebensspuren. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 25, 104–122. Hamburg 1956.
- VORTISCH, W.: Oberrätischer Riffkalk und Lias in den nordöstlichen Alpen I. — Jb. Geol. Bundesanst., 76, 1–64. Wien 1926.
- VORTISCH, W.: Die Jura-Formation und ihr Liegendes in der Kammerkehr—Sonntagshorn-Gruppe. — N. Jb. Miner. usw., Beil.-Bd. 73 B, 100–148. Stuttgart 1935.
- WÄHNER, F.: Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias. — Verh. k. k. Geol. Reichsanst., 1886, 168–176 u. 190–206. Wien 1886.
- WÄHNER, F.: Das Sonnwendgebirge im Unterinntal. Ein Typus alpinen Gebirgsbaues. — 356 S. Leipzig u. Wien 1903.
- WALKER, T. R.: Reversible nature of chert-carbonate replacement in sedimentary rocks. — Bull. Geol. Soc. Amer., 73, 237–242. 1962.
- WALTHER, J.: Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft.—1055 S. Jena 1894.
- WASSOJEWITSCH, N.: Quelques remarques sur Hiéroglyphes et Foucoïdes. — Ser. geol. izd. gos. tresta „Gruzneft“. Tiflis 1936.
- WICHER, C. A.: Involutina, Trocholina und Vidalina — Fossilien des Riffbereichs. — Geol. Jb., 66, 1950, 257–284. Hannover 1952.
- WILMERS, W.: Geologie des Ostendes der Mulde von Thiersee westlich Kufsteins in Tirol. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 113, 1961, 426–445. Hannover 1962.
- WISSNER, U.: Ammonitenfauna und Stratigraphie der Lias-Fleckenmergel, Sine-murian bis Domerian, in den Bayrischen Alpen. — Ungedr. Diss. Tübingen 1958.
- ZACHER, W.: Geologie der Umgebung des Tannheimer Tales (Außerfern, Tirol). — Ungedr. Diss. T. H. München 1959.
- ZITTEL, K. A.: Paläontologische Notizen über Lias-, Jura- und Kreide-Schichten in den bayerischen und österreichischen Alpen. — Jb. k. k. Geol. Reichsanst., 18, 599–610. Wien 1868.

Anhang

Profile durch die Allgäu-Schichten

1. Rätikon, Davenna-Gruppe

1. Osthang des Wildbergs, südwestlich der Sonnenlagant--Alpe (Geol. Karte bei ARNI 1926).

Schichtfolge fällt mit zirka 30° nach N

oben:

g)	rote, an der Basis grügebänderte Radiolarite	} Radiolarite
f) 0·3 m	feinspätiger Kalk, fleischrot, mit rostbrauner Anwitterung (2 Bänke)	} ? Dogger-Kalke
e) 7 m	rosa- bis fleischrote Kalke, z. T. Suturenkalke, 1 <i>Pentacrinus</i> -Bank. Einzelne Bänke mit Brauneisen-Schwarten verkrustet	
d) 5 m	ziegelrote Mergelkalke	} Ziegelrot-Serie

- c) zirka 30 m Fleckenkalke, mittelbankig, mittel- bis dunkelgrau, mit Pyrit-Konkretionen. Aus den obersten 10 m muß ein im Schutt aufgesammeltes ? *Arieticeras* stammen. } Ältere Allgäu-Schichten
- b) zirka 70 m Fleckenkalke, mittel- bis dickbankig (bis 1 m!), mit Pyritknollen und Belemniten-Bruchstücken }
- unten:
- a) massiger, grauer Kalk mit roten Schlieren und Nestern (am Wasserfall) } Roter Unterlias-kalk

2. Steinbruch der Vorarlberger Zementwerke Lorüns A. G. bei Lorüns, Nordost-Teil der Wand.

Schichten stehen annähernd senkrecht

jung:

- i) schwarzgraue, feingebänderte Mergelkalke, sehr klüftig } Kreideschiefer
- h) 1-5—2 m grüngrauer, knolliger Kalk } Aptychenkalk
- g) 2 m Radiolarite, oben grau, mit *cm*-Mergellagen; unten rot } Radiolarite
- f) 7 m rote Kalke, mittelbankig, z. T. etwas flaserig } Dogger und Oberlias
- e) 6 m grüngraue oder rosagraue, mergelige Kalke, grün anwitternd, mittel- bis dickbankig, wulstige Schichtoberflächen, ohne Flecken } Ältere Allgäu-Schichten
- d) 6 m rosagraue Kalke, mittelbankig, z. T. knollig, muschelartig brechend }
- e) 4 m fleischrote, knollige Kalke, schlecht gebankt (1 bis 2 dm Bankdicke) } Roter Unterliaskalk
- b) 6 m massige oder dickbankige Kalke mit fleischroten Partien, hervorgehend aus }

alt:

- a) grauem, massigem Kalk } Rhätoliaskalk

2. Lechtaler Alpen

a) Klostertaler Alpen

3. Westhang des Madratsch, nordöstlich der Oberen Laguz-Alpe (Blatt Klostertaler Alpen 1:25.000).

im N, jung:

- p) 6—8 m Radiolarite (oben rot, unten schwarz) }
- o) 5 m dunkelgraue Kalke und Kieselkalke sowie mittelgraue, grobspätige Echinodermenkalke, wechselnd mit dunkelgrauen Mergelschiefern } Oberste Jüngere Allgäu-Schichten
- n) 25 m mittelgraue oder braungraue Kalke, mittel- oder dickbankig, wechsellagernd mit dunkelgrauen Mergelschiefern im Verhältnis 1:1 } Obere Jüngere Allgäu-Schichten
- m) 14 m mittel- bis dickbankige graue Kalke und Mergelkalke, z. T. mit Flecken }
- l) 4 m mittel- bis dunkelgraue Kalke, z. T. mit Flecken, sowie eine Spatkalkbank, wechselnd mit schmutzig gelbgrau anwitternden Kalkmergeln oder Mergelkalcken } ? Mittlere Jüngere Allgäu-Schichten
- k) 6 m mittelgraue Fleckenkalke, mittelbankig, schichtparallel aufspaltend }

- | | | | |
|----|------------|---|------------------------------------|
| i) | 3 m | graue, gelblich anwitternde Mergelkalke und Kalke, mittelbankig | } ? Untere Jüngere Allgäuschichten |
| h) | 1.5 m | gelbgraue Kalkmergel mit Flecken. Auf Schichtenflächen schlecht erhaltene, gestreckte Ammoniten [einer als <i>Harpoceratidae</i> (? <i>Harpoceras</i> sp.) bestimmbar] und <i>Zoophycos</i> -Spuren | |
| g) | 4 m | ziegelrote, dünnbankige Mergelkalke und Mergel mit dunkelroten Flecken | } |
| f) | 7 m | mittelgraue Kalke und Mergelkalke, z. T. mit Flecken; oben mittel-, unten dickbankig | |
| e) | 15 m | graue Kalke ohne Flecken, mittel- bis dickbankig | } Ältere Allgäuschichten |
| d) | 7 m | mittelgraue Kalke mit bräunlichem Farbstich, schlecht mittelbankig, muschelartig brechend. Unten einige rötliche Mergelbänder (1—5 cm breit) | |
| c) | 6 m | wie d), aber dünnbankig und ohne Flecken, Belenitenquerschnitt | } Roter Unterliaskalk |
| b) | zirka 10 m | rote Knollen- oder Flaserkalke, schlecht gebankt | |
- im S, alt:
- | | | |
|----|-----------------------|---------------|
| a) | massiger, grauer Kalk | Rhätoliaskalk |
|----|-----------------------|---------------|

4. Westhang des Formaletsch, östlich vom Formarin-See (Blatt Klosters-taler Alpen 1 : 25.000).

oben:

- | | | | |
|----|--------|---|--------------------------|
| k) | 4—5 m | rote Radiolarite | } |
| | 5 m | grüne oder grüngraue Radiolarite | |
| i) | 8—10 m | braungraue oder braune Hornsteine und Kieselkalke, mittelbankig; zuoberst eine 1.5 m dicke Bank | } |
| h) | 12 m | mittelgraue Kalke mit bräunlichem Farbstich, mittel- oder dünnbankig; Flecken selten | |
| g) | 0.2 m | lilarote Mergellage | } Ältere Allgäuschichten |
| f) | 16 m | Kalke wie bei h) | |
| e) | 6 m | fleischrote Kalke, z. T. mit grünlichen Bändern, dünnbankig, in oberster Bank eine 5 cm dicke, braune Hornsteinlage | } Roter Unterliaskalk |
| d) | 1.5 m | rote Kalkbank | |
| c) | 1.2 m | roter Kalk, dünnbankig | } |
| b) | 9 m | grauer Kalk mit roten Partien, massig | |
| a) | | Rhätoliaskalk | |

Schichtfolge e)—i) wahrscheinlich tektonisch ausgedünnt, wird im nicht begehbaren Nordhang mächtiger.

5. Nordwestseite des Gehrengrates, südlich HP 2404 am Pongertle-Kopf (Blatt Klosters-taler Alpen 1 : 25.000).

oben:

- | | | |
|----|------|--|
| f) | 5 m | rote Radiolarite |
| e) | 1 m | grüne Radiolarite |
| d) | 35 m | dunkelgraue Kieselkalke und Hornsteine, dünnplattig, selten mittelbankig; wenige dünne Mergelschiefer-Zwischenlagen. Sehr ähnlich den Radiolariten |

- c) 17 m mittelgraue oder braungraue Fleckenkalke, oben mittelbankig, unten dünnbankig und recht mergelig (z. T. griffelig verschiefert) } Ältere Allgäu-Schichten
- b) 5 m roter, nach oben verblassender Kalk, dünnbankig; in einzelnen Lagen ziegelrote Hornsteinkauern und -schnüre } Roter Unterliaskalk
- unten:
- a) 5 m roter Kalk, massig

6. Südostseite des Ganahlskopfes im Radona-Tobel bei Dalaas (Blatt Klostertaler Alpen 1 : 25.000).

Schichtfolge überkippt, fällt steil nach S. Ältere Allgäu-Schichten durch Spezialtektonik angehäuft.

jung, im N:

- m) zirka 10 m Radiolarite (oben rot, unten grün)
- l) 2 m dunkelgraue Kieselkalke, Hornsteine und feinspätiger Kalk, mittelbankig } Oberste Jüngere Allgäu-Schichten
- k) 0.4 m feinspätiger Kalk } (Spatkalkschichten)
- i) 8 m braungrauer Kalk, dünnbankig, mit einigen dünnen Mergellagen } (Spatkalkschichten)
- h) 5—6 m wie i), aber mehr Mergelschiefer } Obere Jüngere Allgäu-Schichten
- g) 10 m dünn- bis mittelbankige Kalke und Mergelkalke, letztere transversal geschiefert } (Spatkalkschichten)
- f) 15 m dünn- bis mittelbankige Kalke, wechselnd mit Mergelschiefern im Verhältnis 1:1 } Obere Jüngere Allgäu-Schichten
- e) 15—20 m schmutzig braungraue Kalke und Kieselkalke, mittelbankig, ± Flecken, wenig Mergelschiefer } Mittlere Jüngere Allgäu-Schichten
- d) 8—10 m Wechsellagerung von Kalcken und Mergelschiefern im Verhältnis 1:1 bis 3:2 } Untere Jüngere Allgäu-Schichten
- c) 5 m rote, dünnbankige Mergelkalke } Mittlere Allgäu-Schichten
- b) 3 m gelbliche, dünnbankige Mergelkalke } (Spatkalkschichten)

alt, im S:

- a) ? 80 m großfleckige Kalke, mittel- bis dickbankig, schmutzig gelbbraun anwitternd } Ältere Allgäu-Schichten

7. Südende des Gehrengrates, westlich Klösterle Schütz (Blatt Klostertaler Alpen 1 : 25.000).

oben:

- o) grüne Radiolarite } Radiolarite
- n) 1.5 m graue, faserige Kalke mit rosa Flammen, dicht oder spätig. Auf Schichtflächen rote oder grüne Eisen-Schwarten. Bis 5 cm dicke, rote Mergellagen } Jüngere Allgäu-Schichten
- m) 4 m mittelgraue Kalke, mittelbankig } (Spatkalkschichten)
- l) 2 m faserige Fleckenkalke, dünnbankig } (Spatkalkschichten)
- k) 2—3 m schmutziggraue Mergelschiefer mit boudinierten Kalklagen; Mergel vorherrschend } Mittlere Allgäu-Schichten
- i) 5 m mittelgraue Kalke, mittelbankig, wechselnd mit Mergelschiefern im Verhältnis 3:2 } (Spatkalkschichten)
- h) 7 m mittelbankige Kalke und Mergelkalke mit Flecken } (Spatkalkschichten)
- g) 9 m dickbankige Hornsteinkalke (innerhalb jeder Bank ist der obere Teil kalkig und grau, der untere kieselig und schwarzbraun oder rostbraun) } Ältere Allgäu-Schichten
- f) 8 m Fleckenkalke, dünn- bis mittelbankig, mit Hornstein-Schnüren } (Spatkalkschichten)
- e) 2 m grüngrau anwitternde, dickbankige Kalke } (Spatkalkschichten)
- d) 6 m eselsgraue Kalke mit wenigen Flecken, dünnbankig, dicht } (Spatkalkschichten)

c)	8 m	rosa oder rote Kalke, z. T. gebändert, schlecht dünngebankt	} Roter Unterliaskalk
b)	10 m	rosa Kalke, mittelbankig, mit roten Mergel-Zwischenlagen; untere Kalkbänke rot	
unten:	a)	massiger, roter Kalk, aus grauem Kalk hervorgehend	

8. Westhang der Goppel-Spitze am Spuller-See (Blatt Klostertaler Alpen 1 : 25.000).

Schichten fallen steil nach W
jung, im N:

z)		Kreideschiefer	}
y)	8 m	Aptychenkalke	
x)	0-3 m	rosa und grüne Mergelkalke	} Radiolarite
w)	1-6 m	rote Radiolarite	
v)	0-5 m	grüne Radiolarite	} Spatkalk-Schichten (Oberste Jüngere Allgäu-Schichten)
u)	1 m	dunkelgraue oder schwarzbraune Kieselkalke, dünnbankig, mit <i>mm</i> -Lagen gleichfarbiger Schiefer	
t)	0-5 m	rosa oder grüngrau geflammter Kalk, dicht, muschelartig brechend; darauf Eisen- und Mangan-Krusten	
s)	8 m	rosa oder grüngrau geflammter Kalk, teilweise spätig, dünn- bis mittelbankig	
r)	2 m	grüngrauer Kalk, fein- bis grobspätig	} Obere Jüngere Allgäu-Schichten
q)	6 m	mittelbankige Fleckenkalke mit wenigen Mergellagen	
p)	8-10 m	dunkelgraue Fleckenkalke, oben mittel-, unten dickbankig, mit Mergellagen wechselnd. Aus höherem Teil, schlecht erhalten: <i>Hammatoceratidae</i> gen. et sp. indet.	} Mittlere Jüngere Allgäu-Schichten
o)	6-7 m	dunkelgraue Fleckenkalke, schmutzigbraun anwitternd, meist dickbankig	
n)	8 m	dunkelgraue, vorwiegend dickbankige Fleckenkalke, wechselnd mit 2-3 dm mächtigen Mergellagen	} Untere Jüngere Allgäu-Schichten
m)	2 m	mittelbankige Kalke	
l)	10 m	dunkelgraue Fleckenkalke, vorwiegend dickbankig, wechselnd mit dm-Mergellagen	} Mittlere Allgäu-Schichten
k)	2 m	schmutzig dunkelgraue Kalkmergelschiefer mit vielen Flecken	
i)	3 m	dunkelgraue Fleckenkalke, dickbankig, mit Mergelschiefer-Lagen	} Ältere Allgäu-Schichten
h)	12 m	mittelbankige Fleckenkalke	
g)	6-8 m	mittel- bis dickbankige Kalke mit Mergellagen	
f)	7 m	dunkelgraue, gelblich anwitternde Fleckenkalke mit ? <i>Arietoceras</i>	
e)	4 m	dünnbankige Fleckenkalke mit Muscheltrümmern; aus unterem Teil <i>Grammoceras curionii</i> (MENEHINI)	} Roter Unterliaskalk
d)	2 m	dunkelgraue Kalke, mittelbankig	
c)	4 m	graue oder rosagraue Kalke ohne Flecken, dünnbankig	
b)	10 m	rote oder rosagraue Kalke, dünnbankig bis mittelbankig; einige dünne Mergellagen, karminrot oder violett	
alt, im S:			
a)	10 m	roter, massiger Kalk, meist grau anwitternd, hervorgehend aus Rhätoliaskalk	

b) Südliche Lechtaler Alpen

9. Grat zwischen Hexenbödele und Schaflieger (Eisenspitze).

jung:

i)		grüne Radiolarite	
h)	2 m	grüngrauer Kalk, darin rote Lage	} Jüngere Allgäu-Schichten
g)	zirka 3 m	schmutzig grüngraue Kalkmergel-Schiefer, nach oben zunehmend kalkig	
f)	0.5 m	dunkelgraue Kalkbank	
e)	10 m	schmutzig braungraue Mergelschiefer, wechselnd mit dünnbankigen Kalken	} Mittlere Allgäu-Schichten
d)	4 m	braune Mergelschiefer	
c)	5 m	sehr dunkle, stark vererzte Manganschiefer und -kalke, dünnbankig	
b)	6—20 m	eselsgraue Kalke, kaum gebankt	} Ältere Allgäu-Schichten
alt:	a) 10 m	mittelbankige Fleckenkalke	
		Störung	
		Rhätoliaskalk	

c) Zentrale Lechtaler Alpen

10. Hintere Frauenpleis bei der Oberloch-Alpe, südlich vom Württemberger Haus (Blatt Parseierspitz-Gruppe 1 : 25.000).

Schichtfolge invers

jung:

r)		rote Radiolarite	Störung
q)	10 m	dickbankige Mergelkalke und Kalke, schmutzig-grau oder braungrau, z. T. mit Flecken	} Oberste Jüngere Allgäu-Schichten
p)	10 m	mittelbankige Mergelkalke, schmutziggrau mit großen Flecken, schichtparallel verschiefert. Kalkmergellagen	
o)	10 m	mittelbankige Kalke, mittelgrau mit großen Flecken, und Mergelschiefer, wechselnd im gleichen Mengenverhältnis	} Obere Jüngere Allgäu-Schichten
n)	12 m	mittelbankige, kieselige Kalke, mittelgrau bis bräunlich, mit kleinen Flecken	
	(8—10 m)	nicht aufgeschlossen)	} Mittlere Jüngere Allgäu-Schichten
m)	5 m	mittelgraue Kalke, schichtparallel verschiefert	
l)	6 m	mittelbankige Kalke mit dünnen Zwischenlagen dunkler Mergel	} Untere Jüngere Allgäu-Schichten
k)	10 m	mittelbankige Kalke, schichtparallel verschiefert, mit dünnen Kalkmergel-Lagen im Verhältnis 1 : 1 wechselnd	
	(10 m)	nicht aufgeschlossen)	
i)	3 m	mittelbankige, mergelige Kalke, mittelgrau mit grünlichem Farblich, kleine Flecken. Eingeschaltet 1—3 dm mächtige Schieferlagen mit großen Flecken	} Mittlere Allgäu-Schichten
h)	5 m	wie f)	
g)	2 m	linsige Mn-Vererzung in Mergelschiefern und fein zertrümmerten Kalken	
f)	15 m	dunkle Mergelschiefer und dünnbankige Kalke, mittelgrau mit großen Flecken, schichtparallel lamelliert. Schiefer überwiegen Kalke um das Doppelte bis Dreifache	

- | | | |
|----------|---|-----------------------------|
| e) 25 m | dunkle Kalkmergel-Schiefer mit mittelbankigen Kalkeinlagerungen | } Mittlere Allgäu-Schichten |
| d) 4—5 m | Manganschiefer | |
| c) 20 m | Kalkmergelschiefer, mittelgrau, in <i>cm</i> -Knickfalten gelegt wie Phyllite | } Ältere Allgäu-Schichten |
| b) 80 m | tektonisch zerquälte Fleckenkalke mit Mergelschiefer-Zwischenlagen | |
| a) | Rhätoliaskalk | |

11. Alperschontal bei „Rote Platten“ (Blatt Parseierspitz-Gruppe 1 : 25.000).

jung, im S:

- | | | |
|-----------|---|-----------------------------|
| i) 7 m | rote Radiolarite | } Jüngere Allgäu-Schichten |
| h) 1·5 m | grüne Radiolarite | |
| g) 3·5 m | karminrote Mergelkalke, dünnbankig, und Mergelschiefer | |
| f) 0·75 m | bläß graugrüne, dünnbankige Mergelkalke und -schiefer | |
| e) 20 m | bräunliche Kalke, dünnbankig, gefasert. Im tieferen Teil auch Kalkmergel-Einschaltungen und Mergelschiefer mit großen Flecken | |
| d) 10 m | Mergelschiefer, grau, erbsgelb anwitternd | } Mittlere Allgäu-Schichten |
| e) 15 m | mittelbankige Kalke und Mergelkalke, z. T. flaserig-schiefrig | } Ältere Allgäu-Schichten |
| b) 5 m | meterbankige, kieselige Kalke | |
| 40 m | mittel- bis dickbankige Kalke mit großen Flecken, rostfarben anwitternd. In der Mitte eine <i>m</i> -Bank aus grauem Kieselkalk | |

alt, im N:

- | | |
|--------|--|
| a) 4 m | roter Unterliaskalk, der kontinuierlich aus Rhätoliaskalk hervorgeht |
|--------|--|

12. Nordwest-Flanke der Fallenbacher Spitze zwischen HP 2234 und 2072, Griebel-Tal (Blatt Parseierspitz-Gruppe 1 : 25.000), aufgenommen von D. BANNERT.

oben, jung:

- | | | |
|-----------|--|-----------------------------|
| r) 3 m | rote Radiolarite | } Radiolarite |
| q) 0·5 m | grüne Radiolarite | |
| p) 0·15 m | hell grünvioletter Kieselkalk, dunkelbraun anwitternd | |
| o) 0·1 m | grauvioletter, kieseliger Schiefer | |
| n) 0·12 m | wie p) | |
| m) 0·04 m | grüner Radiolarit | } Jüngere Allgäu-Schichten |
| l) 0·1 m | dunkelviolette Mergelschiefer | |
| k) 0·18 m | hellgrünlicher Hornsteinkalk, hellbraun anwitternd | |
| i) 0·15 m | dunkelgrüne Mergelschiefer | |
| h) 0·3 m | hellgraue Hornsteinkalk-Bank | |
| g) 8 m | mittelbankige Kalke, oben hellgrau, mit dunklen Mergelschiefern im gleichen Verhältnis wechselnd; unten nur Kalke mit grünlichem Farbstich | |
| f) 20 m | Wechsellagerung von mittelbankigen Kalken und dunklen Mergelschiefern. Schiefer nehmen nach unten zu | |
| e) 8 m | dickbankige Kalke und Mergel im gleichen Mengenverhältnis wechselnd | } Mittlere Allgäu-Schichten |
| d) 8 m | dünnbankige Kalkmergelschiefer, hellgrau, gefasert | |

- | | | |
|--------------------------------|---|---------------------------|
| c) 12 m | dickbankige Kalke, mittel- bis dunkelgrau, z. T. mit Flecken; dunkle Mergelschiefer-Zwischenlagen | } Ältere Allgäu-Schichten |
| b) 3 m | wie c), aber mittelbankig | |
| a) 30 m | wie b), Mergel-Lagen nach unten abnehmend | |
| Liegendes: Roter Unterliaskalk | | |

13. Bachanriß bei „Eggle“ östlich Kaisers, von 1850 m über N.N. aufwärts (Blatt Parseierspitz-Gruppe 1 : 25.000).

oben, jung:

- | | | |
|---------------|--|-------------------------------------|
| g) | Aptychenkalke | |
| f) | ausgewalzte Radiolarite | |
| e) 20—25 m | graue bis braungraue Echinodermen-Spatkalke, fein bis mittelgrob, mittel- bis dickbankig; mittelgraue Kieselkalke; helle Fleckenkalke, mittelbankig. Helle Schiefer-Lagen treten sehr zurück | } Oberste Jüngere Allgäu-Schichten |
| d) 8—10 m | Wechsellagerung von mittelbankigen Kalken und dunklen Mergelschiefern (letztere überwiegen). Dicht über der Mitte eine rote Lage mit blaßgrünen Partien. Lebhaftes Fältelung | |
| c) zirka 12 m | mittel- bis dickbankige Kalke, Kieselkalke oder Hornsteinkalke; kaum Schieferlagen | } Mittlere Jüngere Allgäu-Schichten |
| b) zirka 15 m | Wechsellagerung mittelbankige Kalke, mittelgrau, ± Flecken, und Mergelschiefer | |

unten, alt:

- | | | |
|-----------------------------|--|-----------------------------|
| a) zirka 10 m | sehr dunkle Mergelschiefer z. T. mit Flecken | } Mittlere Allgäu-Schichten |
| (tiefer fehlen Aufschlüsse) | | |

14. Sulzeltal, zwischen Etal und Pleiskopf-Tal, nördlich der F. Simms-Hütte (Blatt Parseierspitz-Gruppe 1 : 25.000).

jung, im N:

- | | | |
|--------------|---|-------------------------------------|
| n) | rote Radiolarite | |
| m) 8—10 m | mittelgraue Kalke, mittel- oder dickbankig, mit wenigen dünnen Schieferlagen. Darin 3 m unter den Radiolariten eine 5—10 cm mächtige rote Mergelschiefer-Lage | } Oberste Jüngere Allgäu-Schichten |
| l) 6 m | wie k), aber mehr Mergelschiefer | |
| k) 8 m | hellgraue Kieselkalke, dünnbankig, mit Flecken; mittelgraue Kalke, mittelbankig; wenige Schiefer-Zwischenlagen | } Mittlere Jüngere Allgäu-Schichten |
| i) zirka 6 m | wie h) | |
| (10 m) | nicht aufgeschlossen | } Untere Jüngere Allgäu-Schichten |
| h) 8 m | mittelgraue Kalke, mittelbankig, wechselnd mit gleichfarbigen Schieferlagen | |
| g) 15 m | mittelgraue, erbsgelb anwitternde Kalkmergel- und Mergelschiefer mit einigen dünnen Kalkbänken; häufig Flecken | } Mittlere Allgäu-Schichten |
| (25 m) | nicht aufgeschlossen, Schutt des Pleißkopf-Tals | |
| f) 5 m | dunkle Kalke und Schiefer, schlecht aufgeschlossen | |
| e) 2-5 m | Manganschiefer | |
| d) 0-8 m | Mn-vererzter, etwas kieseliger Kalk | } |
| c) 2 m | Manganschiefer | |

- b) zirka 50 m mittelgraue Kalke, dickbankig, oben auch mittelbankig, Flecken selten. Die obersten Bänke etwas mergelig und geschiefert
- a) um 40 m dunkelgraue Hornsteinkalke mit sehr dunklen, unregelmäßig umgrenzten Hornsteinen; mittel- bis dickbankig, in den tiefsten 15 m vorwiegend dünnbankig, lebhafte Spezialfaltung
- (zirka 10 m nicht aufgeschlossen)

} Ältere Allgäu-Schichten

Liegendes im S: Kössener Schichten

15. Sagenkar bei der Anhalter Hütte, von den Radiolariten östlich HP 2040 nach N (auf Blatt Heiterwand—Muttekopf 1 : 25.000 irrtümlich Aptychenkalke eingetragen).

jung:

- f) Radiolarite (unten grau, oben rot)
- e) 15—20 m braungraue Kalke, teilweise kieselig, mit Flecken, vorwiegend mittelbankig
- d) 15 m schmutzigbraungraue Kalke, mergelig, mit feinen Flecken, wechselnd mit dunklen Mergelschiefern im Verhältnis 2 : 1
- c) 1—2 m rote Kalke
- b) 6—8 m Wechsellagerung von dünnbankigen Kalken und Mergelschiefern mit großen Flecken im Verhältnis 2 : 1

} Oberste Jüngere Allgäu-Schichten

} Obere Jüngere Allgäu-Schichten

} Mittlere Jüngere Allgäu-Schichten

} Untere Jüngere Allgäu-Schichten

alt:

- a) 8—10 m dunkle Mergelschiefer. Im tieferen Teil mehrere Meter breite weinrote Partien

} Mittlere Allgäu-Schichten

16. Unterer Hinterberg bei der Anhalter Hütte, westlich HP 1769 (Blatt Heiterwand—Muttekopf 1 : 25.000). Profil von 1910 m Meereshöhe nach S hangabwärts aufgenommen.

jung:

- q) Radiolarite
- p) 20 m braungraue Echinodermenkalke, grobspätig, mittelbankig bis massig, mit kieseligen Partien
- o) 3 m dünnbankige Kalke, bräunlich
- n) 2 m rote Kalkmergel
- m) 5 m Kalkmergel-Schiefer und dünnbankige Fleckenkalke, im Verhältnis 2 : 1 wechselnd
- l) 8 m rote Flaserkalke, mergelig
- k) 4 m grüngraue Kalke, mittelbankig, etwas zerwalzt
- i) 10 m graue Kalke mit rosa Schlieren, dünnbankig, gefasert
- h) 4 m rote Flaserkalke
- (6—8 m nicht aufgeschlossen)
- g) 3 m rote Flaserkalke, mergelig
- f) zirka 5 m schmutzigbraune Kalkmergel mit Flecken, flaserig-schieferig
- e) 5 m Manganschiefer, oben mit dünnen, vererzten Kalkbänken
- d) 3 m schmutzig braungraue Kalke, flaserig, schlecht gebankt
- c) 6—8 m Manganschiefer mit wenigen Kalkbänken
- b) 8—10 m schmutzigbraungraue Kalkmergel, mit Flecken, geschiefert

} Jüngere Allgäu-Schichten

} Mittlere Allgäu-Schichten,
d) = Epsilonalk

alt:

- a) mittelbankige Fleckenkalke Ältere Allgäu-Schichten
 d) Holzgau-Lermooser Mulde

17. Krabach-Schlucht unterhalb „In der Höll“ (Blatt Arlberg-Gebiet I : 25.000), a) bis f) zum Teil nach KOCH 1959.

- Hangendes: Jüngere Allgäu-Schichten
- | | | |
|-------------|--|--|
| i) 35 m | dunkelgraue Mergel- bis Kalkmergel-Schiefer mit einzelnen Kalkbänken | } Mittlere Allgäu-Schichten
h) = Epsilonalk |
| h) 15 m | mittelgraue Kalke, unten dickbankig und z. T. kieselig, oben dünnbankig; wechselnd mit dunkelgrauen Mergelschiefern | |
| g) 25 m | dunkle Mergelschiefer, blätterig, und Manganschiefer | |
| f) um 100 m | schmutzig graubraune Kalke \pm Flecken; Hornsteine in Bänken oder Linsen, im mittleren Teil besonders angereichert; einzelne Bänke feinspätig, etwas kieselig. ? <i>Pleuroceras</i> sp. | } Obere Ältere Allgäu-Schichten |
| e) 8 m | nahezu bankungslose Kalke, blaugrau | } Stufenkalk |
| d) 12—15 m | mittelgraue Kalke, dickbankig; unten resedimentäre Konglomerat-Lagen (Gerölle bis 8 cm \varnothing) | |
| c) um 75 m | dunkelgraue Fleckenkalke, mittelbankig, z. T. mit Hornsteinlinsen oder -bänken | } Untere Ältere Allgäu-Schichten |
| b). 6 m | dunkle Kalke, mittelbankig, mit dünnen Mergel-Zwischenlagen. Mittelliasische Ammoniten-Fauna (S. ...). Im tieferen Teil eine dünne Lage mit Echinodermen-, Brachiopoden- und Wirbeltierresten (1 Saurierzahn!) | |
| a) 3—4 m | grüngraue, mergelige Kalke, gelblich bis grünlich anwitternd, mittelbankig, z. T. mit Glaukonit; einige cm-Mergellagen. Fauna der Grenze Unter-/Mittellias | |
| Liegendes: | Roter Unterliaskalk | |

18. Westlich des Stabl-Sees gegen die Pfeil-Spitze bei Elmen, von HP 2056 aufwärts (Blatt Lechtal I : 75.000).

oben, jung:

- | | | |
|---------------------------|---|-------------------------------------|
| l) 0-4 m | Spatkalke mit Hornstein-Belägen | } Oberste Jüngere Allgäu-Schichten |
| k) karminroter Mergelkalk | | |
| i) 15 m | hell gelbgrau anwitternde, mittel- bis dickbankige Kalke, \pm feine Flecken, z. T. kieselig; einige Spatkalkbänke mit Hornstein-Belägen | } Obere Jüngere Allgäu-Schichten |
| h) 50—60 m | graue Fleckenkalke, dünn- bis mittelbankig; wechselnd mit dünn-schichtigen Mergelkalken und etwas Mergelschiefern | |
| g) 80—100 m | graue Fleckenkalke, vorwiegend dünnbankig, mit wenigen dünnen Mergellagen | } Mittlere Jüngere Allgäu-Schichten |
| f) 100—120 m | Wechsellagerung von mittelbankigen Fleckenkalken und dunklen Mergelschiefern | } Untere Jüngere Allgäu-Schichten |
| e) 15 m | dünnschichtige Mergelkalke und Mergelschiefer mit Flecken | } Mittlere Allgäu-Schichten |
| d) 5 m | braungraue, feinblättrige Mergelschiefer mit Flecken | |
| c) 8 m | graue Kalke, dünn- bis mittelbankig, und dünnbankige, faserige Mergelkalke | |
| b) 6—8 m | Manganschiefer und schwarze Kalke, dünnbankig | |
| a) zirka 10 m | graue Mergelschiefer und dünnbankige Mergelkalke, häufig mit Flecken | |
| Liegendes: | Ältere Allgäu-Schichten | |

19. Lehngraben bei Ehrwald, Hauptrinne oberhalb 1500 m Meereshöhe (REIS — PFAFF, Geol. Karte des Wettersteingebirges 1 : 25.000).

oben, jung:

e)	gelbgrau und rot gefleckte Kalke mit roten Hornsteinlagen, häufig Brauneisen-Schwarten	Radiolarit-Serie
d) 2 m	weinrote Mergel	Oberste
c) 12 m	graue, mittelbankige Fleckenkalke, selten kieselig, wechsellagernd mit mittel- bis dunkel-grüngrauen Mergellagen. Das Kalk-/Mergelverhältnis nimmt von unten nach oben von 2 : 1 auf 1 : 2 ab	Obere
b) zirka 10 m	braungraue Fleckenkalke, mittelbankig, plattig, z. T. kieselig. Wenige dünne Mergel-Zwischenlagen. Nahe Obergrenze <i>Zoophycos</i> -Bauten. <i>Tmetoceras scissum</i> (BENECKE)	Mittlere
unten, alt:		Jüngere Allgäu-Schichten
a) 3 m	bräunliche bis graue Fleckenkalke, z. T. kieselig, wechselnd mit grüngrauen Mergel-Lagen	Untere

3. Nördliche Vorarlberger Kalkalpen

20. NE-Grat des Feuersteins, südlich HP 1871, östlich der Oberen Alp Schelle (Blatt Klostersaler Alpen 1 : 25.000).

oben, jung:

i)	grüngraue Radiolarite	
h) 2—3 m	mittelgraue, plattige Kalke und Hornsteine	Oberste
g) 5 m	mittelbankige, z. T. kieselige Kalke, wechselnd mit Mergelschiefern im gleichen Mengenverhältnis. Schlecht aufgeschlossen	Obere
f) 8 m	mittelgraue bis hellbraune Kalke ± Flecken, mittelbankig, plattig	Mittlere
e) 6 m	mittelbankige Kalke und Mergelschiefer, im Verhältnis 1 : 1 wechsellagernd	Untere
d) 5 m	schmutzig braungraue Kalkmergel mit Flecken, dünn-schichtig	
c) 8 m	mittelbraungraue Mergelschiefer mit einzelnen Kalkbänken	Mittlere Allgäu-Schichten
b) 3 m	dünnbankige Kalke, z. T. etwas kieselig, und Mergelschiefer, wie bei a) wechsellagernd	b) = Epsilonalk
a) 4 m	schmutzig braungraue Mergelschiefer mit Flecken	

Liegendes: Ältere Allgäu-Schichten

21. Ostflanke des Grünen Gräshorns nördlich Buchboden (Blatt Klostersaler Alpen 1 : 25.000).

g)	rote Kieselkalke, plattig	Radiolarite
f) zirka 10 m	hell braungraue Kalke, mittelbankig, muschel-ig brechend, mit kleinen Flecken	Oberste
e) 8—10 m	Kieselkalke mit Mergellagen, schlecht aufgeschlossen	Obere
		Jüngere Allgäu-Schichten

- | | | | |
|------------|---|---------------------------|----------------------------|
| d) 25—30 m | dickbankige Kalke, mittelgrau, körnig, mit braunen Hornsteinsäumen und -bändern, wechsellagernd mit braungrauen oder dunkelgrauen Kieselkalken, mittelbankig, z. T. mit Flecken. Diese Schichten bilden den NE-Pfeiler des Berges | Mittlere | } Jüngere Allgäu-Schichten |
| c) 10 m | Wechsellagerung von dunkel- bis mittelgrauen Kalken, unten dünn-, oben mittelbankig, mit dunklen Mergelschiefern. Letztere nehmen von unten nach oben ab | Untere | |
| b) 5 m | schwarze und dunkelgraue Mergelschiefer und dünnbankige Kalke, vollkommen in Linsen aufgelöst | Mittlere Allgäu-Schichten | } Ältere Allgäu-Schichten |
| a) 60—70 m | dunkelgraue Kalke, mittel- bis dickbankig, im höheren Teil mit Flecken. 15 m über der Basis dickbankige, dunkelgraue Echinodermenspatkalk | | |
| (Störung) | | | |
| Liegendes: | Plattenkalk (Kössener Schichten hier unterdrückt) | | |

22. Gautmähder westlich der Hohen Künzel-Spitze, südlich HP 1880 (Blatt Klostersaler Alpen I : 25.000).

- | | | | |
|------------|--|----------|--------------------|
| e) | rote Radiolarite | | } Allgäu-Schichten |
| d) 2 m | grüne und schwarze Radiolarite | | |
| c) um 2 m | schaumig verwitterte Kieselgesteine (wohl ursprünglich Kieselkalke) | Jüngere | |
| b) 6—8 m | sehr dunkle Mergelschiefer | Mittlere | |
| a) um 20 m | hellgraue Kalke, mittelbankig, mit großen Flecken, meist schwach kieselig, Hornsteine aber selten. Häufig Boudinage. In der oberen Hälfte öfters Zwischenlagen von kieseligen Mergeln (5 m nicht aufgeschlossen) | Ältere | |
| Darunter: | Rhätoliaskalk | | |

4. Allgäuer Alpen

23. Bärenkopf bei Mittelberg, Südseite des Nordostgrates (Blatt Klostersaler Alpen I : 25.000).

jung, im N:

- | | | | |
|------------|---|----------|----------------------------|
| i) | schwarze Radiolarite | | } Oberste |
| h) 10 m | graue Kalke, vorwiegend mittelbankig; bräunliche Kieselkalke mit Flecken; dünne dunkelbraune Hornstein-Lagen; nahe den Radiolariten wiederholt Echinodermen-Spatkalk | | |
| g) 8—10 m | Wechsellagerung dunkelgrauer Kalkmergelschiefer mit dünnbankigen, dunklen Kalken im Verhältnis 3 : 2 | Obere | |
| f) 10—12 m | dunkelgraue Kalke und Kieselkalke, dunkelbraune Hornsteine, braungraue, feinspätige Kalke, alle vorwiegend dünnbankig. Darin dunkelgraue Mergelschiefer-Lagen, treten aber zurück | Mittlere | } Jüngere Allgäu-Schichten |
| e) 5 m | Wechsellagerung dünnbankiger Kalke und Mergelschiefer | Untere | |

- | | | |
|---------------------------|---|-----------------------------|
| d) 10—12 m | dunkelgraue Mergelschiefer und Manganschiefer mit dünnen Kalkbänken. Im mittleren Teil Kalkbänke häufiger | } Mittlere Allgäu-Schichten |
| e) 4—5 m | dunkle, mergelige Kalke, seitlich in Manganschiefer übergehend | |
| b) etwa 110 m | mittel- bis dickbankige Kalke ± Flecken. Im oberen Teil öfters Hornsteinlagen | } Ältere Allgäu-Schichten |
| a) 3 m | Crinoiden-Spatkalk, blaugrau bis dunkelgrau. Im obersten Meter zahlreiche schlecht erhaltene Arieten und Belemnitentrümmern | |
| Liegendes: Kössener Kalke | | |

24. Nordwestgrat der Höfats, zwischen den HP 1998 und 2017 (HANEL-RIECHTER, Geol. Karte der Allgäuer und Lechtaler Alpen 1 : 25.000).

jung, im S:

- | | | |
|--------------------------------|--|-----------------------------|
| k) | Radiolarite | } Jüngere Allgäu-Schichten |
| i) etwa 5 m | grobspätiger Echinodermenkalk, kieselig, massig (oben etwas gebankt) | |
| h) um 10 m | Wechsellagerung schwach kieseliger Kalkmergel und Kalke | |
| g) um 10 m | dunkelbraungraue Mergelschiefer mit mittelbankigen Kalken und Kieselkalken | |
| f) 25 m | braungraue Mergelschiefer, fleckig, mit dünnen Mergelkalk-Bänken | } Mittlere Allgäu-Schichten |
| e) 1 m | dunkelgrauer Kalk | |
| d) zirka 30 m | Mergelschiefer wie bei f) | } Ältere Allgäu-Schichten |
| c) 12 m | mittelbankige Fleckenkalke mit wulstigen Schichtflächen | |
| b) 10 m | mittelbankige Kalke, Mergelkalke und Mergellagen mit großen Flecken | |
| a) zirka 25 m | helle Kalke, dünnbankig, mit Flecken. Dunkle Kalkmergel-Lagen im tieferen Teil selten, oben häufiger | |
| Liegendes: Roter Unterliaskalk | | |

25. Allgäuer Hauptmulde zwischen Höfats und dem obersten Hornbachtal, Profil in schematischer Darstellung ist Tab. 3 zugrundegelegt. Gesamtmächtigkeit etwa 1500 m.

26. Südgrat des Kugelhorns bei Hinterstein (Blatt Lechtal 1 : 75.000).

oben, jung:

- | | | |
|-----------|---|------------------------------------|
| l) | rote Radiolarite | } Oberste Jüngere Allgäu-Schichten |
| k) 3 m | schwarze Radiolarite | |
| i) 7 m | schmutzig dunkelgraue Kieselkalke; eine feinspätige Bank mit Hornstein-Säumen; im obersten Teil Hornsteinlagen. Auf der Ostseite des Grates eine bis 4 m mächtige Linse von kieseligem Echinodermenspatkalk | |
| h) 8 m | Wechsellagerung mittelbankiger, teilweise kieseliger Kalke mit schmutzig-grauen Mergelschiefern | } Obere |
| g) 11 m | hellbraune, z. T. kieselige Fleckenkalke, dünnbankig, flaserig | |
| f) 3 m | wechsellagernd dünnbankige Kalke und Mergelschiefer | } Untere |
| e) 8—10 m | schmutziggraue Flecken-Mergelschiefer mit dünnen Mergelkalk-Bänken | |
| | | } Jüngere Allgäu-Schichten |
| | | } Mittlere Allgäu-Schichten |

- | | | |
|----------|--|--------------------------|
| d) 16 m | hellbraune oder dunkelgraue Fleckenkalke, mittelbankig, im tieferen Teil schmutzig dunkelgraue Kalkmergel-Lagen. Aus dem mittleren oder höheren Teil <i>Androgynoceras</i> sp. | } Ältere Allgäuschichten |
| c) 4 m | dunkelgraue Kalkmergel, dünnplattig | |
| b) 1—5 m | (von E zum Grat hinauf anschwellend) braungraue, dichte Kalke, muschelrig brechend; unten massig, nach oben zunehmend bankig | |
| unten: | | } Roter Unterliaskalk |
| a) 2—3 m | roter, massiger Kalk, grob gebändert | |

27. Rinne südliche Blässe (HP 1955) bei der Landsberger Hütte (Bl. Lechtal 1:75.000).

oben, jung:

- | | | | |
|---------------------------|---|----------------------------|---------------------------|
| n) | Radiolarite | } Oberste | } Jüngere Allgäuschichten |
| m) zirka 5 m | plattige Hornsteine und dickbankige Spatkalke mit Hornsteinsäumen („Ordensband-Kalke“), schlecht aufgeschlossen | | |
| l) 5 m | mergelreiche Schichten, schlecht aufgeschlossen | | |
| k) 12 m | schmutzig braungraue Kalke, plattig, teilweise mit kleinen Flecken; dazwischen Mergelschiefer-Lagen. Im mittleren Teil schließen sich die Kalke in zwei Paketen zu je 2 m Mächtigkeit zusammen, sie überwiegen insgesamt etwa 3:2 | } ? Mittlere | } Jüngere Allgäuschichten |
| i) 12—15 m | Wechsellagerung von grauen Mergelschiefern und großfleckigen Kalken. Schiefer vorwiegend | } Untere | |
| h) 1 m | Manganschiefer | } Mittlere Allgäuschichten | |
| g) 4 m | schmutziggraue Mergelschiefer und dünne, zerwalzte Kalklagen | | |
| f) 25—30 m | mittelbankige Fleckenkalke | } Ältere Allgäuschichten | |
| e) 20 m | dunkelgraue Mergel und Kalkmergel, mit Fleckenkalk-Bänken wechselnd | | |
| d) 8 m | mittelbankige Fleckenkalke | | |
| c) 12—15 m | dunkelgraue Kalkmergelschiefer und dünnbankige Kalke | } Ältere Allgäuschichten | |
| b) 25 m | dünnbankige Fleckenkalke, faserig | | |
| a) 20 m | dünnschichtige Fleckenmergel und Mergelkalk-Bänke | | |
| Liegendes: Kössener Kalke | | | |

28. Gröbenbach nördlich Nesselwängle, obere Jura-Schuppe (HEISSEL, Geol. Karte der Vilser Alpen 1:25.000).

oben, jung:

- | | | | |
|--|---|------------|---------------------------|
| d) 12—15 m | kaum gebankte Echinodermen-Spatkalke, im tiefsten Teil Hornsteinlagen | } Oberste | } Jüngere Allgäuschichten |
| c) 12 m | schwärzliche Schiefer und dünnbankige Kalke wechsellagernd | | |
| b) 8 m | feinfleckige Kalke, mittelbankig, plattig, z. T. schwach kieselig; wenige Schiefer-Zwischenlagen | } Mittlere | |
| a) 12—15 m | Wechsellagerung von mittelbankigen Kalken und Mergelschiefern, letztere von unten nach oben abnehmend | } Untere | |
| Liegendes: dunkle Schiefer der Mittleren Allgäuschichten | | | |

5. Hohenschwangauer und Ammergauer Alpen

29. Westseite des Kessels bei der Kenzenhütte (KOCKEL, RICHTER & STEINMANN, Geol. Karte der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach 1 : 25.000).

jung, im N:

l)	gelbgraue, honiggelbe und bräunliche Kieselkalke und Hornsteine	} „Dogger-Kieselkalk“
k) 6—8 m	Fleckenkalke wie bei f) mit Schieferlagen	} Ältere Allgäu-Schichten
i) 15 m	Fleckenkalke wie bei f). 6 m über der Basis <i>Arietoceras cf. bertrandi</i> KILLAN	
h) 3 m	Fleckenkalke wie bei f) mit resedimentären Konglomerat-Bänken	
g) 25 m (3 m	Fleckenkalke wie bei f) nicht aufgeschlossen)	
f)	helle bräunlichgraue Fleckenkalke, mittelbankig, muschelrig brechend. Oben in einer Lage walußgroße, honiggelbe Hornsteinknauern und kleine Pyrit-Konkretionen	
e) 5 m	graue und rote Konglomerate, Gerölle aus Hirlatzkalk und Liaskieselkalk, kaum gerundet. Einige Knollenkalk-Lagen	} Hirlatzkalk
d) 2-5 m	fleischrote und rötliche Kalke, dünnbankig	
c) zirka 20 m	blaß fleischrote, rosa oder gelbbraune Kalke, unten schlecht gebankt, oben massig	
b) 25—30 m	braungraue, kieselige Kalke, mittelbankig, z. T. feinspätig, mit Hornsteinknauern und -nestern und dunkelgraubraunen Hornsteinlagen. 15 m über der Basis <i>Schlotheimia marmorea</i> (OPPEL)	} Lias-Kieselkalk

alt, im S:

a)	Rhätoliaskalk in Geiselstein-Fazies	} Rhät
----	-------------------------------------	--------

Schichtfolge annähernd senkrecht

Zu den Tafeln 1—3

Die Zahlen geben die jeweiligen Mächtigkeiten in Metern an. Punktiert: Mächtigkeits-Minima.

Zu Tafel 1

Aus Platzmangel konnten nicht alle Mächtigkeitsdaten an den markierten Stellen eingetragen werden. Die fehlenden Werte seien hier aufgeführt:

Holzgau-Lermooser Mulde

Hochalprgrat	35 m
Unteres Schochental	100 m
Zwischen Signalkopf und Bernhardstal	1000 m
Dorfer- bis Häselgehr-Berg	1100 m

Allgäuer Alpen

a) westlich der Trettach

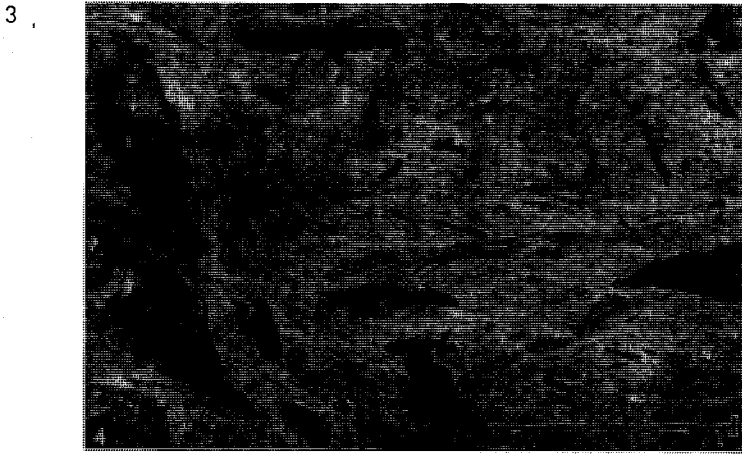
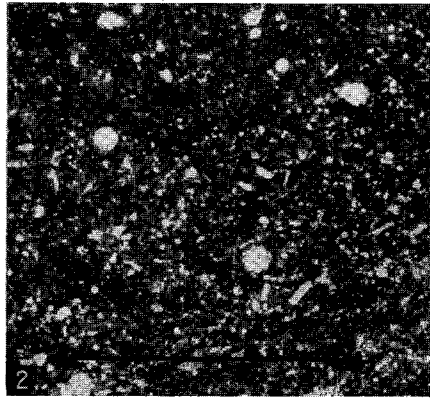
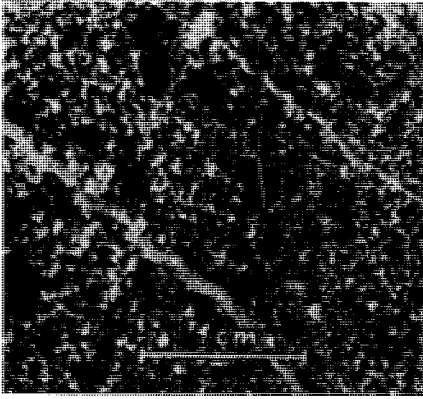
Mutzenkopf	700 m
Linkerskopf, Nordhang	1000 m
Heubaum	400 m
Im Grat nördlich Heubaum	200 m

b) zwischen Trettach und Osterach, Hornbachtal

Unteres Sperrbachtal	850 m
Trauberg	400 m
Kegelkopf (Braunmahd)	250 m
Salbtal	700 m
Vorderer Bärenkopf	800 m
Marcher Loch	900 m

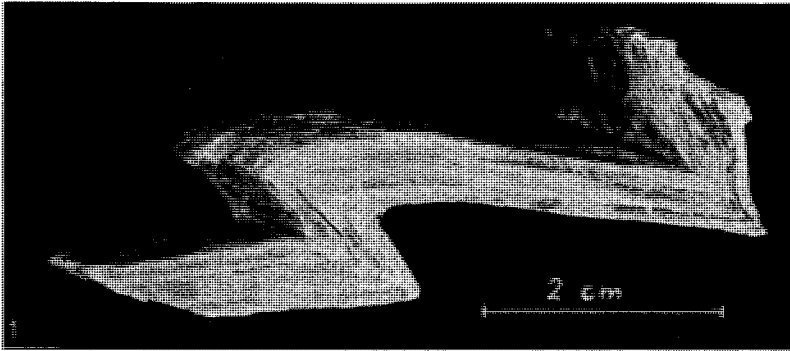
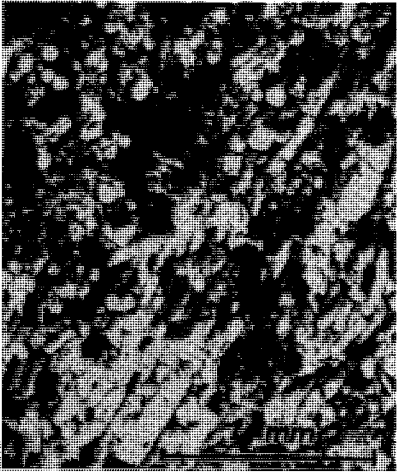
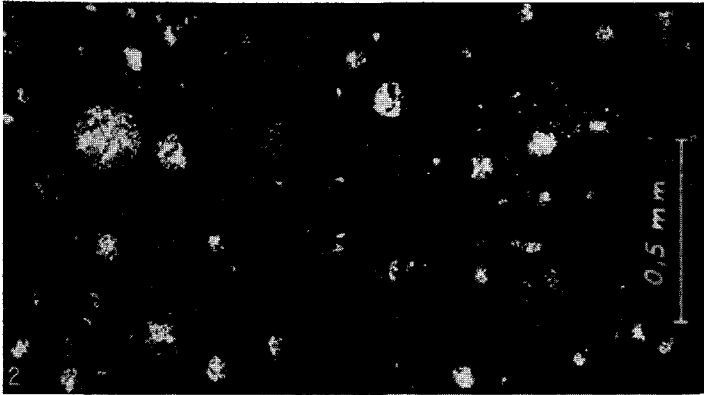
Phototafel 1

	Seite
Fig. 1: Typische Bankfolge der Älteren Allgäu-Schichten, Höfer-Spitze bei Schröcken (Vorarlberg)	7
Fig. 2: Fleckenkalk mit calcitisierten Schwammnadeln (quer geschnitten). Untere Ältere Allgäu-Schichten, bei HP 1467 nördlich der Marchalpe (Hornbachtal, Tirol). JAC 84	2
Fig. 3: Quarzsandstein mit kleinen Kalkgeröllen. Ältere Allgäu-Schichten, Blasenka bei Buchboden (Großes Walsertal). JAC 78	26
Fig. 4: Fukoiden-Kalk der Älteren Allgäu-Schichten, Bürstegg bei Lech (Vorarlberg). leg. STENGEL-RUTKOWSKI.....	7, 72



Phototafel 2

	Seite
Fig. 1: Schichtparallel verschieferter und gefältelter Allgäu-Kalk. Hintere Frauenpleis, südwestlich vom Württemberger Haus (Lechtaler Alpen)	17
Fig. 2: Dunkle Mergelschiefer mit calcitisierten Radiolarien. Mittlere Allgäu-Schichten, Rinne westlich Hinterriefen bei Gramais, Lechtaler Alpen. JAC 95	41
Fig. 3: Rote Kalkmergel mit Organodetritus (Brachiopoden-Steinkern und Schalen-trümmer). Tiefste Mittlere Allgäu-Schichten, südlich vom Stabl-See bei Elmen (Lechtaler Alpen). JAC 63	45
Fig. 4: Schwammnadelreicher Bitumen-Kalk (Spiculit). Mittlere Allgäu-Schichten, Obere Kräutersalpe am Kegelkopf bei Oberstdorf. JAC 80.....	47



Phototafel 3

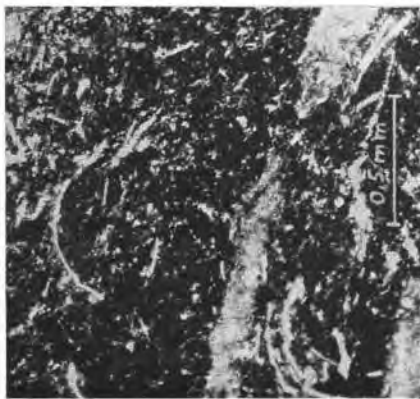
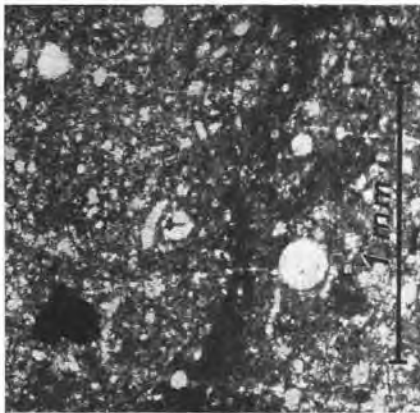
	Seite
Fig. 1: Untere Jüngere Allgäu-Schichten. Bernhardstal bei Elbigenalp, Lechtal..	50
Fig. 2: Mittlere Jüngere Allgäu-Schichten. Bernhardstal bei Elbigenalp, Lechtal..	50
Fig. 3: Obere Jüngere Allgäu-Schichten. Bernhardstal bei Elbigenalp, Lechtal...	50



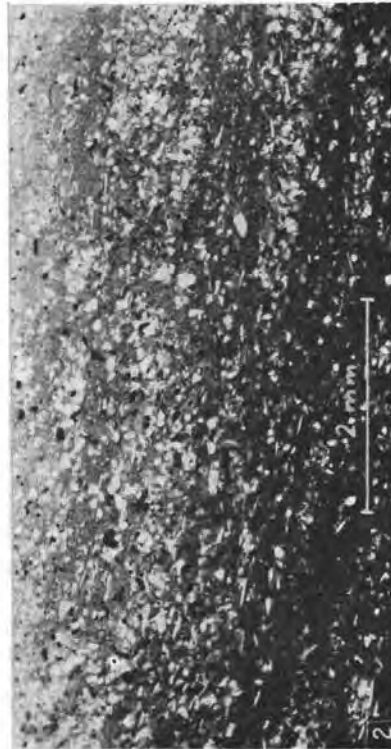
Phototafel 4

	Seite
Fig. 1: Roter Mergelkalk mit feinem Brachiopoden (?) -Schill. Jüngste Allgäu-Schichten, Tschachau bei der Anhalter Hütte (Lechtaler Alpen). JAC 67..	53
Fig. 2: Grüner Sandstein (Quarzkörner in chloritreicher Matrix, einzelne Schwammnadeln). Unter Radiolariten, Nordhang des Großen Widdersteins (Kleines Walsertal). JAC 77.....	57
Fig. 3: Kieselkalk mit Radiolarien. Mittlere Jüngere Allgäu-Schichten, Obere Giebelmähder am Kegelpf bei Oberstdorf. JAC 87.....	57
Fig. 4: Resedimentäres Konglomerat. Mittlere Jüngere Allgäu-Schichten, Himmel-eck-Sattel bei Oberstdorf.....	57

← 3



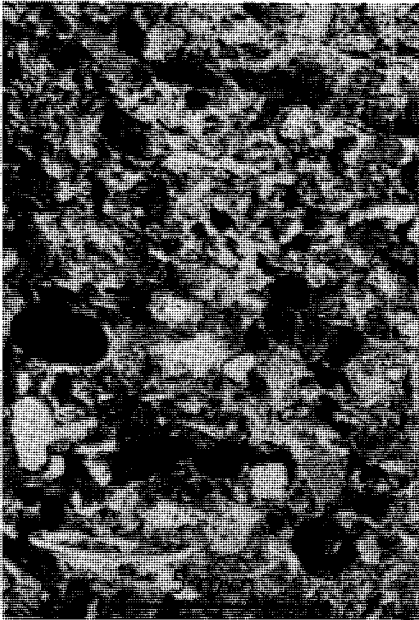
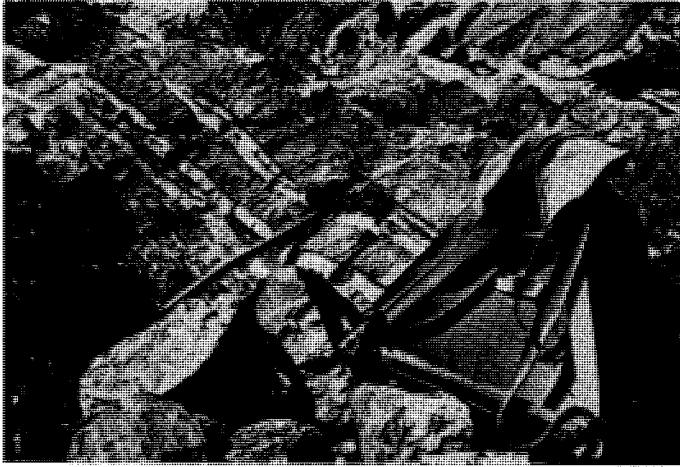
1 →



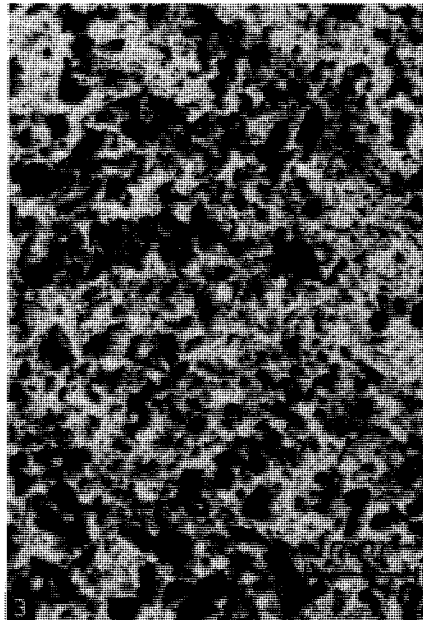
2

Phototafel 5

	Seite
Fig. 1: „Ordensband-Kalke“, Wechsel von Spatkalk (hell) und Kieselkalk (dunkel). Giebel bei Hinterstein (Allgäu). Phot. HAMANN	51
Fig. 2: Echinodermen-Spatkalk mit kleinen Kalkgeröllen. Oberste Jüngere Allgäu- Schichten, Himmeleck bei Oberstdorf. JAC 90	58
Fig. 3: Kieselkalk. Oberste Jüngere Allgäu-Schichten, Kegelkopf bei Oberstdorf. JAC 89	58



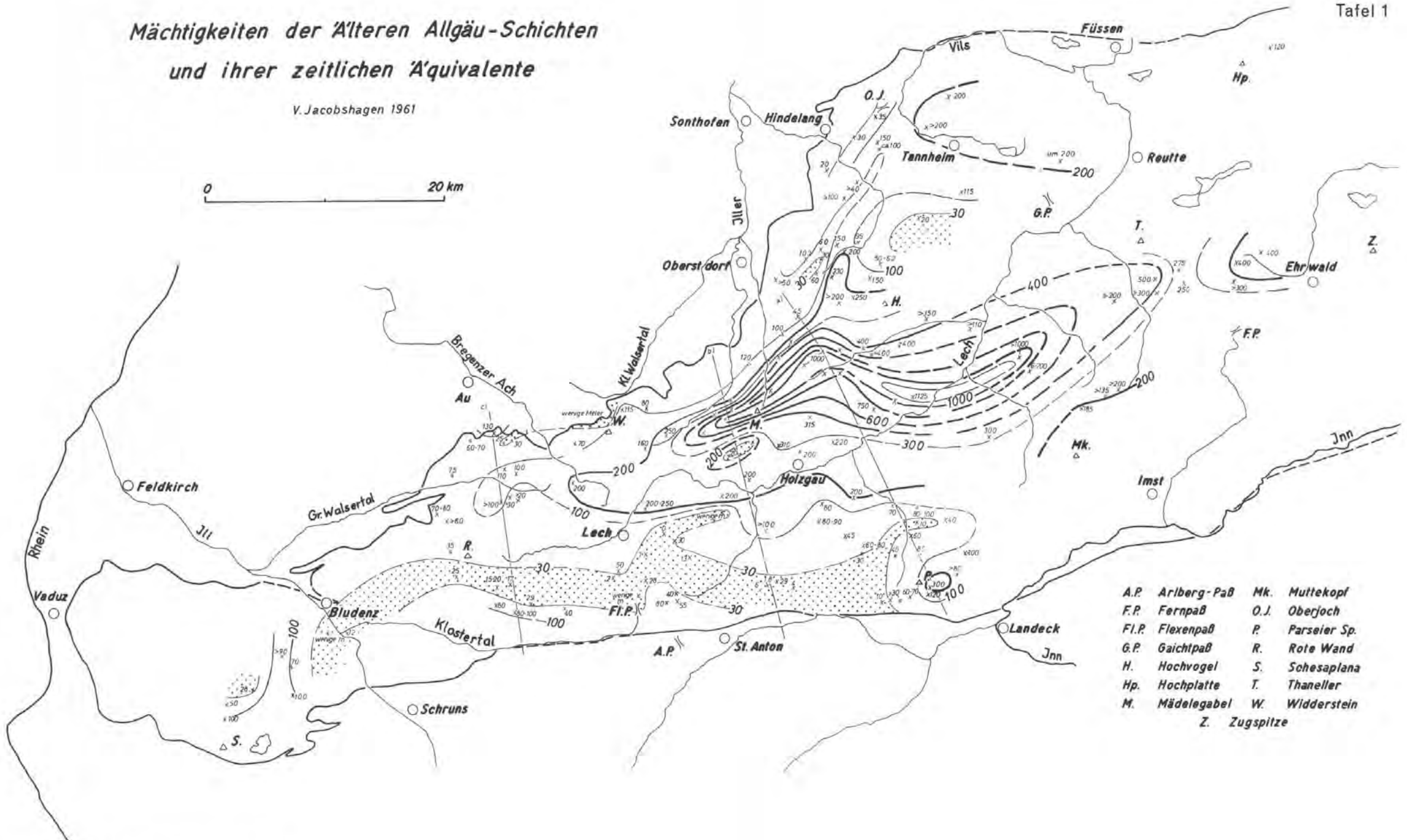
2 →



3

Mächtigkeiten der Älteren Allgäu-Schichten und ihrer zeitlichen Äquivalente

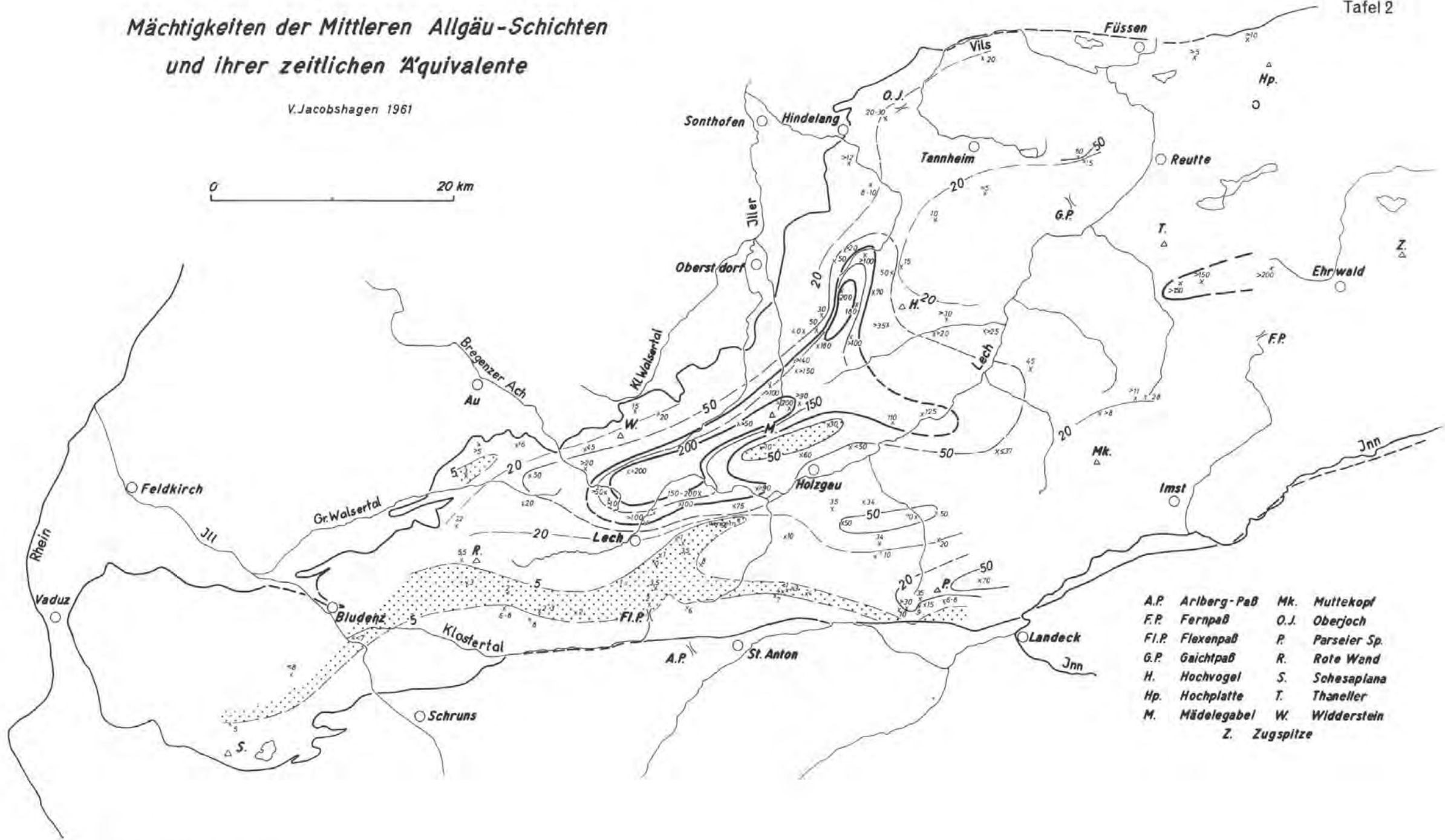
V. Jacobshagen 1961



- | | | | |
|-------|-------------|------|--------------|
| A.P. | Arlberg-Paß | Mk. | Muttekopf |
| F.P. | Fernpaß | O.J. | Oberjoch |
| Fl.P. | Flexenpaß | P. | Parseier Sp. |
| G.P. | Gaichtpaß | R. | Rote Wand |
| H. | Hochvogel | S. | Schesaplana |
| Hp. | Hochplatte | T. | Thaneller |
| M. | Mädelegabel | W. | Widderstein |
| | | Z. | Zugspitze |

Mächtigkeiten der Mittleren Allgäu-Schichten und ihrer zeitlichen Äquivalente

V. Jacobshagen 1961

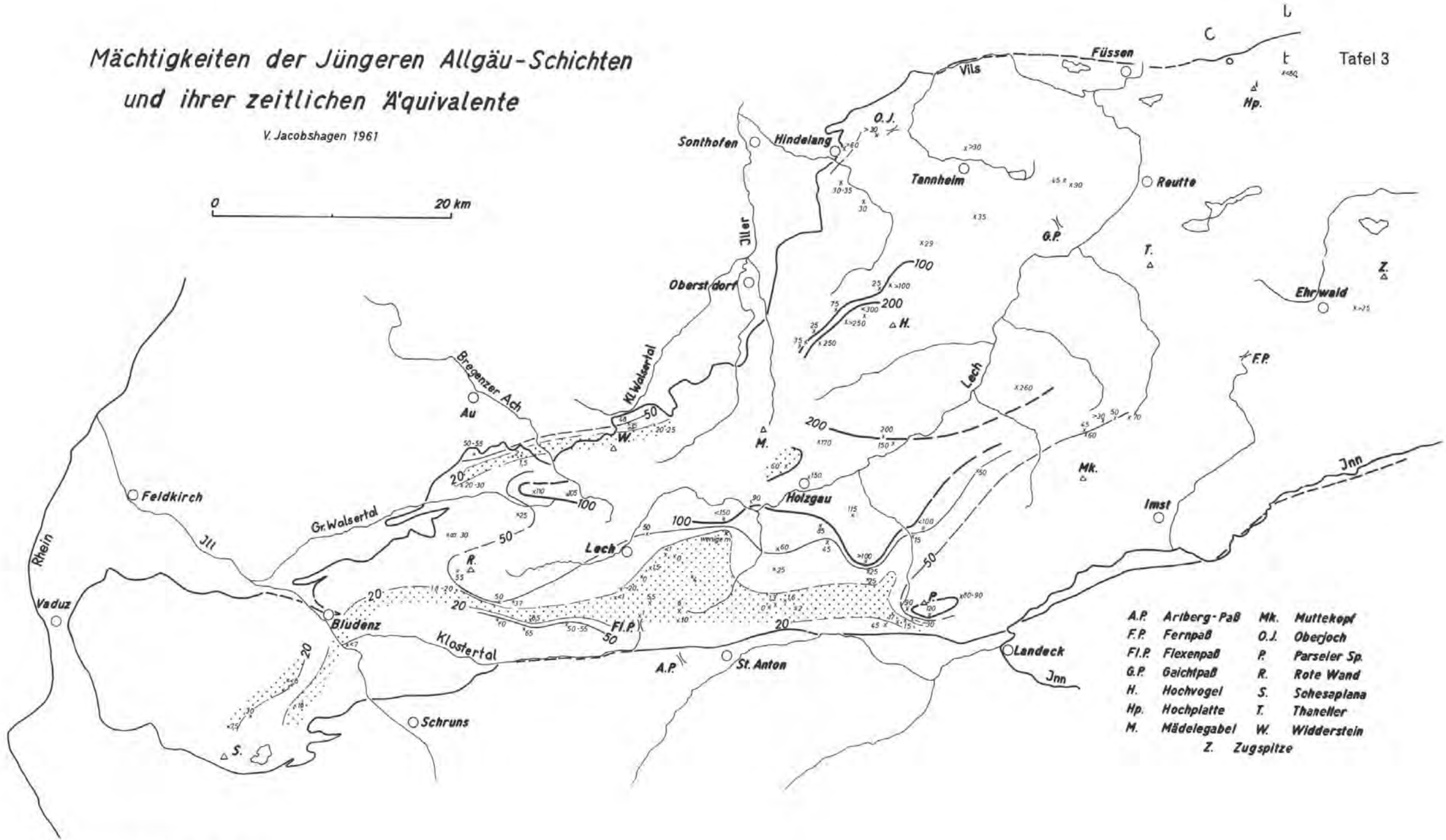


- | | | | |
|-------|-------------|------|--------------|
| A.P. | Arlberg-Paß | Mk. | Mullekopf |
| F.P. | Fernpaß | O.J. | Oberjoch |
| Fl.P. | Flexenpaß | P. | Parseier Sp. |
| G.P. | Gaichtpaß | R. | Rote Wand |
| H. | Hochvogel | S. | Schesaplana |
| Hp. | Hochplatte | T. | Thaneller |
| M. | Mädelegabel | W. | Widderstein |
| | | Z. | Zugspitze |

Mächtigkeiten der Jüngeren Allgäu-Schichten und ihrer zeitlichen Äquivalente

V. Jacobshagen 1961

Tafel 3

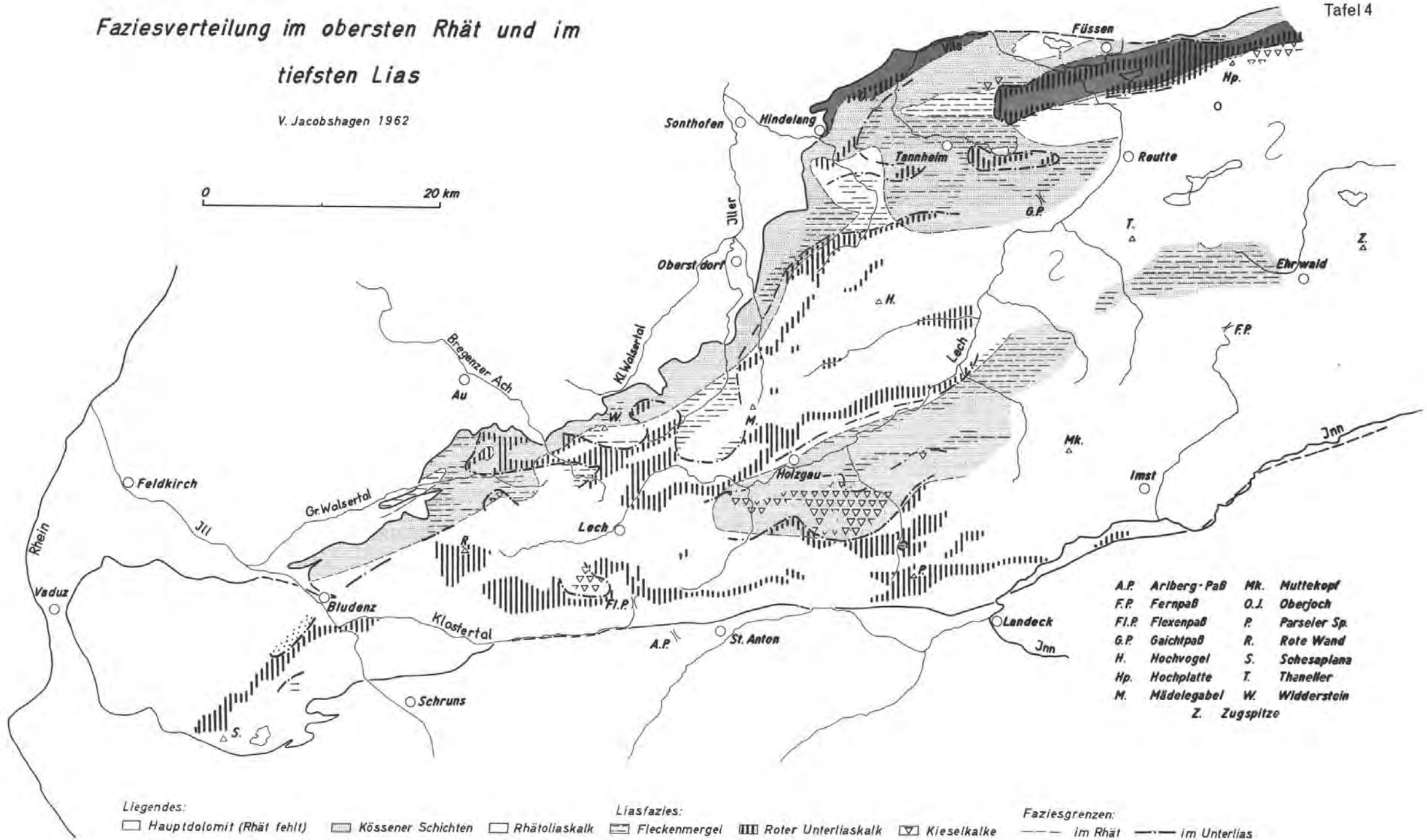


- | | | | |
|-------|-------------|------|-------------|
| A.P. | Ariberg-Paß | Mk. | Muttekopf |
| F.P. | Fernpaß | O.J. | Oberjoch |
| Fl.P. | Flexenpaß | P. | Parsler Sp. |
| G.P. | Gaichtpaß | R. | Rote Wand |
| H. | Hochvogel | S. | Schesaplana |
| Hp. | Hochplatte | T. | Thaneler |
| M. | Mädelegabel | W. | Widderstein |
| | | Z. | Zugs Spitze |

Faziesverteilung im obersten Rhät und im tiefsten Lias

V. Jacobshagen 1962

0 20 km



A.P.	Arlberg-Paß	Mk.	Muttekopf
F.P.	Fernpaß	O.J.	Oberjoch
Fl.P.	Flexenpaß	P.	Parseier Sp.
G.P.	Gaichtpaß	R.	Rote Wand
H.	Hochvogel	S.	Sohesaplana
Hp.	Hochplatte	T.	Thaneller
M.	Mädelegabel	W.	Widderstein
		Z.	Zugspitze

Liegendes:

□ Hauptdolomit (Rhät fehlt)

▨ Kössener Schichten

□ Rhätoliaskalk

Liasfazies:

▨ Fleckenmergel

▨ Roter Unterliaskalk

▽ Kieselkalke

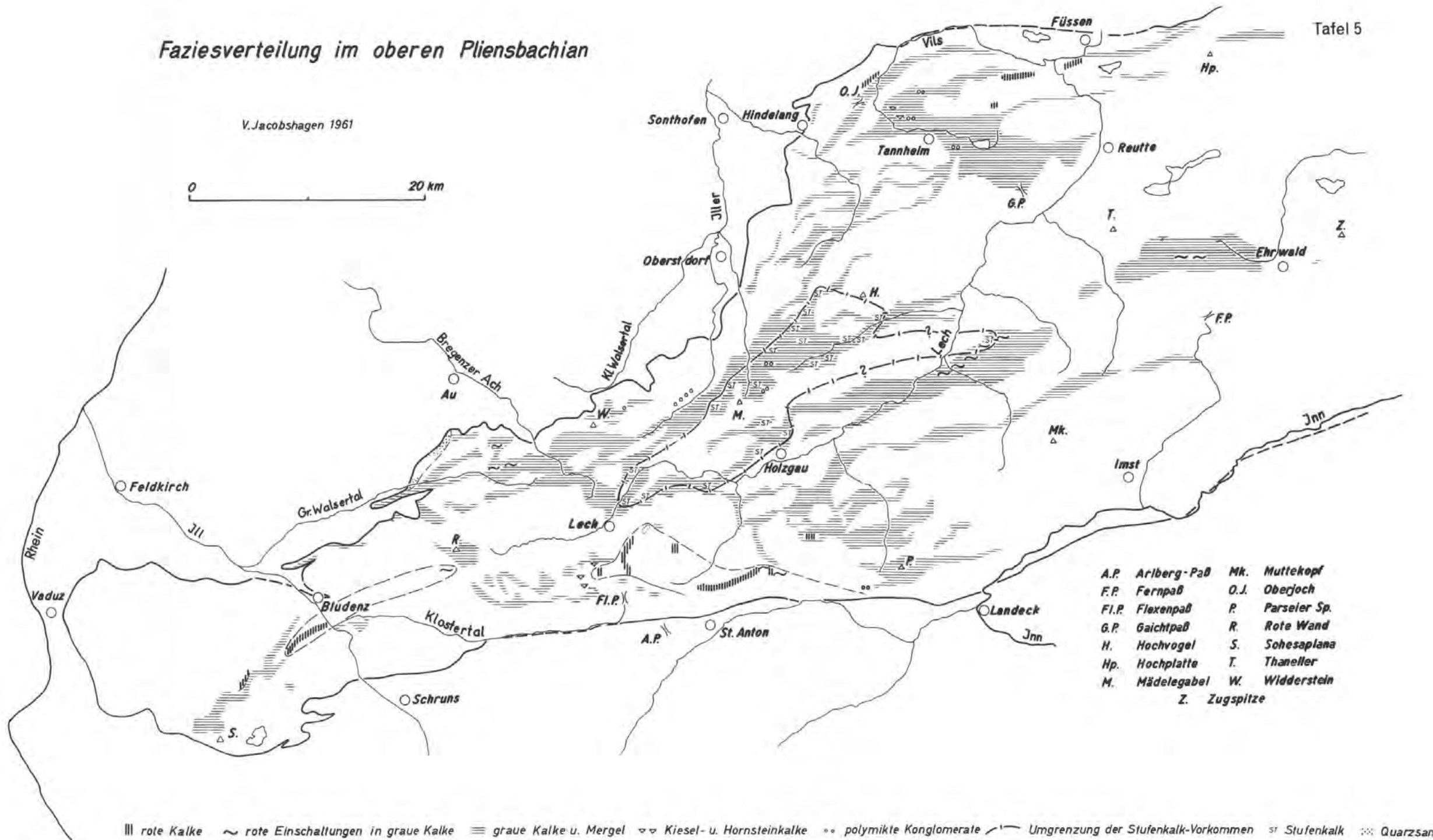
Faziesgrenzen:

— im Rhät

— im Unterlias

Faziesverteilung im oberen Pliensbachian

V. Jacobshagen 1961



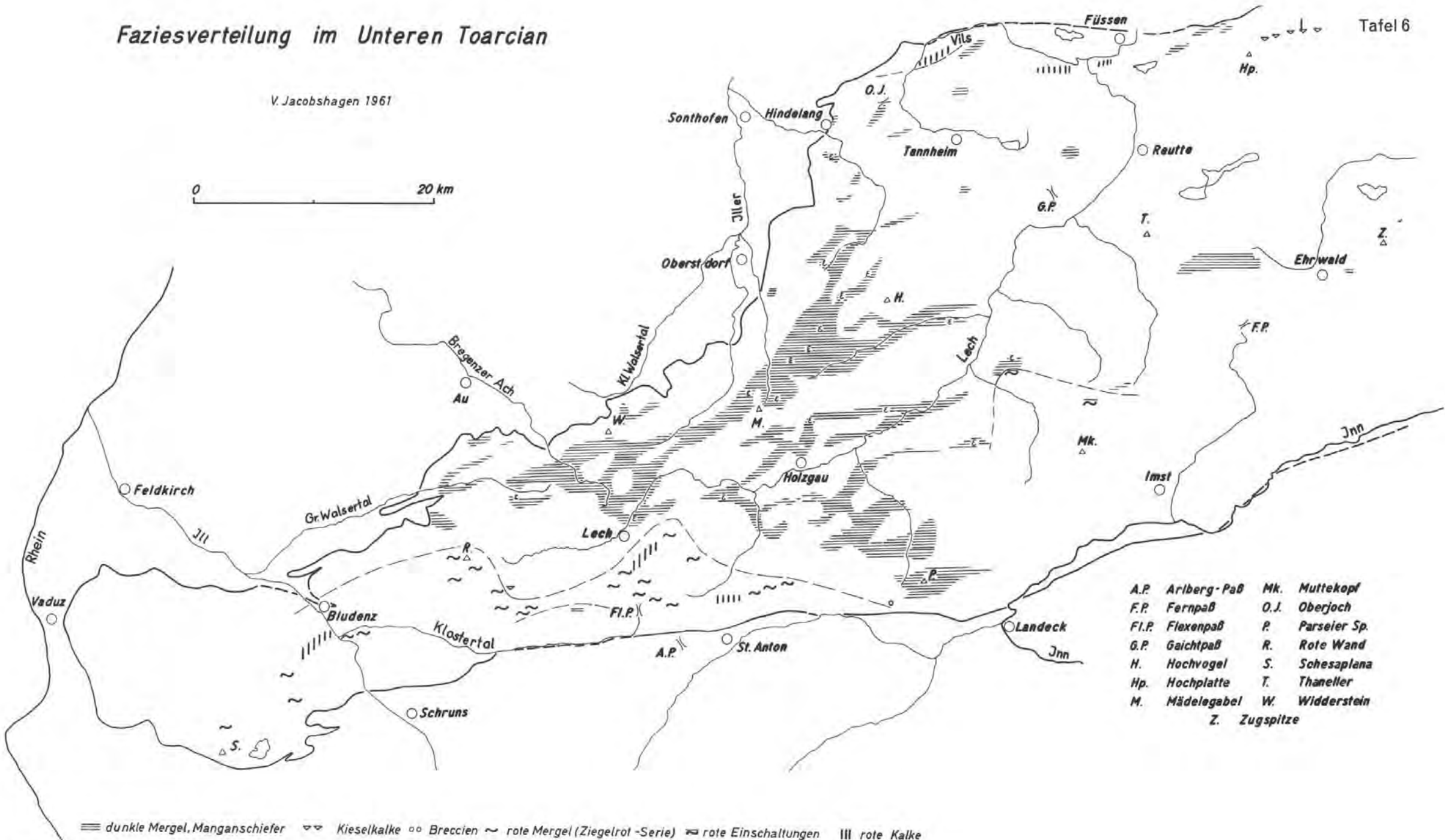
A.P.	Arlberg-Paß	Mk.	Muttekopf
F.P.	Fernpaß	O.J.	Oberjoch
Fl.P.	Flexenpaß	P.	Parseler Sp.
G.P.	Gaichtpaß	R.	Rote Wand
H.	Hochvogel	S.	Sohesaplana
Hp.	Hochplatte	T.	Thaneller
M.	Mädelegabel	W.	Widderstein
		Z.	Zugspitze

rote Kalke
 rote Einschaltungen in graue Kalke
 graue Kalke u. Mergel
 Kiesel- u. Hornsteinkalke
 polymikte Konglomerate
 Umgrenzung der Stufenkalk-Vorkommen
 Stufenkalk
 Quarzsand

Faziesverteilung im Unteren Toarcian

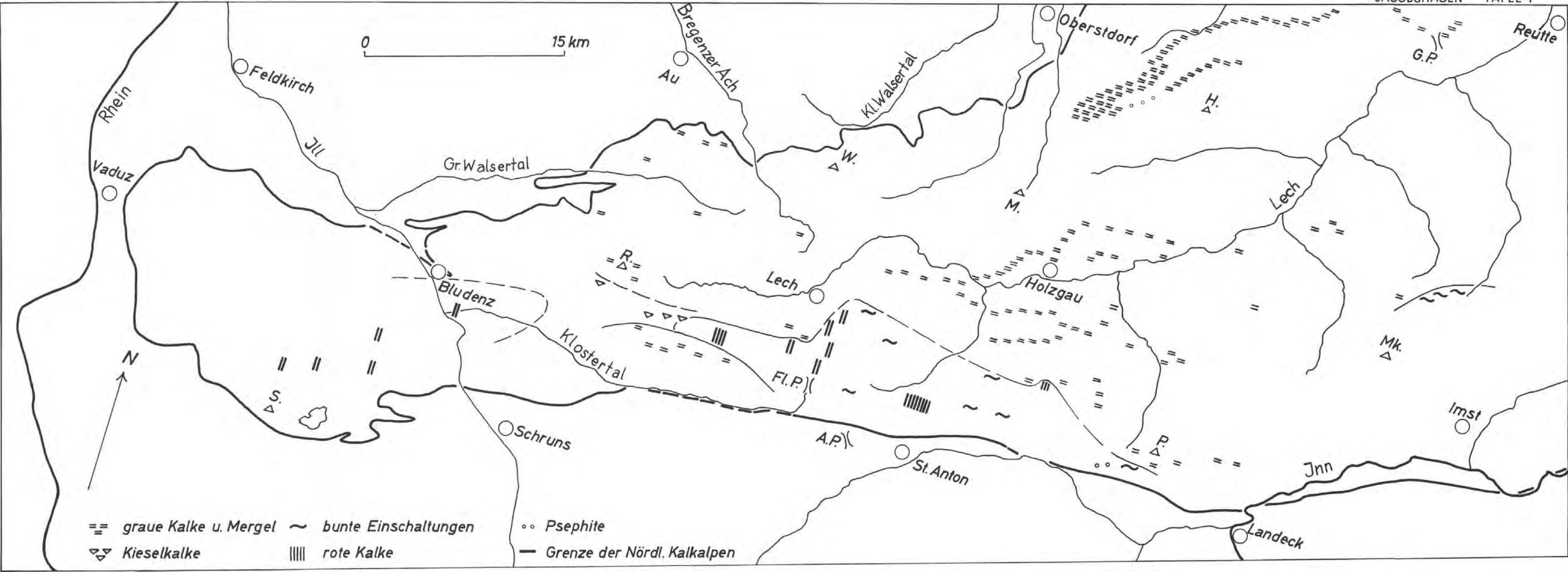
V. Jacobshagen 1961

0 20 km



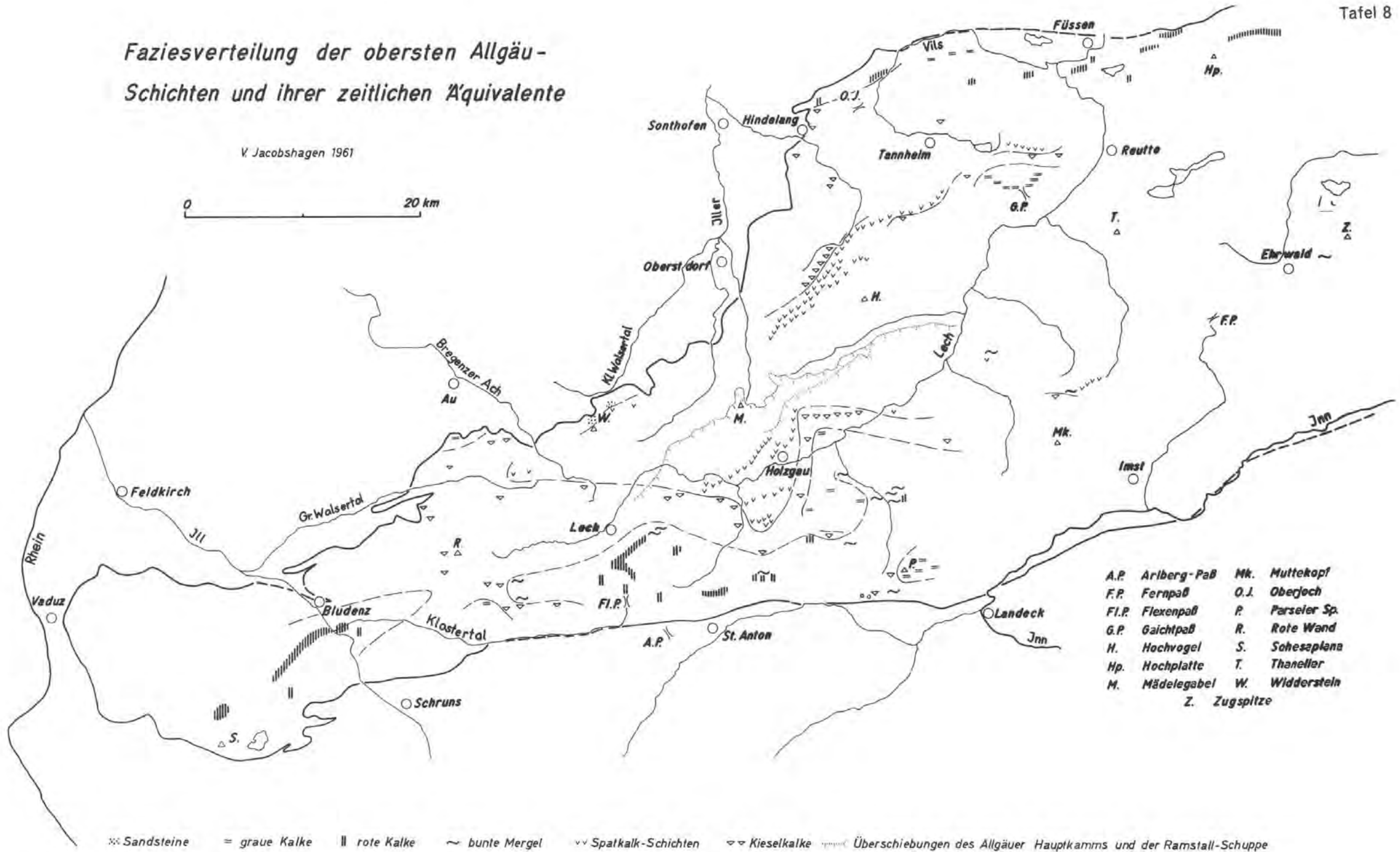
- | | | | |
|-------|-------------|------|--------------|
| A.P. | Arlberg-Paß | Mk. | Mutteköpf |
| F.P. | Fernpaß | O.J. | Oberjoch |
| Fl.P. | Flexenpaß | P. | Parseier Sp. |
| G.P. | Gaichtpaß | R. | Rote Wand |
| H. | Hochvogel | S. | Schesaplana |
| Hp. | Hochplatte | T. | Thaneller |
| M. | Mädelogabel | W. | Widderstein |
| | | Z. | Zugspitze |

≡ dunkle Mergel, Manganschiefer ▽ Kieselkalke ○ Breccien ~ rote Mergel (Ziegelrot -Serie) ≡ rote Einschaltungen || rote Kalke



Faziesverteilung der obersten Allgäu-Schichten und ihrer zeitlichen Äquivalente

V. Jacobshagen 1961



- | | | | |
|-------|-------------|------|--------------|
| A.P. | Ariberg-Paß | Mk. | Muttekopf |
| F.P. | Fernpaß | O.J. | Oberjoch |
| Fl.P. | Flexenpaß | P. | Parseier Sp. |
| G.P. | Gaichtpaß | R. | Rote Wand |
| H. | Hochpaß | S. | Sohesaplana |
| Hp. | Hochplatte | T. | Thaneler |
| M. | Mädelegabel | W. | Widderstein |
| | | Z. | Zugs Spitze |

⊗ Sandsteine = graue Kalke || rote Kalke ~ bunte Mergel ∨∨ Spatkalk-Schichten ∇∇ Kieselkalke - - - - - Überschiebungen des Allgäuer Hauptkamms und der Ramstall-Schuppe

Jb. Geol. B. A.	Bd. 108	S. 115—153	Wien, Juni 1965
-----------------	---------	------------	-----------------

Der kalkalpine Wienerwald um Kaltenleutgeben (NÖ. und Wien)

Von Georg ROSENBERG, Wien *)

Mit 2 Tafeln

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung	115
Einleitung	116
Zur Schichtfolge	117
Tektonik	138
Karte und Profil	Tafel 1
Tektonische Übersicht	Tafel 2

Für diese Arbeit stand eine Subvention der Österreichischen Akademie der Wissenschaften zur Verfügung, wofür hiemit der ergebenste Dank ausgesprochen wird.

Zusammenfassung

Eine in 1 : 10.000 aufgenommene Karte des kalkalpinen Wienerwaldes um Kaltenleutgeben wird vorgelegt.

Sie umfaßt wieder einen, diesmal bedeutend umfangreicheren Ausschnitt aus dem nordöstlichen Kalkalpenbau am Flyschrande, mit der randlichen Frankenfelder und bis weit in die Lunzer Decke hinein. Im Westsüdwesten und Südwesten schließt sie an die „Langenberg—Höllenstein“-Karte (Jahrb. 1961, Tafel 28), im Nordosten an die Karte „Kalksburg“ (Verh. 1961, Tafel VI) an.

Verfeinerungen im Schicht- und Bewegungsbild gegenüber den beiden als authentisch gebräuchlichen Darstellungen von SPITZ (1910) und SOLOMONICA (1934) waren zu erzielen, die tektonische Auffassung der letzteren mußte, wie in den vorzitierten beidseitig anschließenden eigenen Aufnahmen, erheblich revidiert werden.

Es entfallen die Deckschollen aus der Lunzer auf der Frankenfelder Decke und deren aufgesattelte Fensterkanalzone zwischen diesen Deckgebilden und der großen Lunzer Front.

*) Adresse des Verfassers: Wien XIX, Döblinger Hauptstraße 43.

Diese ist weithin eindeutig vom Frankenfesler Rückland absetzbar.

Eine Überwalmung Süd/Nord kommt wegen der generellen Rücküberlegung der Schichtungen gegen Südosten nicht, oder höchstens lokal, zum Ausdruck. Auch die regionale Baufuge ist eben, zumindest gegen ihren Ausstrich zu, so stark rückgeklappt, daß Schichtstöße des Frankenfesler Südstranges verkehrt der Lunzer Deckenfront anliegen. Wo deren Frontelement, die Höllensteinantikline, im Muschelkalkaufbruch unter Kaltenleutgeben, normal stehenden Sattelbau aufweist, ist dieser durch sekundäre Aufrichtung wiedererworben. Im profilierten Abschnitt sind die Höllensteinantikline und die Flösselmulde der Lunzer Decke von der Rückenlage bis zu nordwest einschließender Isoklinalstruktur enggetrieben. Diese beiden Deckenkörpern gemeinsame Reaktion ist durch Fortbestand einer Nordwestdriftkomponente im tieferen Untergrund über den Anschub hinaus zu erklären. Die innseits anschließende stark Gosau-verkleidete Teufelsteinantiklinale der Lunzer Decke steigt nordfrontal steil, bis zur Gegenläufigkeit, aus der Tiefe, in ihrem Südteil war im profilierten Abschnitt ein weiter gespannter Bau anzudeuten.

Die Gosau des dargestellten Teiles der Lunzer Decke ist zweifellos von der Tiefenschichtung des Gesamtbaues noch größtenteils mitergriffen. Ihr Ober-Santon—Campan-Streifen auf der nördlichen Teufelsteinantiklinale ist wohl ein Stück aus dem effektiven Nordsaum der Gosau dieses Kalkalpenabschnittes.

In tektonisch sehr nahe gebrachter Position streicht vor und unter ihm die Frankenfesler Mittelkreide durch, mit der in dieser Decke die Sedimentation endet.

Um Kaltenleutgeben sind diese Eigenständigkeiten der beiden Deckenkörper — einförmige mittlere Kreide und kein Senon in der Frankenfesler, reich gegliederte Gosau in der Lunzer Decke — evident. Ebenso, die faziellen Gegensätze im Lias und im Dogger.

Im dargestellten Abschnitt hat sich, unter Beibehaltung von viel Querstruktur, Karpatische Richtung gegenüber der Alpidischen bereits voll durchgesetzt. Das kommt besonders auch im Verlauf der Kalkalpen/Flyschgrenze zum Ausdruck.

Einleitung

Kaltenleutgeben ist klassisches nordkalkalpines Gebiet und ständiger Exkursionsbereich der Wiener Schule. STUR und BITTNER haben da gearbeitet, kein Geringerer als GÜMBEL hat schon den „Recoarokalk“ von Kaltenleutgeben im Dünnschliff studiert, TOULA, mit seinen Schülern, dort seine reichen Fossilfunde gemacht ¹⁾, RICHARZ, unter UHLIGS Ägide, das Neokom von Kaltenleutgeben bearbeitet und schließlich SPITZ, auf UHLIGS Anregung, seine mustergültige Karte aufgenommen und monographisch verarbeitet.

¹⁾ Zur versprochenen Kartendarstellung konnte er sich nicht durchringen. Als aber P. St. RICHARZ seine bescheidene Kartenskizze veröffentlichte, ging er mit ihm in einer Weise ins Gericht, die uns heute unverständlich ist; sogar das offensichtliche Antiklinaltal von Kaltenleutgeben mußte als Angriffsziel herhalten.

Er ist in unglaublich kurzer Zeit buchstäblich so gut wie überall gewesen. Die eleganten Lösungen in der Darstellung komplexer Verhältnisse auf einer Grundlage von nur 1:25.000 sind bewundernswert. Als Nachfolger hat man es schwer und leicht zugleich. Schwer, etwas Neues zu finden, leicht, weil das wesentliche schon dasteht.

Seine Einteilung in Großfalten-Elemente hat nur im Fall „Liesingmulde“ p. p. als Synklinale nicht gehalten, im Prinzip ist sie unumstößlich. Die „SPITZ-Karte“, nun über ein halbes Jahrhundert alt, bleibt unentbehrlich.

Der erste, kleinmaßstäbliche Versuch zur Eintragung einer Deckengrenze Lunzer/Frankenfeser Decke im Gebiete der Karte, ein gutes Stück von Osten her bis etwas über den Wienergraben hineinreichend, wurde 1921 von FRIEDL gemacht. Das Grob-Wesentliche ist schon erkannt.

Ebenso, prinzipiell bereits völlig richtig, die auf den Faltelementen von SPITZ basierende Deckengliederung des Nordostsporns von KOBER (1926 a). Die Gosau ist in die Tektonik der Lunzer Decke einbezogen.

Ein weiterer Schritt zur Deckengliederung um Kaltenleutgeben war mit den zwei ausgezeichneten Profilen seines Schülers MARINER, im gleichen Jahre, getan (1926 b). Frankenfeser und Lunzer Decke erscheinen in größeren und lokaleren Schnitten wieder richtig geschieden, die „Liesingmulde“ der Profillagen aus der Synklinale gebügelt, der Leopoldsdorferwald als Pilzfalte (!) und die Deckenüberschiebungsbahn in Rücklegung mit der verkehrten Lage der südlichen Frankenfeser auf der Lunzer Decke.

SOLOMONICA hat sich über diese beachtlichen Ansätze hinwegsetzend für Teilstücke eine nicht tragfähige tektonische Auffassung zurechtgelegt, die F. E. SUSS, zum Schaden der sonst so überaus wertvollen Arbeit billigte. Die Karte ist keine Aufnahme.

Diese Publikation hat zur intensiven Weiterarbeit angeregt.

Die Veröffentlichungen des Verfassers von 1937 (a), 1938, 1939 (a), 1939 (b), 1948, 1949, 1952 (b), 1953 (a), 1954 (a, b), 1956 und 1963 (b, c) betreffen das Gebiet.

Zur Schichtfolge

Die stratigraphische Grundlage findet sich bei SPITZ (1910), SOLOMONICA (1934) und ROSENBERG (1954 a, in obzitierten Berichten, sowie in 1961 a und b).

Skytische Äquivalente sind in keiner der beiden Decken zu sehen.

Mitteltrias

bildet in der Lunzer Decke des Kartengebietes den klassischen Muschelkalkaufbruch von Kaltenleutgeben. Ihm gehören die Fundpunkte bei der Waldmühle und von Kaltbrunn (Berggasse)—„Eisgraben“=Eingang zum Graben zur Vereinsquelle an.

An der nördlichen Talseite sind die beiden Steinbrüche mit Mitteltrias auf der Unteren Kälberhalt jetzt in einen Deponiebereich der Zementfabrik einbezogen. Der große Aufschluß hinter dem Werk Wald-

mühle ist unzugänglich. An der N-Seite des südlichen, blind am Werks-
gelände endigenden Weges vom untersten Wienergraben her (zwei Fall-
zeichen der Karte) ist unter pflanzenführendem Lunzer Sandstein ein
WSW tauchendes Muschelkalk-Gewölbe gut aufgeschlossen.

Von der südlichen Talseite wurde die 1962 bestandene Baugrube am
loc. class. „Partnachsichten von Kaltenleutgeben“ (BITTNER), NE des
Zaintal-Einganges, bereits im Aufnahmebericht 1962 (1963 c) kurz be-
schrieben. Vertreten sind sicheres Unter- und Obercordevol, auch jetzt
noch Makrobelege, aber, wie erwähnt, keine Mikrofauna, im (neu erschlosse-
nen) Liegendanteil auch tiefere Äquivalente, basal, Gutensteiner-Reiflinger
Schichten, Pelson fossilbelegt (G. WESSELY).

Das Fossilzeichen der Karte in der Steinbruchssignatur SW des Zaintal-
Einganges hat nur mehr historische Bedeutung. Der Aufschluß, noch vor
Jahrzehnten wenigstens als solcher kenntlich, ist heute völlig verwachsen.
Es ist die wohl festzuhaltende Stelle, an der im Anis *Rhynchonella decurtata*
und *Rhynchonella trinodosi* in einem Profil gefunden worden sind¹⁾.

SW des (auf der Karte unbenannten) „Grabens zur Fischerwiese“
dem Priessnitztal (mit der Priessnitzquelle, am querenden Lunzer
Sandstein-Zug!) taucht über dem verfallenden Bahnkörper der aufgelassenen
Kaltenleutgebener Linie der eng zusammengeklappte Kern der Höllenstein-
antikline auf: (verwachsener) Steinbruch, TOULA 1905 b, S. 273, Abb. 10
und S. 274 (den linken Teil seiner Zeichnung, zumindest den mit „1“ und „2“
oben, muß man allerdings senkrecht aufklappen, um ein dreidimensionales
Bild zu bekommen). Im Spitzfaltenkern, Gutensteiner-Reiflinger Schichten;
Fossilien, TOULA und auch noch in neuerer Zeit. TOULAS „Mergelschiefer
mit dichten Mergelkonkretionen, 3“ des südlichen Flügels sind, wie schon
SPITZ erkannte, Partnachsichten des Ladins, der Position nach etwa
Untercordevol, weil darüber, unter dem Karn, noch eine geringmächtige
schichtige Lage von obercordevolischem dolomitischem Wettersteinkalk
aufsetzt.

Eher besser als zur klassischen Zeit sind (zumindest bis heute) die beiden
großen, im Verschmelzen begriffenen Aufschlüsse am tieferen NW-Hang
des Großen Flössels, über der Berggasse (Kaltbrunn) und den unter-
sten Schlingen der Gaisbergstraße (fälschlich „Eisgraben“), die im
dort auf der südlichen Talseite liegenden Nordschenkel der Höllenstein-
antikline deren aniso-ladinische Schichtfolge aufschließen. Ihnen entstam-
men viele der neueren und guten Funde im Anis von Kaltenleutgeben.
Im „Eisgraben“-Bruch war kürzlich vorübergehend der Antiklinalkern
im Gutensteiner Kalk zu sehen.

Anis

Gutensteiner und Reiflinger Schichten sind im Kartengebiet profil-
gemäß trennbar.

Unteranis, Hydasap ist durch Gutensteiner Kalk und Gutensteiner
Dolomit wechselweise vertreten. Verschleiernder dolomitischer Einschlag
beeinträchtigt den Typus. Die massigen dolomitischen Partien, wenn auch

¹⁾ Die nächste und einzige, die es sonst noch gibt, liegt am Nordkamm des Dosso
Alto in Judikarien (Brescianer Voralpen) (ROSENBERG 1962 a).

tektonisch verstellt, doch klotzig aufsetzend, sind eher dolomitisierte Detritus-Höcker im Becken als „wild dolomitierter“ schichtiger Gutensteiner Kalk, mit diesem also im Fazieswechsel.

Das tiefste beobachtete Niveau, diesfalls also tatsächlich im Hydasp, nehmen sehr charakteristische Wurstelbänke, Wurstelkalke der Gutensteiner Schichten ein ¹⁾).

Pelson, die Pelsonische Brachiopoden-„Bank“ der (Binodosus-)Decurtata-„Zone“ ist im Umschlagsbereich von der Gutensteiner in die Reiflinger Fazies, bei flächigem Tonrübe-Einschlag und lokalem Zurücktreten der Dolomitisation deutlich zu diagnostizieren.

Die zahlreichen Funde in neuerer Zeit dürften sogar denen der klassischen Suchperiode im wesentlichen nicht nachstehen.

Illyr, Unterillyr, die Trinodosus-„Zone“ (s. str.), ist im Gebiete nachgewiesen, wenn auch gegenwärtig an Ort und Stelle ein Schichtenband, das in dieses Niveau gehören könnte, nicht mehr freiliegt. Die typischen Reiflinger Schichten des Gebietes aber dürften im wesentlichen illyrisch sein, also auch das Oberillyr vertreten, jedoch nicht, oder kaum weit in das Ladin hinaufreichen. Sie scheinen auf den Nordschenkel der Höllensteinantikline beschränkt zu sein.

Ladin

Bis auf die bekannten Partnachsichten von Kaltenleutgeben war über ladinische Äquivalente im Aufbruch noch bei SPITZ und SOLOMONICA nichts bekannt. Zum Teil, weil man, auf „Hauptdolomit“ eingestellt, die auch tektonisch einfachere Lösung, daß Dolomite und dolomitische Kalke des Talgrundes, unter Lunzer und Opponitzer Schichten, Wettersteindolomit und Kalk sein dürften, nicht sah.

Dabei herrscht im Ladin sogar verhältnismäßig reger Fazieswechsel.

Fassan ist zwar nicht direkt nachgewiesen, doch dürften die im Westteil des Aufbruchs über den typischen Reiflinger Schichten im Profil des Nordschenkels folgenden indifferenten, grauen gebankten Kalke, wenigstens zum Teil, etwa unterladinisch sein. Wettersteindolomit tritt dort nicht auf. Im Südschenkel des Mittelabschnitts hingegen, wird er, unter Lunzer Schichten, ziemlich mächtig, könnte also auch noch tieferes Ladin vertreten. Etwas weiter im Osten erscheint die Wetterstein-Fazies bis auf eine nur ganz wenige Meter mächtige Lage von schichtigem dolomitischem Wettersteinkalk ausgedünnt, die nur mehr

Cordevol und zwar Obercordevol

vertreten kann, weil sie zwischen Partnachsichten im Liegenden und Unterkarn im Hangenden liegt. Im Südschenkel des Ostabschnittes schließlich ist das Oberladin durch Partnachkalke und Partnachsichten in großartigem Fazieswechsel vertreten. Von einer der tiefsten Lagen der Partnachkalke, inmitten von Partnachmergeln, ist der Nachweis von Unter-cordevol, der Aon-„Zone“ erbracht, ein höherer Stoß beider Elemente,

¹⁾ Zu ihnen wohl die „über und über mit Wülsten bedeckte Platte“ von Kaltbrunn (TOULA, SPITZ, SOLOMONICA).

unter Reingrabener Schiefen, vertritt demnach Obercordevol, an Stelle vom Wettersteinkalk des westlicheren Südflügels. Im Westabschnitt liegen im Profil des Nordschenkels, über den oberwähnten grauen Bankkalken des tieferen Ladins im Liegenden und unter Reingrabener Schiefen im Hangenden, typische Helle Partnachkalke, die also höheres und höchstes Ladin vertreten, zum Teil sicher cordevolisch, beziehungsweise sicher obercordevolisch sein müssen. Auch wechsellagern mit ihnen grüne Partnachmergel.

Über Wettersteinkalk und Dolomit in der Lunzer Decke und den für diese charakteristischen Hellen Partnachkalk, 1961 b, S. 446.

Die gesamte Mitteltrias des Nordostsporns ist nur ganz wenige Zehner von Metern mächtig, was bei stratigraphischen und tektonischen Rekonstruktionen zu überlegen ist.

Auch Mitteltrias kommt in der Frankenfelder Decke nicht vor (1961 b, S. 445).

Karn

Unterkarn, Jul ist durch Reingrabener Schiefer, Lunzer Sandstein-Hauptsandstein, Kohlschiefer der Flözregion und den Hangendsandstein vertreten.

Sicher anstehende Reingrabener Schiefer sind an der oberen südöstlichen Straßböschung der gegen NO blickenden der beiden unteren Schlingen der Gaisbergstraße, gleich nach der Biegung, vor dem Hohlweg, und in einem tiefen Graben östlich vom Gaisberg-Aufstieg hinter der Kirche, schräg über dem „EX VOTO“-Kreuz, unter dem auffallenden Felszacken zu sehen.

Die höhere Lunzer Serie mit Kohle, an der S-Seite des großen Steinbruchs im unteren Wienergraben, rechte Seite, im Aufstieg links, gegenüber der Werksruine, der Hangendsandstein, in Verbindung mit karnischer Rauhwacke (Grenzregion gegen das Opponitzer Niveau), im W-Teil des Steinbruchs mit der Hufeisensignatur ONO von „b“ von „Stb.“, O „Wiener Gr.“.

Die historischen Einbauten auf Kohle, beim erwähnten Steinbruch im Wienergraben und an der rechten, im Aufstieg linken, Seite des unteren Flösselgrabens, letztere noch auszumachen, wurden signiert, die Fossilzeichen bei beiden bedeuten die historischen Pflanzenfundstellen.

In neuerer Zeit haben sich sogar im zähen Hauptsandstein Pflanzen gefunden.

Oberkarn, Tuval ist als Opponitzer Schichten entwickelt, die bei SPRITZ nicht eigens ausgeschieden erscheinen. Sie sind faziell außerordentlich stark aufgesplittert, wobei fast jede Gesteinsart etwas von der schillernden Charakteristik dieser Lunzer Ausbildung des Niveaus an sich hat. Weder gibt es ein Typusprofil, noch kann man einen Gesteinstypus herausstellen. Namentlich angeführt, erscheint die Variationsbreite mit Opponitzer Kalk, (Tuvalischer) Cidariskalk, Opponitzer Dolomit, Opponitzer Mergel — oberkarnischer Zementmergel und Opponitzer Rauhwacke umrissen.

Die Opponitzer Kalke des Gebietes sind mild-tonhältig, bräunlich, rötlich und gelblich getönt, auch hell weißlich, wenn wohl schon dolomitischer, dann zäh-hart, klingend, einförmiger grau-braun, oolithisch, stets dünnban-

kig bis dünnplattig geschichtet, was zu Ansammlungen ausgewitterter „Platteln“ führt, die Anstehendes verraten. Örtliche Ausbildung erscheint von Gutensteiner Kalk ununterscheidbar. Opponitzer Schichten können auch mit Plattenkalk verwechselt werden.

Aus oolitischen Varianten im Südschenkel der Höllensteinantikline ist in neuerer Zeit der Nachweis des für das Niveau sehr typischen Tuvalischen Gastropodenooliths erbracht. Sonstige Fossilreste, Bivalven indet., auch schillartig, Cidarisstacheln, auf lokale Funde beschränkt.

Von alters her wird aus sicherem Opponitzer Kalk des Gebietes nur eine auf STUR zurückgehende *Leda* „*sulcellata* Münst.“ zitiert, die von SPITZ, als, da eine Cassianer Form, wohl unrichtig bestimmt bezeichnet worden ist. Die ferner aus einem, soweit noch lokalisierbar, oberkarnischen Aufschluß des Gebietes in klassischer Zeit angeführte Spezies, *Cardita crenata* Münst., ist ebenfalls kontrovers, weil diese Form in den Oberen Cassianer Schichten, der *Pachycardia rugosa*-, „Zone“, leitend auftritt; vielleicht war es die nahe verwandte karnische *Cardita gümbeli* Pichl.

Verschieferte rot-gelb-bunte Typen (die zu Verwechslung mit Jura-Neokom geführt haben), von diesem aber durch höheren Kalkgehalt des Grundgesteins verschieden sind, sowie stark geschieferte, licht mattgraue, tonige, Foraminiferen führende Kalke (1938, S. 161) (die auch wie Neokom aussehen) fallen in den Begriffsbereich Opponitzer Mergel—oberkarnische Zementmergel.

Opponitzer Dolomite sind begrifflicherweise nicht ausscheidbar, aber in profilmäßigen Situationen gegeben, sonst nur lithologisch einigermaßen als solche zu deuten. Etwa durch Hornsteinführung, die für Oberkarn(-Unternor) charakteristisch ist oder durch plattige, im Querbruch streifige Ausbildung, nach Art des höheren Opponitzer Komplexes von Lunz-Göstling (Stiegenreben-Profil), in entsprechender Nachbarschaft. Fazieller Verband mit den bunten Opponitzer Elementen ist zumindest nirgends zu beobachten.

Die Opponitzer Rauhwacke, oberflächennahes Rezentstadium des ostalpenweit verbreiteten ober-tuvalischen gipslagunären Horizonts an der Basis der großen Hauptdolomit-Lagune, in ihrer dolomitisch-grauen Ausbildung, geht sichtlich mit dem Opponitzer Kalk, in guten Profilen in dessen Hangenden. Eine auffallende Sonderausbildung, im westlicheren Südschenkel der Höllensteinantikline, sind grell himbeer-ziegelrote Rauhwacken; sie würden vielleicht eine petrographische Bearbeitung lohnen (färbende Substanzen).

Beste Aufschlußverhältnisse in den Opponitzer Schichten, an der höheren W- und NW-Flanke des Großen Flössels (Karte!) und im unteren Wienergraben, rechte Seite, im Aufstieg links.

Mit als oberkarnisch anzusprechenden Rauhwacken beginnt die Schichtfolge der Frankenfesler Decke (1961 b, S. 447).

Nor

In beiden Decken ist Hauptdolomit in typischer Ausbildung weit verbreitet.

In der Randantikline der Frankenfesler und im Ostteil des Südschenkels der Höllensteinantikline der Lunzer Decke ist er „bunter“.

Die von SPITZ angegebenen, von SOLOMONICA kurz p. p. wiederholten Angaben über Einlagerungen von bunten Schiefen und Sandsteinen im Hauptdolomit der Randantiklinale können auf Grund früherer Erfahrung und der Neubegehung nicht bestätigt, wenn auch nicht einfach in Abrede gestellt werden.

Als fazielles Äquivalent des Bunten Keupers der Križna-Serien der Karpaten, den Verfasser anlässlich der Herbstexkursion 1962 der Geologischen Bundesanstalt und des Štúr-Instituts, Bratislava, in der Slowakei kennenzulernen Gelegenheit hatte, sind sie nicht vollwertig zu nehmen.

Desgleichen, die vielfältige, auch „bunte“, Hauptdolomit-Folge von Neumühle, mit dem „grünen Band“ (ROSENBERG 1961 a); sie liegt außerhalb der Karte.

In der Lunzer Decke stellen sich gegen das Rhät zu Gitterdolomite ein; sie sind recht gut leitend. Ob die als ebenfalls rhät-nahe gemeldete Ybbsitzer Rauhwacke (TRAUTHS) im Gebiete vorkommt, ist unentschieden.

In auch orographisch hohe Lagen des Hauptdolomits der Teufelsteinantiklinale der Lunzer Decke, auf der Verebnung um den Zug der „Liechtensteinstraße“, aber auch nördlich unter ihr, sind größere monomikte Konglomerate, Dolomit in Dolomit, weit verbreitet, jedenfalls viel weiter als die — an der Teufelsteinantiklinale hängende — Gosau heute. Da diese großräumig Deckschicht gewesen ist, mag gosaubasale Aufarbeitung höherer Hauptdolomitanteile heute noch weiter verbreitet aufscheinen als die Gosau.

Derartiges•überall als solche auszuschneiden würde jedoch ihr Bild und das des Hauptdolomits völlig entstellen.

Verschiedentlich hat SPITZ, mit Übersignaturen, „Dachsteinkalk“ angedeutet, was überall unrichtig ist, weil mit Dachsteinkalk nirgends Ähnlichkeit besteht. SOLOMONICA hat dann schon vermerkt, daß auch in unserer Lunzer Decke Dachsteinkalk nicht typisch entwickelt sei.

Zweierlei diesbezügliche, in den Bereich (Oberkarn-)Nor(-Rhät) gehörige, aber verschieden alte, kalkige Schichtlagen des Gebietes gelangten im Zuge dieser Aufnahme zur näheren Beobachtung.

Die eine befand SPITZ selbst (1910, S. 364) als „von dem typischen Dachsteinkalk durch ihre dunkle Farbe“ unterschieden; sie sei an kein bestimmtes Niveau innerhalb der Nors gebunden.

Sie tritt im Südschenkel der Höllesteinantikline der Lunzer Decke, zu einem Teil im Dach von Lunzer Schichten, zum anderen in Nachbarschaft eines Opponitzer Komplexes auf und ist ein Transitionsglied zwischen Oberkarn in Opponitzer Fazies über das basale Nor zum höheren, das heißt, zum dort erst höher einsetzenden Hauptdolomit. Ausbildung und Profilstellung weisen auf das Niveau des Megalodusdolomits von Vöslau (ZAPPE).

Nordwest- und nordbasal unter der Ruine Kammerstein ist es der dort anstehende vornehmlich dunkle Stoß, der sichtlich eine der SPITZ'schen Andeutungen von „Dachsteinkalk“ veranlaßt hat. Die Hauptmasse bilden oberflächlich „glatte“, plattig-klobig zerfallende, wohl schon etwas dolomitische, grau-,schwarze“, feinschuppige Kalke, nebst denen ein dichter dunkelgraubrauner Mergelkalk, ein lichtgelb geströmter, licht gelbbrauner

Kalk („Opponitzer“ Nachklänge) und ein satt „schwarzer“ kristallinischer Kalk mit limonitisierten Kalzitadern, der wie ein Rhätkalk aussieht, vermerkt wurden.

Da diese Serie als doch schon norisch aufgefaßt wird, wurde von einer eigenen Signatur abgesehen und „Hauptdolomit“ eingetragen.

Im Innenschenkel der Teufelsteinantiklinale der Lunzer Decke tritt über dem Hauptdolomit eine Schicht auf, die am besten dem obnorisch (rhätischen) Plattenkalk entspricht.

Das ist die andere der bei der Aufnahme zu konstatieren gewesenen von SPITZ mit „Dachsteinkalk“ angedeuteten kalkigen Schichtlagen. So heißt es bei ihm, 1910, S. 364: „Auch in der Teufelsteinantiklinale treten die großen Kalkmassen nur einseitig im S auf (hier auch heller, juraähnlicher Kalk).“

Es handelt sich um, auch im Gelände schon auffällig in Absätzen hervortretende, plattig-klobig geschichtete, auch noch dolomitische Kalke, von zur Hauptsache nur geringer Variationsbreite, mit spärlicher aber deutlicher Fossilführung. Es scheint, daß sie auch Rhät vertreten können; jedenfalls tritt gleich über ihnen Jura-Unterkreide auf, was SPITZ zu bestätigen ist.

Den Übergang vom Hauptdolomit herauf vermitteln licht-weißlichgraue, splitterige, dolomitische, aber schon reichlich Fossilgrus führende Kalke. Zum verbreiteten Typus gehört ein noch bituminöser, feinplattig brechender, lichtgrauer oolithischer Kalk, schon so gut wie identisch mit verbreiteten milden, sehr dichten, lichtgrauen, lichtgrünlichgrauen, auch mehr gelblich-braunen Kalken. Ein stark splitteriger, zäher dunkel-braungrauer Kalk lieferte die besser kenntlichen Fossilien, ferner fand sich dunkler graubraunlicher, gelblich warvengeströmter Mergelkalk, auf toniges Rhät deutend.

Reichlich sind fragliche Spongien-Strukturen zu sehen, selten Brachiopoden indet., scheinbar keine der leicht kenntlichen rhätischen Formen, vor allem aber kleine Exemplare der für das Niveau leitenden „Rissoa“-artigen Gastropoden.

Gute Aufschlüsse am Südsüdostteil des Rückens von Kote 560, südsüdöstlich des Großen Sattels und am Rücken südwestlich des Weges, der südwestlich von Kote 560 vom Großen Sattel gegen Südosten führt ¹⁾.

Rhät

In der Frankenfesler Decke meist nur stückweise auszuscheiden, in der Lunzer in langem Zuge verfolgbar, ist das (normalfazielle) Rhät in einem nördlichen Bereich kalkig mit tonig-sandigem Einschlag, im südlichen kalkig entwickelt ²⁾, eine größere Fauna in der Frankenfesler Decke hat „schwäbischen“ Charakter, in der Lunzer ist (im weiteren Rahmen) „karpatischer“ verbreitet. Zeitlich gewertet, sind daher Unterrhät-Mittlerhät vertreten.

¹⁾ Da die Sache mit SPITZ' „Dachsteinkalk“ damals noch nicht neu untersucht gewesen ist, kommen die dunkle Transitionsserie Karn-Nor und Plattenkalk der Lunzer Decke von Wien-Umgebung in den Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Wien (ROSENBERG 1954 a) noch nicht vor.

²⁾ Die vielen Ausbildungsarten des Rhäts, die SOLOMONICA, an sich ja sicher nicht unrichtig, angibt, sind Schilderungen im Rahmen normaler Variationsbreite.

Koralligene Struktur wird, wie aus dem benachbarten Kalksburger Abschnitt (1961 a), auch schon vom Nordrand unseres Gebietes gemeldet und schwillt im Lunzer Strang zu lokaler Riffbildung an. Zu ihr, heller massiger Foraminiferen-Oolithkalk (Rhät-Oolith), als Reststück aus einem „Back-Reef“-Bereich (FABRICIUS 1959 b, 1960 und 1962 d). In der Lunzer Decke des Kartenbereiches liegen einige der klassischen Rhätfundstellen von Kaltenleutgeben, aber die einzige reichere Fauna des Gebietes, die oben erwähnte, stammt aus einer nicht dem Kieselkalk angehörigen Lage der „Kieselkalk“-Vorzone der Frankenfeser Decke (SOLOMONICA 1934).

Die derzeit besten Fundstellen sind am NNW-Kamm des Großen Flössels, dort wo ihn der obere der beiden Querwege überschreitet und darunter, an der linken, im Aufstieg rechten, Seite des unteren Flösselgrabens (TOULA, SPITZ), am Steige gleich gegenüber dem großen Grabenwege.

Über den Kieselkalk als (auch) rhätische (Sonder-)Fazies, 1961 a, S. 448 und 449.

Lias

Der Lias des Kartengebietes ist eines der interessantesten Glieder des kalkalpinen Raumes um Kaltenleutgeben.

Völlig verschiedene Ausbildung kennzeichnet beide Decken, fazielle Aufgliederung reicher Art jedoch nur die Frankenfeser, in der und vor allem deren östlichen Südstrang des Gebietes, erst in neuerer Zeit Forschungsfortschritte gemacht wurden.

In der Frankenfeser Decke besteht weder im Kieselkalk-Areal noch bei normalfazieller Folge ein irgendwie erkennbarer Hiatus Obertrias/Lias. Der Kieselkalk mit seinen Mergelschiefern muß überhaupt gleichförmig über die Formationsgrenze gehen.

Darauf deuten die im unmittelbar östlich-benachbarten Kalksburger Bereich entwickelten Bactryllimergel des Rhäts, die faziell zu den verbreiteten Mergelschieferlagen im Kieselkalk leiten. Diese wieder können mit dem Kieselkalk höhere Niveaus repräsentieren; einer der ganz seltenen Muschelfunde in Mergel des Kieselkalks selbst, bei Kalksburg, ist daraufhin verdächtig.

Ein tonschlammreiches „Becken“ mit Streifen verschiedener Einflußsphären geht aus der Obertrias hervor.

Der verbreiteten, für die nördliche Region der Frankenfeser Decke des Nordostsporns charakteristischen Kieselkalk-Fazies steht die Fleckenmergel(-Kalk)-(Allgäuschichten-)Entwicklung am nächsten. Sie kommt im Kartenraum ebenfalls nur in der Frankenfeser Decke vor. In Fleckenmergelkalken ihres Südstranges ist im Gebiet Unterlias, speziell die *Asteroceras*- und die *Ophioceras*(*Echioceras*)-Zonen des Lias β , Lotharingen, nachgewiesen.

Die noch heute offene Fundstelle liegt an der N-Seite des östlichsten der drei bekannten kleinen Steinbrüche auf der Oberen Kälberhalt.

Ein weiterer Fundort von Ammoniten in Fleckenmergel der noch in neuerer Zeit auszumachen war, am westlichen Gernberg, liegt nun in einer Siedlung.

Die Fleckenmergel fazieswechseln großräumig mit dem Kieselkalk.

Da es sich eben zum Teil um sichere Liasfleckenmergel des höheren Unterlias handelt, sie ferner in der gleichen Frankenfelder Region außerhalb der Karte auch noch unteren Mittellias, γ , Pliensbachien vertreten ¹⁾, dürfte der Jura-Anteil des Kieselkalks nicht nur, wie angegeben wird, Hettangien umfassen, sondern, im Fazieswechsel auch noch höhere Niveaus erreichen.

Die Fleckenmergelentwicklung scheint noch über den Lias hinauszugehen.

Fleckenmergelkalke fazieswechseln im Südstrang der Frankenfelder Decke mit Adneter Schichten.

Das Auftreten von Adneter Schichten im Ternberg-Frankenfelder Deckensystem hat nichts Sonderliches an sich; es wird schon von LIPOLD, dann von GEYER, VETTERS, SOLOMONICA und ROSENBERG gemeldet.

In Adneter Fazies sind Unterlias, wahrscheinlich schon von der basalen *Coroniceras*-Zone des höheren α , Sinémurien s. str. an, β , Lotharingien, unterer Mittellias, γ , Pliensbachien, speziell die höchste, die *Deroceras*-Zone ²⁾ und ziemlich sicher oberer Mittellias, δ , Domarien, vertreten, Oberlias nur angedeutet.

Die Mächtigkeit der Adneter Bänke beträgt nur 2—2 $\frac{1}{2}$ m, in denen also ein großer Teil des Lias enthalten ist, ein typischer Fall von Sedimentmangel. Ist dies auch zweifellos selbst im Gebiete ein Sonderfall, so fügt er sich doch der allgemein in der Lunzer und Frankenfelder Decke des Nordostsporns zu beobachtenden Erscheinung geringer Schichtmächtigkeiten durchaus ein.

Die ebenfalls noch offene Fundstelle, die einzige mit Adneter Entwicklung in der Frankenfelder Decke des Kartengebietes, liegt an der östlichen N-Seite des mittleren der bekannten drei Steinbrüche auf der Oberen Kälberhalt.

Wie ersichtlich, ist der Fazieswechsel mit den benachbarten Fleckenmergelkalken für das Lotharingien paläontologisch belegt, auch gegen oben zu, wohl bis inklusive Domarien, dürfte lokal Adneter Entwicklung die verbreitete Fleckenmergel-Fazies ablösen.

Die Kalksburger Schichten, der Grestener Lias der geschlossenen Kalkalpen, dieses insbesondere für die Frankenfelder Decke typische Glied, vertreten im allgemeinen vornehmlich Unterlias, α , Hettangien und Sinémurien s. str. Da im Gebiet fast ausschließlich plattige Blaukern-Mürbsandsteine und Ostreen-Sandkalke des Komplexes zu beobachten sind, der Kalksburger „Cardinienlias“ des Hettangien also nicht auftritt, so ist in unserem Abschnitt vielleicht meist ein Sinémurien-Anteil der Kalksburger Schichten entwickelt.

In einem Falle zwar scheinen sie über Rhät anzusetzen, sonst liegen sie vielfach zwischen Kieselkalk und Fleckenmergeln, auch zwischen letzteren, doch ist das Kartenbild absolut nicht eindeutig. Zeitliche Interferenzen der Kalksburger Schichten mit den anderen Komplexen sind möglich ³⁾.

¹⁾ Weshalb es, 1961 b, S. 449, richtig zu heißen hat: „Auch daß die Fleckenmergelentwicklung mit Pliensbachien“ (statt „Lotharingien“) „aufhören sollte ...“.

²⁾ Die 1938 als „? *Deroceras*“ angeführte Form dürfte *Productylioceras davoei* selbst sein!

³⁾ Nur ihre tabellarisch abzulesende Verschneidung mit einem tieferen Anteil der Adneter Schichten ist als reale Gegebenheit auszuschließen.

Die Verbreitung der Kalksburger Schichten im Gebiet erscheint auch auf vorliegender Darstellung erstmalig auf lesbarer Grundlage in gutem Maßstab; Überzeichnungen wurden, wie es anging, vermieden. Gegenüber den eigenen Angaben von 1948 und 1949 war ihr Ausstrichumfang erheblich zu reduzieren.

Mehrere von SOLOMONICA erkannte Vorkommen dieser Schicht, jedoch ohne bedeutende Faunen, liegen im Gebiet; nicht zu finden war nur die Stelle „vom obersten Wienergraben“.

Gut zu beobachten sind die Kalksburger Schichten im Hohlweg S unter der „Emmel Ws.“ (Fossilzeichen!), im Buschwerk des oberen, im Aufstieg rechten, Hanges und im Wiener Bürgerspitalswald, S von „w“ von „...wald“ (Fallzeichen!). Die Fossilfundstelle in der oberen Stephaniegasse ist verbaut.

Ist auch eine Schichtfolge Kieselkalk—Kalksburger Schichten—Fleckenmergelkalke im Lias der Frankenfelder Decke des Kartengebietes nirgends so angedeutet, wie im westlich benachbarten, so darf man die Aussage von dort (1961 b) für hier nicht außer Geltung sein lassen, umsoweniger, als Grundeinstufungen auf schrittweise höheres lauten. Daneben besteht Fazieswechsel Kieselkalk—Fleckenmergel, Fleckenmergelkalke—Adneter Schichten, Heteropie Kalksburger Schichten—Kieselkalk/Fleckenmergel ist möglich.

Fazieswechsel und Scherlinsenbau sind im großen nicht zu entwirren.

In der Lunzer Decke des Gebietes ist, wie am Höllenstein, gesicherter Lias nur in Hierlatz-Fazies bekannt.

Im Kartenraum tritt Hierlatzkalk vornehmlich erst an der Innenseite der Flösselmulde im aufsteigenden Außschenkel der Teufelsteinantiklinale in langhin aufgereihten Linsen und da nur an Stellen auf, an denen ihn kein Rhät vom Hauptdolomit trennt; in diesem Strich ist überhaupt wenig Rhät zu beobachten.

Hierlatzkalk liegt offenbar in primären Rhät-Lücken über Hauptdolomit, Anzeichen der Altkimmerischen und Mesokimmerischen Phase (TOLLMAN 1964 b, c).

Mehrere Fundstellen in der Brachiopoden-Crinoiden-Fazies des Lias der Lunzer Decke liegen im Kartengebiet (TOULA, SPITZ, ROSENBERG), darunter die mit der etwas größeren Hierlatz-Fauna SO des Neokom-Steinbruchs am Großen Flössel (TOULA).

Die meisten der kartierten Vorkommen sind leicht zu finden, am bequemsten zu erreichen ist die Stelle an der „Liechtensteinstraße“, bei „dig“ von „Predigerstuhl“ (3 Fallzeichen!).

Dogger

Die Fleckenmergel-(Allgäuschichten-)Entwicklung der Frankenfelder Decke reicht im Gebiet in den höheren Dogger hinauf. Breiter ausladende und im Streichen anhaltende Hornsteinbildung im (Kieselkalk-)Fleckenmergelbereich kennzeichnet das Niveau der Hornsteinfleckenmergel, die zur Fazies der Jurassischen Hornsteinkalke dieses höheren Jura-Bereiches überleiten. Mit solchen, typischen roten Hornsteinkalken, sind sie verbunden.

Die Dogger-Hornstein-Entwicklung ist in ihrem Zuge NO Wienergraben, Feld NNO von „tt.“ von „Wiener Htt.“-Bürgerspitalswald zu beobachten; der rote Jurahornsteinkalk (mit „J“ signiert), auch am Bachübergang im Wienergraben, etwa N von „i“ von „Wiener Gr.“¹⁾.

Der rote Jurahornsteinkalk steht der Klauskalk-Fazies nahe, doch ist ein Vorkommen von echtem Klauskalk in der Frankenfeser Decke des Gebietes nicht gesichert.

Als auf Klauskalk ihres Südstranges verdächtig, wurden 1938 stratigraphisch über den Adnetter Schichten lagernde, einige Schritte W vom Adnetter Fundpunkt an der westlichen N-Seite des mittleren der drei Steinbrüche auf der Oberen Kälberhalt herausstreichende, auch im östlichen Aufschlusse vorkommende, geringmächtige dunkelrote Kalke erachtet. Ein poliertes Anschliffstück zeigt mit seinen manganerzsumrandeten Knöllchen allerdings geradezu den Adnetter Typus „Lienbacher“ von Adnet. Es kann sich also sehr wohl noch um höheren Adnetter Lias handeln.

Hingegen kann das für die Frankenfeser Decke typische Vorkommen von Vilser Kalk des Callovien in der Oberen Kälberhalt auf Grund seiner Gesteinsbeschaffenheit und der Lagerungsverhältnisse als gesichert gelten.

Es ist an der W-Seite des mittleren und an der östlichen N-Seite des westlichen der drei Steinbrüche auf der Oberen Kälberhalt gelegen.

In diesem Gebiet zeichnet sich im Lias und Dogger der südrandlichen Frankenfeser Decke ein schmales Stück aus einem mehr alpeninneren Einflußbereich, mit „Buntem Cephalopodenkalk“ im Lias²⁾ und beginnender „Lückenhaftigkeit des kalkalpinen Jura“, sowie kalkigem Frischwasser-Absatz im Dogger, ab. Der rote Jurahornsteinkalk auswärts dieser Enklave, gleich dem der Lunzer Decke, markiert ansatzweise bereits den höherjurassisch-neokomen allgemeinen Faziesausgleich.

In der Lunzer Decke des Kartengebietes, in der mit der Alleinvertretung durch Hierlatzkalk schon im tiefsten, vor allem aber im höheren Lias Lücke sein dürfte, sind Äquivalente des höheren Doggers mehrfach zu vermerken, an deren Basis weitspanniges Fehlspatium evident ist.

Im östlich anschließenden Gebiet ist bei Neumühle die Transgression Klauskalk über Rhät-Riffkalk nachgewiesen (ROSENBERG 1939 a).

Altkimmerische, Mesokimmerische und „Hochalpine“ Phase (TOLLMANN 1964, l. c.) erscheinen in additiver Spannweite.

Wenn auch aus unserem Raum belegter Klauskalk unter diesem Schichtnamen nicht als gemeldet erscheint, so sind dennoch an zwei der drei fossilführenden Stellen des Niveaus die entsprechenden Schichten als solcher anzuführen.

Die bereits so eingestuften roten und dichten Kalke an der Klaus des östlichen Flösselgrabens, über Hierlatzkalk (TOULA) und die lichtrötlichen und roten Kalke am südwestlichen Hang des Vereinsquellen-Grabens (etwas S einer Linie \odot 512-Vereinsquelle) im Hangenden von Hauptdolomit und Rhät, die TOULA einen Ammoniten aus der „Gruppe“

¹⁾ Wo ihn ein Schüler TOULAS als „Klauskalk“ (!) eingetragen hat (ROSENBERG 1938); TOULA selbst erwähnt ihn nicht.

²⁾ Eine östliche Fortsetzung ist von der Jesuitenwiese bei Kalksburg bekannt.

des *Phylloceras mediterraneum* geliefert haben; „ähnlich“ sei auch *Phylloceras capitanei*. Das ist wohl nicht viel, aber doch nicht so „unbezeichnend“, womit SPITZ die Sache abtat. *Phylloceras capitanei* zunächst, ist eine Mittel- und Oberliasform, der Lias tritt aber in unserer Lunzer Decke in Hierlitz-Fazies auf, die nicht vorliegt. *Holcophylloceras mediterraneum* jedoch, die Art, die TOULA vornehmlich erwog, = *Holcophylloceras zignodianum* d'ORB., eine Bajocien- bis Kimmeridge-Form, die im Klauskalk des Oisberges bei Hollenstein, vor allem aber im Klauskalk der Lunzer Decke von Kaltenleutgeben-Ost, in dem der Neumühle, auftritt. Es liegt also im Vereinsquellen-Graben wohl wieder ein Stück des für die Lunzer Decke des Nordostsporns so charakteristischen Klauskalk-Bereichs, und mit dem gleichen weitspannigen Fehlsparium an der Basis wie bei Neumühle, vor.

Das Teilstück im Vereinsquellen-Graben liegt, wie die um Neumühle, im Südschenkel der Höllensteinantikline, das im östlichen Flösselgraben im Nordschenkel der Teufelsteinantiklinale.

Als Sonderheit, und ganz lokal, fand sich in der sogenannten „Mauthauszone“, östlicher Kartenrand, nördliche Haupttalseite, weißer Posidonomya-alpina Kalk (weißer Posidonomyenkalk der Klausschichten) des Bathonien-Callovien (ROSENBERG 1939 a).

Sofort zu lokalisieren ist der große Dogger-Fels-Aufschluß im Graben zur Vereinsquelle, gleich oberhalb des mit Inschrift als „Bär“ bezeichneten Hauptdolomit-Zackens.

Der „rote Kalk in Klaus'-Fazies, mehrfach quer auf das Streichen mit Hierlitzkalk wechselnd“ am Riegel im Priessnitztal (SPITZ) ist hingegen weder Oberlias- noch Klauskalk, sondern roter Jurahornsteinkalk der Dogger-Malm-Grenzregion, der auch sonst in der Lunzer Decke des Nordostsporns weit verbreitet ist. Die Schichtlücke an seiner Basis ist beträchtlich. Stück für Stück tritt er in normaler Position im Nordschenkel der Teufelsteinantiklinale auf.

So, eben auch im Priessnitztal, dort gut zu beobachten an der O-Seite, im N-Teil des alten Aufschlusses oberhalb der Wegschlinge über den Riegel, N von „T“ von „Teufelstein“ (Fallzeichen!) und an der W-Seite, am Riegel selbst, N unter dem Hierlitzkalk, ferner an den W-Hängen der Kote 551 gegen den Flösselgraben.

Was RICHARZ (1905 a) mit „einem jurassischen Knollenkalk mit Perisphinctes am kleinen Flössel“ gemeint hat, ist zunächst schon in der Lokalisierung unklar.

Malm

Vor allem der Jurahornsteinkalk der Lunzer Decke könnte auch in den tieferen Malm hinaufreichen, am wahrscheinlichsten basalen Oxford mitumfassen.

Im höheren Malm übergreift der Oberjura(-Neokom)-Faziesausgleich beide Decken.

So setzt in beiden der massige Plassenkalk s. 1.,LICHTER, Weißer Malmkalk des höheren Kimmeridge-Untertithons¹⁾ immer wieder auf, von

¹⁾ Einiges mehr über diesen Komplex Plassen-Diphyakalk, 1961 b, S. 451.

Norden kommend, zuerst im Südstrang der Frankenfelder Decke, wo er gleich auf eine Strecke hin verhältnismäßig mächtig anschwillt.

Dies, im Taltiefsten unter dem Deckengrenzausstrich gegen die Lunzer Decke, SW bis S der Kirche von Kaltenleutgeben, wo diese massige Ausbildung hinter den kleinen Höfen zugänglich ist (Überhang über Bergsturz aus jüngster Zeit, Stelle des sogenannten „Thumer“-Steinbruchs, historische Bausteingewinnung für den Bau der Kirche von Kaltenleutgeben, ein zumindest ganz vereinzelter Fall einer derartigen Auswertung des Gesteins [KIESLINGER]); es haben sich nur Belemniten gefunden.

Der im Gebiete über dem Plassenkalk s. I. einzustufende rote Tithonflaserkalk¹⁾ beider Decken geht eng mit dem Neokom („Tithon-Neokom“).

In der Frankenfelder Decke des Gebietes ist eine weniger verschieferte Ausbildung desselben seit langem mikro-fossilbelegt (ROSENBERG 1938). Der damalige Fixpunkt mit *Calpionella alpina* LOR. ist der reiche Stoß von dünngebankten, fleischroten, dichten, tonigen Kalken an der Ostseite des westlichsten der drei Steinbrüche auf der Oberen Kälberhalt. Diese Form fand sich damals auch in Typen aus dem stratigraphisch Hangenden dieses Tithonflaserkalks im gleichen Aufschluß, wo vielleicht schon unterstes Neokom vertreten oder mitvertreten ist.

Aus „rotem Tithonkalk“ dieser Steinbruchsgruppe beschreibt unter „P. 22“ KRISTAN-TOLLMANN (1962 c) ebenfalls *Calpionella alpina* LOR., ferner aber auch *Calpionella elliptica* CAD., *Globochaete alpina* LOMB., sowie Radiolarien, Foraminiferen und Echinodermenreste. Ihr „P. 21“, „heller, gelbbrauner Tithon-Neokom-Kalk“, ist vielleicht mit einer der oberwähnten Typen aus dem stratigraphisch Hangenden des Tithonflaserkalks identisch; er wies nur Radiolarien auf.

Weitere Probenentnahme käme aus den tektonisch geschonteren plattig-geschichteten Kalken am Ausstieg des „Kaisersteiges“ unter der Gaiswiese in Betracht.

Zur Jura-Detailgliederung (insbesondere Lias) ist zu bemerken, daß die Fassungen ARKELL und „Luxemburg“ („Empfehlungen“) noch nicht zur Anwendung gebracht erscheinen.

Neokom

Im Neokom hält der Faziesausgleich an, doch sind gewisse Unterschiede in der Ausbildung zwischen den beiden Decken zu vermerken.

In der Frankenfelder Decke gibt es bunte Neokomaptychenschichten und Kalke, während die sonst für ihren Südsaum typischen Stöße der „Biancone“-artigen Schrambachkalke im Kartengebiet gerade auslassen.

In der Lunzer Decke von Kaltenleutgeben liegt, nach klassischen Befunden (TOULA, RICHARZ), eine sehr komplette Neokom-Folge vor. Danach erscheinen in der „Flösselmulde“ des Kartengebietes Valendis, Hauterive und sogar Barrême als nachgewiesen.

¹⁾ Der überflüssige und nichtssagende Lokalname „Haselbergkalk“ (TRAUTH) läßt sich nicht einbürgern.

Einiges hiezu, 1961 b, S. 451 und 452.

Stratigraphische Studien gerade in diesem Neokom anzustellen, war für die vorliegende Aufnahme weder geplant, noch möglich. Wie schon l. c. gesagt, ist aber eine Neuuntersuchung des klassischen Neokoms von Kaltenleutgeben(-Waldmühle) wünschenswert. Leider dürfte im Laufe eines halben Jahrhunderts, vor allem vom Großen Flössel, viel Fossilmaterial sinnlos verschleppt worden sein. Cephalopoden und Aptychen sind noch heute häufig.

Die Erstellung einer Schichtfolge ist wegen der Muldenlage des klassischen Streifens, trotz aller seinerzeitigen paläontologisch ausgerichtet gewesenen Bemühungen, nicht einfach, zumal ein eigentlicher Mulden-schluß mit zentraler Klappung und Wiederkehr von Gegenseitigem kaum zu sehen ist; jedenfalls schießt die „Mulde“ isoklinal gegen außen ein (Fallzeichen!). Am Großen Flössel ist gerade ein basaler Stoß-Anteil auffallend sandreich, die Trennung solcher Sandsteine von der nachbarlich her überlappenden Gosau sogar gar nicht leicht, wenn auch, bei entsprechender raumgeometrischer Einspielung, nicht undurchführbar. Sandlagen, diese und kleinere, sind aber im Streichen nicht verfolgbar und kaum niveaubeständig. Bei den basalen des Großen Flössels kann es sich nicht um Roßfeldschichten oder höheres „Sandiges Neokom“ handeln. Im außen-seitigen Flügel zu ihnen tauchen randlich tatsächlich gut geschichtete basale Schrambachschichten auf.

Im ganzen wird man die Schichtfolge als Schrambach-Neokomapterychenschichten mit etwas ausgedehnterem basalem sandigem Einschlag im Innenflügel bezeichnen.

Auf Trias ausgreifende Transgression des (Tithon-)Neokoms aus der Flösselmulde der Lunzer Decke ist unerwiesen; sie ist übrigens schon von RICHARZ selbst widerrufen worden (1908 a). Hingegen transgredieren Tithon-Neokom in der Gießhübler Mulde (PLÖCHINGER 1964 a) (Deister Phase, TOLLMANN, l. c.).

Mittlere Kreide (Tiefe Oberkreide)

gibt es im Kartengebiet nur in der Frankenfesler Decke ¹⁾.

Über den Schichtbestand dieser Oberalb-Untercenoman-Serie am Nordostsporn, mit der die Sedimentation in der Frankenfesler Decke schließt, 1961 b, S. 452 und 453.

In unserem Raum herrschen weitaus die einförmigen Quarzsandsteine des Untercenomans, Exotika-Geröllführung der Wende Alb/Untercenoman tritt nur sporadisch auf.

Bei der Kirche von Kaltenleutgeben, im Strich über den Wienergraben und am Eichkogel ⦿ 431 liegen diese Sandsteine streckenweise am Neokom, beziehungsweise flankieren es beidseitig, aber mitgeschichtet

¹⁾ Um das Bild der „deckenfaziellen“ Sonderung aber nicht zu verfälschen, muß hinzugefügt werden, daß in neuester Zeit in der Lunzer Decke des Nordostsporns, in unbedeutenden Abständen vom südöstlichen Kartenrande, verschiedentlich höhere Unterkreide nachgewiesen worden ist (PLÖCHINGER 1958 b, 1962 c, 1963 e und 1964 a).

sind sie nicht. Sonst sind sie, auch in langem Strich, in ihrer Verbreitung vom Neokom unabhängig. Die großen und gestreckten Areale liegen nahe oder direkt an der Grenze gegen die Lunzer Decke, dort sind wir also tatsächlich im „Dach“ der Frankenfelse. Außenrandliches wieder, ist als „Randcenoman“ anzusprechen.

Die Sandsteine des Komplexes sind gut im Wienergraben, N von „ne“ von „Wienergraben“, in einer Hohlkehle, die vom Hauptweg, im Aufstieg links, gegen W abgeht, zu sehen.

Eine eigenartige, noch durchaus nicht geklärte Stellung nehmen die bekannten, buntscheckigen gröberkörnigen „Breccien der Wiener Quelle“ ein, die, soweit überhaupt zu sehen, an der Grenze Kalkalpen/Flysch liegen.

SPITZ (1910) hat sie entdeckt und kurz beschrieben. 1919 faßte er sie schließlich als Klippen-Gosau auf, was hinsichtlich Gosau (auf Grund unserer heutigen Kenntnisse) bestimmt, ein Klippenhüllelement betreffend wahrscheinlich, unrichtig ist. 1910 hatte er noch Ähnlichkeit mit karpatischem Eocän angezogen (Flyschzugehörigkeit!). Auf der Karte (1910) erscheinen sie, in übrigens merkwürdig übergroßer Ausdehnung, als vor und direkt an der Kalkalpengrenze. SOLOMONICA (1934) hat sie nicht wiedergefunden. ROSENBERG (1949), von offenbar viel besseren Aufschlüssen begünstigt, konnte bemustern, Exkursionen zur Stelle führen und erwog Cenoman einer an die Kalkalpen angeschweißten „Cenomanen Randschuppe“ (1949, 1953 a und 1954 a).

In der Tat besteht im Handstückteilbereich ausgesprochene Ähnlichkeit mit den „Polygenen Breccien“ des „Orbitolinen“-Cenomans der Kalkalpen, wegen des, die „Hellscheckigkeit“ bedingenden, reichen Gehaltes an lichten bräunlichen Dolomiten („Hauptdolomit“), wengleich diesen sonstiger, zum Teil ausgesprochener, Sonderbestand die Waage hält. Ein eigentliches Bindemittel ist gar nicht sichtbar, Grenzzwickel brausen, wie üblich, stark. Reichlich vorhanden sind eckige bis kantengerundete Gangquarze, seltener Quarzite und gerundete Quarz-, „Kiesel“. Hervorstechend, viele, auch größere, schwarze, etwas kalkhaltige, auffällig wenig hergenommene Tonschiefer¹⁾. Hie und da limonitische „Grauwacken“-Schiefer. An karbonatischen Elementen gibt es noch rauchgraue dichte Kalke, vielleicht SPITZ' „helle mergelige Kalke (Jurakalk?)“ und grünliche Kalkschiefer.

Auf vorliegender Darstellung wurde das Element mit der Signatur für Breccien des Untercenomans als „Cenomane Randschuppe“ der Frankenfelse Decke angeschlossen.

Die Hauptstelle ist die NNO von „le“ von „Wiener Quelle“ eingetragene und auf dem (eingezeichneten), vom Karrenweg \diamond 379-Wiener Quelle gegen W nach unten abgehenden Steige, im Abstieg knapp vor seiner Vereinigung mit dem nach NNW/N drehenden Querwege zu erreichen. Der gleichartig signierte schmale Randstreifen W unter \circ 379 deutet ein Wiederauftreten dieser Breccie an, das 1949 deutlich, bei der Neubegehung nicht zu spüren war.

¹⁾ Als solche erwiesen sich die „Lyditfetzen“ der Angabe von ROSENBERG, 1953 a, S. 211.

Gosau

gibt es auch in unserem Gebiete nur in der Lunzer Decke.

SPITZ, MARINER und SOLOMONICA haben sie nicht intern zeitmäßig gegliedert. BRINKMANN (1935)¹⁾ stufte die Porphyrygerölle führenden Konglomerate als wahrscheinlich in (seine) Mittlere Gosau gehörig und darin in das Untere Campan ein. KÜHN (in ROSENBERG 1954 a) hielt alles für Maestricht. ROSENBERG (1956) stellte die transgressionsbasale Dolomitbreccie, den Actaeonellen- und den Bänderkalk des Nordsaumes, sowie einen Liegendanteil der im S folgenden Sandsteinzone in das Campan, der höhere Teil der letzteren und die mit ihm durch Wechsellagerung verbundenen, wieder im S folgenden Exotika-Konglomerate verblieben im Maestricht.

Die tiefe Einstellung der Actaeonellenlage hat sich bestätigt, ja gegen unten zu ausgeweitet. Auf Grund der Arbeit von POKORNY (1959 a) konnte schon im Aufnahmebericht 1962 (1963 c) ergänzt werden, daß, da die vorkommenden Trochactaeoniden der gigantea-Gruppe²⁾ im Ober-Santon dominieren, wenngleich ihr Vorkommen im Unter-Campan nicht auszu-schließen ist³⁾, der Bitumenkalk-Randzone und einem großen Teil des sie überlagernden Sandstreifens, weitest gefaßt, Ober-Santon—Campan-Alter angemessen erscheint. Die basal mit den höchsten Sandsteinen dieser Nordzone fazieswechsellagernden Exotika-Konglomerate spielen sich, unter Akkordierung der Einstufung BRINKMANN'S (1935), der allgemeinen Darlegungen von KÜHN (1947) und der Ergebnisse PLÖCHINGERS (1961 c), an der Wende Campan/Maestricht ein.

Der über den Hauptkamm gehende westlich gerichtete Rand der dort nordseitig lokal scheinbar besonders seichten Gosau ist erosiv schief geschnitten, an ihrem Nordwestrand-Streifen Kote 503-Teufelstein jedoch, ein längerhin im Streichen gelegener Strandsaum erhalten geblieben.

Sein Entdecker, TOULA (1905 b) und seine ersten Spezialbearbeiter, GRENGG und WITEK (1913) haben keinerlei Vorstellung davon entwickelt, ob sich da ein Stück aus dem wahren Nordrand der Gosau dieses Kalkalpenabschnittes abzeichne, SPITZ hat sich dagegen verwahrt, MARINER sprach schon vom „Rand des Gosaubeckens“ BRINKMANN kennt überhaupt keinen Nordrand der Gosau der „Kugelwiese“, Verfasser (1956) stellte ihn als eingesackt dar und wies auf die regionale Bedeutung des Gegensatzes zwischen der Gosau der Lunzer und der so nahe gelegenen Mittelkreide der Frankenfelseck hin.

Wenn auch diese enge Nachbarschaft der beiden so verschiedenen Kreideentwicklungen durch tektonische Nah-Schaltung bedingt ist, so gilt heute vor allem die regionale Erfahrung, daß weder die Frankenfelseck Decke noch die Klippenzonen (Hüllen) Gosau führen, deren Nordsaum in unserem Gebiete also in der Lunzer Decke liegen muß. Es ist demnach keineswegs von der Hand zu weisen, daß die Actaeonellen-Gosau von Kaltenleut-

¹⁾ Auf dessen Phasengliederung innerhalb der Gosau man neuerdings wieder eingeht (TOLLMANN 1964, l. c.).

²⁾ Die maßgeblichen Bestimmungen stammen von POKORNY, l. c.

³⁾ Im Maestricht der Alpen kommen keine Actaeonellen mehr vor (POKORNY, l. c., PLÖCHINGER 1961 c).

geben im Nordteil der Lunzer Decke, ein, wenn auch sicherlich zugestütztes, in nachgosauische Tektonik einbezogenes und daher überbetont schmales Teilstück aus dem effektiven Nordsaum der Gosau vorstellt.

An ihm setzt die Gosau mit dolomitischen Strandgrusbreccien ¹⁾, einer Transgressionshaldenbildung, und einem mehr oder weniger monomikten kalkig-dolomitischen Konglomerat ²⁾ ein.

Erstere erwähnen schon GRENGG und WITEK (1913, S. 423).

Ausgeschieden erscheinen diese basalen Gosau-Bildungen erstmalig auf vorliegender Darstellung.

Zu ihnen wurde auch das von SPITZ als Hauptdolomit eingetragene Dolomit-Klastikum des Predigerstuhls gestellt, also als schon Gosau signiert; die Entscheidung, ob dort Haldenbildung in der Hauptdolomit-Lagune oder in der Gosau aufgearbeiteter Hauptdolomit vorliegt, ist offen.

Auf der basalen Transgressionshalde des nordwestlichen Strandsaumes sitzt die Actaeonellen-Bitumen-Gosau des Ober-Santons—Unter-Campan, letztmalig unter Mitarbeit H. HAGNS (München) (Mikrobestand) vom Verfasser 1956 eingehend beschrieben, worauf hier verwiesen werden kann und muß.

Diese „Bitumen-Gosau“, der tiefste Vorgriff der Gosau im Gebiete, ist neuerdings Objekt eines gewissen erdölgeologischen Interesses (KÜPPER 1962 g).

Die höheren und weiter innen gelegenen, viel ausgedehnteren Gosau-Anteile des Kartengebietes werden von einem auch wesentlich mächtigeren fossilereeren ³⁾ Komplex fazieswechselnder Sandsteine, Exotika-Konglomerate und, zurücktretend, Kalke eingenommen; am äußersten Karten-Südrand treten lokal bräunliche und rötliche Schiefer hinzu, die keine Mikrofauna ergaben.

Am unruhigen Bild mögen nicht erfaßbare Verstellungen teilhaben.

Im etwas weiteren Bereich um das Profil: Mittelstück der Bitumen-Randzone — über den Hauptkamm (ROSENBERG 1956) jedoch, deutet zonare Anordnung im Streichen auf geringere Auswirkungen nachgosauischer Störungen auf die Gosau-Folge.

Lokal sogar unter die Bitumina greifend und mit ihnen noch wechsel-lagernd, folgen dort über diesen Sandsteine, deutlich eben breiter-zonar quer über das Profil hinziehend. Für diese ergibt die vorstehende Alters-übersicht Campan, vornehmlich wohl höheres Campan.

Die Bitumen-Brackwasserfazies des nördlichen Schwellenbereiches erstickt unter Sand-Auflage des Umschlages in marine Strandbildung. Schon

¹⁾ Wie solche auch von anderwärts beschrieben werden: PREY und RUTNER 1962 f) von Windischgarsten.

²⁾ Bei der Aufnahme entdecktes isoliertes Stück vom basalen Strandhalden-Klastikum der benachbarten Actaeonellen-Bitumen-Gosau, am Hauptdolomit, nord- bis nordöstlich nahe unter dem Gipfel der Kote 551 (südsüdöstlich vom Kleinen Flössel). In einer licht-rötlichbraunen tonhaltigen Kalkgrundmasse liegen zahlreiche Körner verschiedener Größe eines leicht bis stärker kantengerundeten schwärzlichen Dolomits. Auch gerundete walnußgroße Gerölle von eindeutigem Hauptdolomit kommen darin vor.

³⁾ Nur an einer Stelle fand sich in einer Kalkschmitze (zwischen Konglomeraten) ein bescheidener Rest einer Einzelkoralle von Gosau-Habitus.

im Bitumenbereich deutet sich, aufsteigend, dieser Faziesumschlag in einem gewissen Wechsel von Actaeonellen-zu-Nerineen-Führung an.

Die Sandsteine treten im Gelände als lebhaft rotbraune Mürbsandsteine auf.

Mit den hangendsten Sandsteinen dieser Zone, wieder basal deutlich wechsellagernd, folgt, ebenfalls im Streichen zonar, mit geringen Unterbrechungen als „Härtlings“-Zug weithin den Gebirgskamm bildend, das Hauptstück der Exotika-Konglomerate des Ober-Campan/Unter-Maestrichts. Sie sind auch intern mit höheren Sandsteinlagen, weiters auch mit Kalken verflößt. Stückweise treten solche Konglomerate auch, vielleicht verstellt, direkt an die Bitumina heran.

Auf einer vorgosauischen Schwellenanlage — wir befinden uns ja etwa in der Scheitelregion der „Teufelsteinantiklinale“ — wird der nordwärts zur Ablagerung gekommene Sandstrand, streckenweise vielleicht eben auch die Bitumenzone, durch Aufschüttung eines mächtigen Strandwallwulstes abgelöst. Sandeinlagerungen und interner Kalkabsatz finden statt.

An der Innenseite dieser Gosauzone, gegen den mittleren südlichen Kartenrand zu ziehend, deutet sich wieder ein Sandstreifen im Streichen an, auch eine größere Kalklage tritt dort auf, und, ganz am Kartenrand, erstmalig rötliche und braune Schiefer.

Die Sandsteine und Kalke im Bereich der Konglomerate bieten keine größere Einstufungsschwierigkeit als letztere. Die des Innenstreifens gehören wohl auch noch in das Maestricht. Die Schiefer erwiesen sich als mikrofossilleer.

Die Strandwulstschwelle auf der Antiklinale wird innseits von Sand und Kalk abgelöst.

In den Südostteil unseres Kartengebietes tritt eine weitere Gosauzone ein. Sie gehört bereits zur Gosau von Gießhübl. Ihr dargestellter Anteil liegt fast zur Gänze im Jura-Neokom der nordwestrandlichen Gießhübler Mulde (SPITZ).

SPITZ hat in unserem Bereich dieses Streifens nur Gosau-Sandstein ausgeschieden, der nirgends einwandfrei aufgeschlossen ist.

Als Härtlinge treten aber Kalke und vor allem von denen der Nordzone deutlich verschiedene, minder grobstruierte, zäh-harte, knopfartig anwitternde Klastika, konglomeratischen und polymikt-„polygenen“ Charakters auf, die mit den Kalken fazieswechseln.

Die Zone hat sichtlich eine tektonische und eine gewisse stratigraphische Eigenstellung.

Diabas (Eruptivbreccie)

In der „Kieselkalk“-Vorzone der Frankenfelder Decke des Kartengebietes, nahe der Flyschgrenze, im Wiener Bürgerspitalswald, liegt das im Aufnahmebericht 1962 (1963 c) kurz erwähnte, vom Verfasser und ZIRKL (1963 b) ausführlich beschriebene anstehende Vorkommen von Diabas, einer Eruptiv-(Schlot-)Breccie.

Fundumstände, Lokalisierung, Positionsabsicherung gegen den Flyschbereich, Stratigraphie und Lagerungsverhältnisse der näheren und weiteren

kalkalpinen Umgebung, Lagerung des Vorkommens selbst, Petrographie und Diskussion, schließlich die bezügliche, im Vorliegenden nicht zur Wiederholung gebrachte Spezialliteratur, finden sich in 1963 b.

Über den kurzen Anschlag regionaler Weiterungen zu diesem Thema in 1963 b hinauszugehen, ist auch hier nicht am Platze.

Dazu gehört auch die Erörterung der Altersmöglichkeiten.

Schottersack der Waldmühle

Hoch in der unzugänglichen Steilwand des ehemaligen Steinbruchs auf Muschelkalk der linken Kaltenleutgebener Tal-Seite, gegenüber der Lokalität Waldmühle, auf dessen Grund die Hauptgebäude der Rodauner Zementfabrik stehen, liegt der von HASSINGER (1905 c, S. 115 und 116) beschriebene und gedeutete Anschnitt eines „Wildbach“-Bettes (Kreuzsignatur).

Die ziemlich mächtige Leiste wäre nur von oben durch Abseilen zu erreichen, schon knapp hinter der Bruchkante ist so gut wie nichts davon zu sehen.

Nach HASSINGER ist dieser hoch gelegene Schottersack („Sack“, wegen der Geröll-Zusammensetzung nach PENCK) freiblickender Teil eines von der Dürren Liesing, dem Kaltenleutgebener Bach, verlassenen Bettes, das seine Fortsetzung in Richtung Ostnordosten, über die Untere Kälberhalt also und weiters in der tatsächlich merkwürdigen wasserlosen Flachsenke zwischen dem Zug Leopoldsdorferwald—Mon Perou im Norden und der spornartigen westlichen Fortsetzung des Zugberges im Süden gefunden habe. Die Dürre und die Reich-Liesing hätten sich noch „innerhalb des Gebirges bei Kalksburg vereinigt“.

LICHTENBERGER (1954 a, S. 41 und 42) hat diese Deutung abgelehnt. Die petrographischen Unterschiede erklärten den engen Talabschnitt der Dürren Liesing oberhalb von Rodaun vollkommen ausreichend.

Ausreichend, aber eben nur für die Enge dieses Talabschnittes; der, für sich allein, keine Anzapfung sein muß. Für den Schottersack, seine Fortsetzung, die Trocken-Flachsenke, dieses „so wohl erhaltene alte Talprofil“ (HASSINGER) und die Enge darunter bleibt HASSINGERS Eingebung sehr wohl richtungweisend.

Der alte Dürrliesing-Lauf folgte von etwa dem Nordostteil der Unteren Kälberhalt ab dem Weg Wiener Hütte—Rodaun. Eines seiner Wegbündel ist nordwestlich von „W. H.“ (unserer Karte, ehemals W. H. Mauthaus) in den Cenomansandstein der Frankenfesler Decke eingeschnitten. Der nördlichste dieser Karrenwege so tief, daß dort scheinbar die Auflage des Sandsteins am tieferen, kalkigen, Mesozoikum entblößt ist. Dessen zusammengewürfelte Gesellschaft, auch mit rotem Jura, entzieht sich indessen einer einordnenden Kartierung, es scheint sich überhaupt nur um Gerölle in einem Bachbetteeinschnitt zu handeln — um ein Stück aus HASSINGERS altem Dürrliesing-Lauf eben (nicht signiert). Unterhalb davon, von nördlich „H.“ von „W. H.“ (Mauthaus) an, verläuft das Bachbett mit dem Karrenweg im Hauptdolomit des zertrümmerten Nordschenkels der Höllensteinantikline (ROSENBERG 1961 a); der wegsam war. Dort, in der „Flachsenke“, mögen sich Gerinne verbreitet haben.

Ferner scheint es nicht nur die Anzapfung bei der Waldmühle zu geben, von der ja, als solcher, nichts erhalten ist. Da ist als weitere anzusprechen, der merkwürdige, wohl meist trockene kurze Graben, der nordöstlich gleich unterhalb W. H. (Mauthaus) in das heutige Dürrliesing-Tal mündet (die Deckengrenze geht durch seinen oberen Teil [Kartel!]). Er geht genau vom alten Lauf, am Weg Wiener Hütte—Rodaun oben, ab. Die dritte in dieser Reihe ist die weit offene Anzapfung im westlichen Zugberg, unterhalb der Neumühle.

Rezenter Tuff

Ein kleineres und ein großes, ehemals noch mächtiger gewesenes Vorkommen von rezemtem Tuff waren auszuscheiden.

Der kleinere, flach tonnenförmige Kegel liegt im Grund des östlichen Flösselgraben - Astes, nordöstlich unter Kote 503 (im Buschwerk, nicht leicht zu finden), der große, am Nordfuß des Großen Flössels, im untersten westlichen Hang der sogenannten „Wienerblickwiese“, nördlich von „G.“ von „G. Flössel“ (große Tuff-Signatur). Er verdankt seine Entstehung der Querstruktur um das Große Flössel, die die Wässer gegen Norden zu Tal leitet, wobei oberkarnisch(-norische) Rauhwacken Wasserspeicher, Lunzer Sandstein Wasserstauer sind.

Dieser Kalktuffkegel wurde zu Anfang des 18. Jahrhunderts steinbruchmäßig aufgeschlossen und lieferte die Bausteine (den „Duftstain“) für die Kuppel der Karlskirche in Wien (Gewichtersparnis!) (KIESLINGER, 1937 a und in 1954 a). Die Quelle selbst ist heute gefaßt und war einer der Zubringer der aufgelassenen Winternitz'schen Kaltwasserheilstalt Kaltenleutgeben.

Bester Zugang: Flösselgraben, zweite Querstraße, im Aufstieg rechts über der Hauptstraße.

Stratigraphischer Überblick

Der kalkalpine Wienerwald um Kaltenleutgeben mit dem dargestellten Ausschnitt ist eine Musterkarte der stratigraphischen Verhältnisse in der Frankenfesler und der Lunzer Decke ¹⁾.

Es gibt in der Tat eine typische „Frankenfesler Fazies“ (TOLLMANN, 1963 a, S. 171), und sie ist in der Frankenfesler Decke des Nordostsporns der Kalkalpen voll entwickelt.

Lagunäre und eine eigenständige Rand-Fazies herrschen.

Vom sogenannten „Bunten Keuper“ allerdings, mußten wir uns bereits distanzieren. Weder an den Semmering noch an die Westkarpaten ist da ernsthaft zu denken.

Im Oberkarn-Nor sind im an sich lagunären Hauptdolomit gipslagunäre Rauhwacken verbreitet.

¹⁾ Das Fehlen tieferer Trias-Glieder haben beide und die Klippenzone gemeinsam. Da das im Kalkalpenbereich tektonisch gedeutet wird, ist die Erscheinung unter „Stratigraphie“ nicht gerade am Platze.

Immerhin ist die Blickrichtung „Küste in Norden“, auch in Ansehung einer sehr breiten Tektonik, nicht aus den Augen zu lassen.

Frontale Abhebung an ihnen liegt umso näher, als irgendwelche deckenbasale Transgressionsgebilde nie und nirgends beobachtet worden sind.

Die nicht unerhebliche Faziesdifferenzierung im Rhät, der wir aus dem unmittelbaren Nachbarbereich des Kartengebietes Bactryllienmergel und Schattwalder Schichten zuzuzählen haben, hat dennoch ein gewisses mergelig-kalkiges Gleichmaß, bei nur bescheidenster koralligener Entwicklung, und setzt sich im Lias in vorwiegend graue Kalk-Mergel-Sedimentation und solche mit terrigener Beeinflussung fort.

Diese Verhältnisse entsprechen dem Typus „Nordzone“ des Kalkalpen-Nordrandes bei FABRICIUS (1960 und 1962 d).

Die kalkig-mergelige Pelitfazies des Lias tritt vorwiegend in „Grau-Fazies“ auf, „Rot-Fazies“ nur in einer lokalen, sichtlich mehr alpeninneren Position (FABRICIUS 1962 d).

Gegen den höheren Jura zu wird die „Grau-Fazies“ von einer „Hornstein-Grau-Fazies“ abgelöst, im „Rot“-Bereich stellen sich in der herrschenden lückenhaften Reihung die charakteristischen Crinoidensand-, Calcarenite“, der Vilser Kalk und im westlichen Nachbarbereich etwas Mühlbergkalk ein.

In der mittleren Kreide, mit der die Sedimentation in der Frankenfelder Decke schließt, herrscht terrigener Einfluß weitaus, im Gebiete absolut.

Eine beachtenswerte Sonder-Erscheinung in der Frankenfelder Decke des Kartengebietes ist die Diabas-Eruptivbreccie von Kaltenleutgeben.

In der Lunzer Decke des kalkalpinen Wienerwaldes ist die typische Lunzer Fazies entwickelt.

Hervorzuheben sind das Auftreten von Partnachschichten, Partnachkalken, vor allem das des Hellen Partnachkalks, einer für die Lunzer Entwicklung ganz charakteristischen Ausbildung und das ostrandliche Auskeilen der „Wettersteinkalk-Front“ des Reichraming-Lunzer-Deckensystems. Die Wetterstein-Partnach-Entwicklung hier am Nordostsporn trägt „Nordtirol-Lechtaler“ Züge.

Im alpeninneren Teil der nordostrandlichen Lunzer Decke stellen sich über dem Hauptdolomit, vielleicht partiell, zumindest auch tieferes Rhät vertretend, dolomitische und vor allem kalkige Äquivalente des Plattenkalk-Niveaus ein.

Das Rhät, dem aus dem östlich unmittelbar benachbarten Raum basales Bonebed und mächtiger Dimyopsiskalk darüber, zuzuzählen sind, gehört mit seinen Riff-Bildungen und einem erhaltenen Reststück aus dem Back-Reef-Bereich schon einem etwas weiter innen gelegenen Sedimentationsgürtel an, als das der Frankenfelder Decke. Nur ein wenig weiter innwärts läßt es stark aus. Insofern der Riff-Saum Absenkung voraussetzt, griffe man nach FABRICIUS' Typus „Synklinorium“ (1960). Es fehlt aber in unserem Raume jegliche ihm entsprechende Lias-Entwicklung.

Der gesamte Jura ist „lückenhaft“ und auf Lücken greifend. Im Riff-Strang, der Klauskalk, eine sehr ausgesprochene „Rot-Fazies“, auf Rhät, etwas weiter innen, im Rhät-armen Gebiet, der Lias-Crinoidensand-, Calcarenit“, der Hierlatzkalk, auf Hauptdolomit.

Im ganzen liegt also in der Lunzer Decke Schwellen- im Gegensatz zur Becken-Entwicklung in der Frankenfelder vor.

Der Hiatus Hauptdolomit/Hierlatzkalk entspricht der altkimmerischen bis mesokimmerischen Verkarstungsphase, der Klauskalk/Rhät, eine förmliche Phasenkoppelung von additiver Spannweite, der vorgenannten und der „Hochalpinen“ (ROSENBERG 1961 a, TOLLMANN 1964, l. c.).

Klastischer Einschlag in ostnachbarlichen Tithonaptychenschichten und im Gebiete an der Wende Tithon/Neokom deutet auf schwache Unkonformitäten um die Jura/Kreide-Grenze (Deister Phase).

Die erst in der Lunzer Decke auftretende Gosau geht vom erhaltenen Teilstück aus ihrem effektiven Nordsaum gegen innen zu rasch von brackischer in marine Strandfazies über.

Beiden Decken eigen ist die durchgreifende Verbreitung von Tithon-Neokom mit seinem um die Jura/Kreide-Wende spielenden Umschlag von der im höheren Tithon im Gebiete herrschenden „Rot-Fazies“ der Tithonaptychenschichten-Tithonflaserkalke zur „Biancone“-„Grau-Fazies“ der Schrambach-Neokomaptychenschichten.

Tektonik

Mit vorstehender Zusammenfassung erscheinen die „deckenfaziellen Charaktere“ für den tektonischen Abschnitt vorweggenommen.

Wir werden solche Eigenheiten im Gebiete als durch die raffende Engschlichtung betont und diese hinwiederum bezeugend betrachten, aber sicher nicht als Zeugen für „weltweit“ getrennt gewesene Ablagerungen in Anspruch nehmen. Diese tektonisch gestrandeten Küstensaumbildungen entstammen einem größeren zusammengehörigen Ablagerungsgebiet, in dem weitspannige Hebungs- und Senkungsfelder verschiedenzeitlich interferierten. So haben wir um die Trias/Jura-Wende im (damaligen) Bereich der Frankenfeser Decke ein Flach-Becken, in der Lunzer eine Hochzone, zur Zeit der höheren Oberkreide in der Lunzer Decke ein Flach-Becken, in der Frankenfeser überhaupt keine Sedimentation. Es scheint, daß die ober-turonischen vorgosauischen Stauungen, in der „Mediterranen Phase“ (TOLLMANN, l. c.), in unserem Bereich die Gosau nicht über die nördlichere Lunzer Decke hinaus dringen ließen. Diese Trennung in einen Lunzer und einen Frankenfeser Bereich im Senon-Paleozän ist eines der bedeutsamsten deckentheoretischen Kriterien.

Die Kalkalpen/Flysch-Grenze ist, wie beiderseits unseres Abschnittes, auch im jetzt dargestellten ausgedehnten Mittelstück an der ganzen Front als durchlaufende Naht erster Ordnung zu signieren.

Ob Flysch-Strukturen geschnitten sind, ist, für uns, noch nicht zu sagen. Der kräftige Vorstoß der Kalkalpen in den Nordsektor im Raume Doktorberg—Gernberg \odot 421— \odot 379—Wiener Bürgerspitalswald, besonders N Gernberg und N Wiener Hütte, eine Tendenz, die sich noch in der vorderen Lunzer Decke, S Kote 398, auswirkt, läßt es als möglich erscheinen.

Westlich unter dem Doktorberg \odot 428, links von „428“, liegt eine vom Verfasser bei Exkursionen gezeigte Stelle, an der die Überfahung Kalkalpen/Flysch zu sehen ist. Über senkrecht aufsteigenden Laaber Schichten stehen Kieselkalk und Fleckenmergel an. Im Kartenmaßstab

ist diese Übrerrundung schon darstellbar. Nördlich vom Wegstück mit dem Grenzdurchzug, unter der Marienquelle, fällt der Flysch auch unter die Kalkalpen.

Die schon 1961 b wieder kurz angeschnittene Frage der „diskordanten Abscherung der Kalkalpenfalten“ (SPITZ) durch die Überschiebung am Flysch ist im Gebiete nicht einmal so eindeutig zu beantworten, wie an der Kappung der Langenbergbucht. Die äußere Frankenfesler Decke ist zu unruhig struiert. Zudem ist an vielen Stellen die „klippenartige Front-, Welle“ — „Randwelle“ (l. c.) zu spüren. Auch echtes „Rand“-Cenoman sitzt am oder nahe am Außensaum. Die Randantikline, das durchverfolgbare Faltelement der inneren Frankenfesler Decke, kommt zwar der Flyschgrenze auf einer Strecke etwas näher, erreicht sie aber nirgends.

Die immer wieder konstatierte Inverslage der „Randkette“ bei Wien (SPITZ, MARINER, SOLOMONICA, ROSENBERG) hält im Gebiete bis in die innere Flösselmulde der Lunzer Decke an (Profil, Tafel 1). Die Hauptbaufugen setzen steil in die Tiefe.

Daß wir den „Motor“ dieser Umkipfung nicht in der Kalkalpen-Haut zu suchen hätten, wurde auch bereits 1961 b vorgebracht. Wir stehen — im Gegensatz zu den Westkarpaten — an der nordwestlichen Außenfront der kalkalpinen Packungen, an der sie bis zur Aufbäumung vorgetrieben überkippt aus der Tiefe setzen. Erst in der innersten Lunzer Decke wird die Lagerung entspannter.

Beide Decken streichen im großen ganzen südwest-nordöstlich mit ost-nordöstlicher Abweichung, ein bereits durchaus westkarpatischer Zug.

Süd-Nord- sowie Quer-Durchschüsse und Drehungen bis in den Nordwestsektor querüber schalten das generelle Streichen vielfältig um, doch sind die im Südwestteil des Gebietes an den „Durchschüssen“ gescharten „Blätter“ „Grundkörper“ an Rissen im Nordost-Zug. Ausscherende Einflüsse scheinen örtlich auch im Zuge der Grenze Lunzer/Frankenfesler Decke auf.

Quer zerschnitten sind die Tithon-Neokom-Südstrangstücke der Frankenfesler Decke am nördlichen Gaisberg, Süd-Einspießung der karnischen Lunzer Elemente reicht weit in den unteren Eisgraben, südlich der Kirche von Kaltenleutgeben, hinein, ein querer Abstoß am Mitteltrias-Aufbruch im unteren Graben zur Vereinsquelle bedingt dessen Anlage, Nord-weisende Stellung herrscht am West- und Nordwesthang des Großen Flössels.

Im Steinbruch Kaltbrunn (Berggasse) ist die große Süd-Nord-Störung des Flössel-Nordwesthangs am riesigen Harnisch der Ostwand direkt erschlossen. An ihm erscheinen karnische Rauhdecken der Ostgrenzlage gegen den Muschelkalk des Zentrums weit nach Norden vorgezogen. Die gerade gegenüberliegende untere Stephaniegasse an der nördlichen Haupttalseite sieht wie eine Nordfortsetzung dieser Störung in die Randantikline der Frankenfesler Decke aus, doch scheint es, als ob der Ostflügel dort süd- und nicht, wie für diese Deutung erforderlich, nordversetzt wäre. Im mit „Kaltbrunn“ jetzt im Verschmelzen begriffenen südwestlich benachbarten vulgo „Eisgraben“-Steinbruch war während der Abbauarbeiten am Trennungsstück ein großer, frischer blanker Harnisch der Schar Langerram-Störung/unterer Eisgraben/unterer Vereinsquellen-

graben-Kaltbrunn-Ost als Zwischenstück zwischen den beiden letzteren sichtbar.

Querstörung ist der Vorstoß der Lunzer Decke südlich der Kote 398, nordöstlich an der sogenannten „Lokomotivwiese“ (über dem aufgelassenen Bahnhof von Kaltenleutgeben), woselbst der Südstrang und die Randantikline der Frankenfeser Decke unterdrückt sind.

Nord-Verdrehung, die nordweisende Engschabung der Gräbenanlagen bedingend, herrscht in der Frankenfeser Vorzone des östlichen Wiener Bürgerspitalswaldes. Sie ist noch am tieferen Nordwestabfall des Leopoldsdorferwaldes ausgeprägt.

Auf Querstörung und Zerrung ist die Inzision des Zaintales, südwestlich der Waldmühle, zurückzuführen, an dessen Ausgang, rechtsseitig, ostnordöstlich, Pelson-Illyr im Talgrund anstehen, linksseitig, westsüdwestlich, im alten Steinbruch über den Häusern nachgewiesen worden sind. Schnitte dieser Verstellung sind 1963 im unteren Teile einer Baugrube für neue Anlagen der Zementfabrik zu sehen gewesen. Dort zeigte sich an einer Zerrkluff dieser Schar ein Paket Partnachmergel von oben her in Reiflinger Kalk eingespießt. Die Störung verfließt höher oben, spätestens im Neokom der Fischerwiese, dessen merkwürdiger Diagonalzug über den rechtsseitigen unteren Begrenzungskamm des Zaintales und an bis über das Haupttal altbekannt ist (RICHARZ, 1905 a und 1908 a, TOULA 1905 b und 1908 b, SPITZ, 1910). Das sieht wie Übergreifen des Neokoms auf Trias aus, ist auch als solches angesprochen (1905 a), doch, wie schon vorerwähnt, 1908 a widerrufen worden. Da die nordwestlich begleitende Obertrias, sogar stark, in den Talgrund mitdreht, handelt es sich eindeutig um Ausschwenken; die streichende Störung Oberkarn-Nor/Neokom schwenkt mit.

Auf diesen Diagonal-Zug hat die große Hierlatzkalk-Linse am Parapluiberg—Vorderen Föhrenberg—Nordnordwesthang mit querer Zerschackung reagiert.

Eindeutige Querstörung herrscht am Ausgang der großen Ausnehmung des Hochgrabens (SPITZ-Karte), östlich der Waldmühle, gegen Kote 479 hinaufziehend, in der am linken Begrenzungssporn das Neokom der Flösselmulde fast bis in das Tal hinunterzieht, während am rechten eine Folge Hauptdolomit-Rhät-Jurahornsteinkalk weit hinauf reicht, worauf erst das Neokom beginnt.

Es ist nicht ausgeschlossen, daß mit dem linksseitigen „Vorstoß“ jene merkwürdig gelagerte, fossilbelegte klassische Neokom-Stelle an der gegenüberliegenden Seite des Haupttales zu tun hat (RICHARZ, TOULA, SPITZ); sie wurde nur nach den alten Angaben eingetragen.

Stark quer dreht das Neokom der Flösselmulde auch gegen den südlichen Kartenrand östlich vom oberen Eisgraben.

Von Querstellung ist noch die Gosau am Hauptkamm nordwestlich vom Großen Sattel und um das Buchbründl betroffen (Fallzeichen!).

Weit verbreitet, ja mehrfach herrschend, ist queres Streichen in der südlichen Teufelsteinantiklinale. Dies bedingt die gegen Ostsudosten drehenden langen Kämme ab der Kugelwiese und der Waldandacht, sowie das „Schichtreiten“ quer über den Hinteren Föhrenberg.

Querlage der Obertrias steckt im eigenartigen „Knoten“ des Perchtoldsdorfer Kardinalwaldes.

Dennoch sind die einzelnen Faltelemente und „Gleitbretter“-Packungen (SPITZ) weithin im generellen Streichen verfolgbar und erweisen sich als unglaublich persistent¹⁾. Ihre Anlage ist eben älter als die Querstörungen.

Mit der Frage nach der Faltentiefe, die SPITZ (1910, S. 398) kurz angeschnitten hat — er meinte, die Synklinorien gingen auch sehr tief — ist die nach der Auflagerung der kalkalpinen Haut auf dem Untergrund verbunden. Ist Faltenbildung in die Tiefe schon nicht recht unterzubringen, so ist es bei Abscherung unmöglich, daß auch nur einigermaßen regelmäßig gestaltete Synklinalschlüsse in der Tiefe aufliegen. Das führt zur Vorstellung von „Mulden ohne Böden“ (AMPFERER), in unserem Falle zu verhältnismäßig seicht aufruhenden engen Packungen. Den sich zeichnerisch ergebenden hohen Antiklinalschlüssen dürften keineswegs mehr gleich tiefe Synklinorien entsprechen. Auf Erleichterung durch Ausweichen gegen oben können auch die immer wieder zu beobachtenden hochaufragenden Linsen „kompetenter“ Schichtstöße gedeutet werden, in älteren Schilderungen Fels-„Riffe“, die „Auswürgungen“ der neueren reichsdeutschen Autoren. Die Erscheinung ist allerdings auch mehrdeutig (Fazieswechsel, Schichtlücken, Boudinage, selektive Erosion).

Ein Aufbau mit vielfach im allgegenwärtigen Kieselkalk schwimmenden linsenförmig umrissenen Einzelstücken bietet der Außensaum der Frankenfels-Decke, die „Kieselkalkzone“ der älteren Autoren.

Ist, vor allem auch dort, die Darstellung so mancher mehr oder weniger örtlich erspürter Vorkommen vom Zwang zur Umrißgebung und maßstäblichen Übertreibung, sowie von der Auffassung des Autors bestimmt, so ist sie doch keineswegs unreal. Verzicht auf Vergrößerung von Einzellern hätte Verzicht auf Verfeinerung des Gesamtbildes bedeutet.

Jedenfalls kommt so die der Zone eigene „unruhige Struierung“ zu einem gewissen Ausdruck, in der verschiedenartiger Fazieswechsel und Tektonik verschwimmen. Das erschwert die Aussonderung tektonischer Erscheinungen ungemein, wenngleich Schuppung in einem Teilbereich offensichtlich, im Gesamtbereich zu vermuten ist.

So macht sich längs der Flyschgrenze die weit verbreitete, eben durch diese Konstanz als tektonisch gewissermaßen ausgewiesene „klippenartige Front-,Welle“ (SPITZ, 1910, ROSENBERG, 1961 a, b und vorstehend) mit Hauptdolomit, Liasfleckenmergeln, lokal auch etwas Tithonflaserkalk und dem vielfach eigenständigen, hier wirklich randlichen „Randcenoman“, auch im Gebiet allgemein bemerkbar (Karte). Sie ist auch in tektonischer Auffassung nicht leicht zu interpretieren.

SPITZ (l. c., S. 401) erwog die Andeutung eines randlichen Antiklinalzuges zur von der „Kieselkalkzone“ gebildeten „Außenmulde“. Das ist mit Abscherung am Flysch eben nicht recht vereinbar, es sei denn, diese Elemente stellten Reste eines völlig zerrissenen derartigen Zuges vor.

Im Innern der Zone ist kein längshin verfolgbarer Bauplan zu erkennen. Nur ein gegen ihren Innenrand zu gelegenes, wohl zusammengehöriges, großes Liasfleckenmergel-Gebiet greift weit im Streichen aus und findet

¹⁾ Eine überaus bemerkenswerte Eigenschaft tektonischer Motive in den Kalkalpen, die, bei aller „wüsten“ Tektonik, zur Vorsicht bei allzu gewaltsamen Deutungen mahnt.

ostseits in einem mächtigen nordweisenden Hornsteinzug-Fächer eine Fortsetzung (Karte). Völlig quer zerrissen und weit verstreut worden scheinen die Kalksburger Schichten zu sein; es ist unwahrscheinlich, daß sie primär nur so stückweise zur Ausbildung gelangt sein sollten.

Die räumlich bescheidenen Rhät- und Liasfleckenmergel-Vorkommen stehen unter Sonderverdacht auf Fazieswechsel mit dem Kieselkalk.

Wo sie allerdings mit Hauptdolomit-„Aufbrüchen“ gekoppelt sind oder gar Cenomanflecken hinzutreten, ist eben Schuppung, tektonische Linsenformung, zu vermuten. Wie 1961 b, S. 458 begründet, sind diese Cenoman-Reststücke inmitten der Vorzone Ausstriche von Klemmlagen. Eindeutiger, nordweisender Schuppenbau herrscht im östlichen Wiener Bürgerspitalswald (Karte).

Die Vormacht an rhätisch-jurassischen Schichten in verschiedenen Ausbildungen läßt die Frankenfesler Vorzone gerade auch im stratigraphischen Sinne als breite (intern geschuppte) „Außenmulde“ (SPITZ, l. c., ROSENBERG, 1961 b, S. 455, von der Langenberg-Bucht) zur innseits folgenden Randantikline erscheinen. Rhät vermittelt.

Die Randantikline (SPITZ) ist das alpenäußere erste konstante Faltelement, das einzige derartige in der Frankenfesler Decke des Gebietes. Von Westen her, nach dem „Knick um die Langerranstörung“¹⁾ (1961 b, 1963 c), finden wir sie in Vollentwicklung auf der nordwestlichen Haupttal-seite im Raum Emmelswiese—Karls-gasse²⁾ (Fallzeichen!), südseits von Rhät begleitet, — Doktorberg, auf ihm breiter, isoklinal auswärts einschließend, — Stephaniegasse³⁾ — Kote 383, dort wieder doppelseitig gerafft.

Der kleine Hauptdolomit-Keil nördlich über der ersten Kehre der Stephaniegasse (SPITZ, ROSENBERG) (Fallzeichen senkrecht) ist, laut Ausweis der zwischen ihm und der Randantikline von \odot 383 liegenden Kalksburger Schichten, eine Andeutung der „Himmelswiesenschuppe“ (Welle) von Kalksburg (ROSENBERG, 1938, 1948, 1961 a) (Persistenz tektonischer Motive!).

Nordost unter Kote 383, in der Senke nordwestlich vom alten Bahnhof, erscheint die Randantikline störungsbedingt (Karte) unterdrückt. Erst knapp südwestlich des mittleren Wienergrabens stellt sie sich, nordöstlich axial aufstrebend, mit Rhät wieder ein, um weiterhin, im Leopoldsdorferwald, mächtig anzuschwellen.

In diesem Gebiet ist die Randantikline, wie neuerdings allseitige Messungen im Aufnahme-raum auch für diesen bestätigt haben, eine ausgesprochene Pilzfalte (MARINER, 1926 b, ROSENBERG, 1938, 1949, 1961 a, 1963 c). Die beidseitige „Würgung“ ist mehrfach aufgeschlossen, westlich Kote 415 lokal der Kuppelschluß doppelseitig einmeßbar (Karte). Bauwackenzüge deuten Querstrukturen an.

Diesen Bau innseitig flankierend, ist der Südstrang der Frankenfesler Decke, ihr innerstes Element an der Grenze gegen die Lunzer, die „Liesingmulde“ SPITZ', zumindest zum allergrößten Teil, eine isoklinal gelagerte

¹⁾ An deren Westseite die Randantikline südversetzt verläuft (1961 b).

²⁾ Quertal unter „Villa Germania“.

³⁾ Nächstunteres Quertal.

„Gleitbretter“-Packung, verkleidet und begleitet von ausgedehnten Cenomansandstein-Zügen. Diese „Packungen“ bilden mit dem ganzen Jura und Neokom die normale stratigraphische Folge zum Hauptdolomit und Rhät im Südschenkel der Randantikline, in der, deren Tektonik entsprechenden, zumeist innwärts überkippten Lagerung.

Schichtfolge und Tektonik besonders dieses Streifens waren Gegenstand eingehender Untersuchungen des Verfassers, auf die hier nur zu verweisen ist (1937 a, 1938, 1939 a und 1948).

Im „Knick um die Langerramstörung“, wo die Zone sichtlich völlig zerrissen ist, treten am Nordwestfuß des Gaisberg-Gebietes oberhalb und um den Westteil des Verbindungsweges vom „Kaisersteig“ zur unteren Langerram isolierte verquälte Linsen mit Tithon und Neokom auf, die dem Südstrang der Frankenfeser Decke entstammen. Stark intern zerstückelt und zum Teil noch querstehend (in die Zugrichtung der Langerramstörung gedreht), aber süd des Haupttals bereits geschlossen — ein kleiner westlicher Teilstreifen fällt auf die gegenüberliegende Talseite (Karte) — setzt nach dem „Knick“ die Zone am nördlichen unteren Talhang des Gaisberg-Gebietes, verhältnismäßig mächtig wieder ein und zieht im allgemeinen Streichen an und über den Grabenmündungstrichter des Eisgrabens, süd der Kirche von Kaltenleutgeben. Um den „Kaisersteig“, zur Gaiswiese, herrscht „Gleitbretter“-Stuktur (SPITZ).

Der altbekannte Cenomansandstein-Streifen westlich Pfarrhof—„Kirchenwiese“—Nordwestfuß Kote 504 (SPITZ, SOLOMONICA, ROSENBERG) hält sich nicht im Kern einer Mulde (der „Liesingmulde“ SPITZ), wenn das auch so aussieht, sondern steht im Hangendstoß-Bereich der gegen innen ansteigenden Schichtfolge des Südstranges an und wechselt seine Position im Streichen, wie auch sonst in diesem Frankenfeser Südbereich.

Etwa mittens über den Hauptstraßenzug von Kaltenleutgeben muß der Frankenfeser Südstrang das Tal schief in Richtung des allgemeinen Streichens queren und ist erst wieder süd und südost an Kote 383 abgeschlossen. Am Nordostteil dieses Streifenstückes, im „tektonischen ‚Engpaß‘ beim (alten) Bahnhofs“ (MARINER, 1926 b, ROSENBERG, 1939 a, 1948) ist völlige Überstürzung gegen innen sichtbar (Fallzeichen). Im Bereich der Senke nordwestlich vom Bahnhofsgelände und der Kote 398 störungsunterdrückt, tritt die Zone erst östlich dieses Meßpunktes (am östlichen Gernberg) rasch mächtig werdend, wieder auf, baut jenseits vom Wienergraben den Eichkogel \odot 431 mit, streicht über die für die Entschlüsselung so wichtige Obere Kälberhalt und die Untere, von der ab im Kartengebiet nur mehr Rhät und Cenoman aufscheinen. Zwei ausgedehnte, langhinziehende, einander ablösende Cenomansandstein-Streifen begleiten und verkleiden in wechselhafter Ausdehnung diesen großen Abschnitt der Frankenfeser Südflanke.

Diese, sichtlich an die Südzone gebundene, groß- und weiträumige Verbreitung des transgressiven stratigraphisch höchsten Elements der Frankenfeser Decke zeigt auch hier wieder an, daß wir uns tatsächlich in deren südlich-höchsten Teil befinden. In diesem Ostabschnitt ist deutlich ersichtlich, daß sich die transgressive Mittelkreide weder im Kern einer Mulde hält (SPITZ), noch von ihrer Einschichtung an der Deckenüberschiebungsbahn (MARINER) die Rede sein kann (Karte).

Für die Abgrenzung gegen die Lunzer Decke ist generell vor allem auch bestimmend, daß die innseitige Randantikline mit dem Südstrang weithin eine gegen innen zu aufsteigende Schichtfolge aufweist. Deren Überstürzung gegen innen zeigt die Rücklegung zumindest des oberflächennahen Teiles der Deckengrenzfläche an (MARINER).

Da die Verhältnisse im Außenrandgebiet der Lunzer Decke ihrerseits für deren Abgrenzung gegen die Frankenfesler bestimmend sind, empfiehlt es sich, die außenseitige angrenzende Lunzer Falte vor der Deckengrenzfläche zu behandeln.

Das alpenäußere Element der Lunzer Decke, die Höllensteinantikline (SPITZ) muß, der Inverslage der vorderen Randkette des Gebietes zufolge, sekundär aufgerichtet und in unserem Raum überdies weithin gegen innen rücküberlegt worden sein. Ein Stück des Südschenkels erscheint als gegen den Antiklinalkern zu getrieben und an streichender Störung gegen den nördlichen gepreßt.

Von Westen her tritt die Höllensteinantikline aus dem Gaisberg-Gebiet in großer Breite über den ¹⁾ Eisgraben in das der Karte ein. Nur ein mittens stark querverzerrter Strang karnischer Elemente (Grabenanlage!) deutet dort ein, gestörtes, Kuppelzentrum an. Der Südschenkel reicht breit bis zum südlichen Kartenrand, ein Obertrias-Anteil des Nördlichen, über randständigem Karn, fällt durch deckenfrontale Kappung fast gänzlich aus. Am nächstöstlichen Graben, dem zur Vereinsquelle, tritt an Querstörung (Grabenlage!) in großer Ausdehnung der äußere Flügel des Faltenkerns, das westliche Stück des schon den Alten bekannt gewesenen Teiles der Mitteltriasaufbruchzone von Kaltenleutgeben, zutage.

An diesem Teilstück, auf Kote 504, im Rückwandbereich der Steinbrüche vulgo „Eisgraben“-Kaltbrunn, liegt die streichende Störungszone, an der der Südschenkel der Antiklinale bis zur Anpressung an den gut erhaltenen Nördlichen, vorgetrieben erscheint. Im „Eisgraben“-Steinbruch war ein enggeklappter Antiklinalkern kurzzeitig bloßgelegt.

Am karnischen Frontbereich des Nordschenkels ist dessen deckenfrontale Kappung aufgeschlossen (Profil, Tafel 1.). Im Ostteil von Kaltbrunn schneidet das Mitteltrias-Kernstück an seitenfrontal aufgeschlossenem Nord—Süd-Schnitt (Riesenharnisch!) gegen Karn des dort ganz vordringenden Südfügels ab. Mit diesem Vorgriff rückt der Südschenkel der Höllensteinantiklinale und damit ihre Achse gegen den Haupttalgrund. Dieser breitrandigen Blattversetzung entspricht weiter innen, über den oberen Eisgraben, um die Vereinsquelle, vor allem aber West und Nord am Großen Flössel, eine sich in Position und Verlauf der Schicht- vor allem der Oberkarn-Lagen abzeichnende Diagonal- bis Querverzerrung (Karte). Über den unteren Flösselgraben stellt sich alsbald der Südschenkel in das allgemeine Streichen ein. Der Nördliche muß bis etwas westlich vom alten Bahnhof im Talgrund liegen. Süd an Kote 398 (dem östlichen Gernberg) stößt er jedoch an der Nordostflanke der merkwürdigen Kieselkalk-„Depression“ des zum Bahnhofsgelände abfallenden Wiesentrichters mächtig gegen Nordwesten in die Außenzone der Frankenfesler Decke vor, deren Südstrang und Randantikline dort unterdrückt sind. Mit verdoppel-

¹⁾ bei der Kirche mündenden.

tem Karn überschreitet die Hauptmasse des Nordschenkels sodann den unteren Wienergraben. Südlich einiges vor diesem und ost vom Eichkogel ist lokal der hangende Hauptdolomit wieder deckenfrontal gekappt. Beiderseits des unteren Priessnitzgrabens ¹⁾ steht ein innerster Teil des Nordflügels, in aufgeschlossener Engklappung mit dem gegensinnigen Südlichen, in schmalen Streifen noch am rechtsseitigen Haupttalgrund an.

Die Achse der Höllesteinantikline geht also dort noch etwas südöstlich des Kaltenleutgebener Tal-Grundes durch, weiter unten, beiderseits des Zaintales, oberhalb der Waldmühle, liegt sie aber im Tal selbst, das somit dort tatsächlich ein reines Antiklinaltal vorstellt ²⁾.

Der Nordschenkel liegt auch weiterhin ganz auf der nördlichen Talseite, auf der Unteren Kälberhalt dringt er ausspitzend weit in den Südstrang der Frankenfesler Decke vor. Merkwürdigerweise zeichnet sich im Südschenkel der Vorstoß seines nördlichen Gegenparts gegen Kote 398 nicht recht ab; nur ein gewisses Vordringen des südseitigen Karns zwischen dem Flösselgraben und dem Priessnitztal kann man ablesen. An der Ostseite des unteren Zaintales schwenkt der Südflügel radikal gegen das Tal, der südostseitige Muschelkalk-Kernteil verschwindet im Talgrund, bei der Waldmühle ist nur mehr ein schmaler Hangendstreifen des rechtsseitigen Antiklinalflügels vorhanden. Unter der Ruine Kammerstein ist er wieder wesentlich mächtiger.

Bei der Waldmühle muß die Achse der Höllesteinantikline mit Achsenfallen in Richtung Nordosten über das Tal an seine linke Flanke gehen.

In dieser Richtung taucht die Antiklinale so weit ab, daß in der sogenannten „Mauthauszone“, bei „W. H.“ [Mauthaus ³⁾] (ROSENBERG, 1939 a, b) im wesentlichen die gestörte Kuppelregion zutage liegt. So erklärt sich das merkwürdige Schichten-Mosaik dieses schwierigen Abschnittes (SPITZ, MARNER, SOLOMONICA, ROSENBERG). Nordöstlich der Mauthauszone steht, wieder weit vorgebrochen, schon ein Teil des Südflügels an der nördlichen Haupttalseite. Von da ab ist das Kaltenleutgebener Tal ein Isoklinaltal im Südschenkel (ROSENBERG, 1961 a).

Für die Abgrenzung gegen die Frankenfesler Decke ist generell bestimmend, daß auf nahezu kartenbreiter Front, vom Gaisberg-Gebiet bis an die Mauthauszone, die Höllesteinantikline mit ihrem Nordflügel eine gegen außen zu aufsteigende Schichtfolge aufweist.

Da im Südschenkel der innseitigen Frankenfesler Antiklinale der Fall gerade umgekehrt liegt, ist der Abstoß Lunzer/Frankenfesler Decke vor allem durch die Gegenläufigkeit der beidseitigen stratigraphischen Serien zur regionalen Baufrage evident (1963 c).

Vom Westen her, am „Knick um die Langerramstörung“, ist die Spleißung des Deckengrenz-Austrichs zwischen dem 1961 b (absichtlich) offen endend gelassenen Stück östlich der unteren Langerram (l. c., Tafel 28) und dem westlichen Ende des geschlossenen Durchzuges auf vorliegender

¹⁾ Westlich \diamond 378.

²⁾ Dessen Existenz seinerzeit Gegenstand erbitterter Fehde TOULAS gegen RICHARZ gewesen ist! Gerade im reinen Antiklinaltal-Schnitt hatte es TOULA selbst so dargestellt...

³⁾ Heute aufgelassen und gegenwärtig Ruine.

Darstellung problematisch. Wie schon bei 1963 c gesagt, liegt dort wieder einmal eine jener Stellen vor, an denen eine Trennung in „Decken“ prekär wird.

Zweifellos handelt es sich wieder um einen Turbulenzbereich am Knick über einer Querstruktur (1961 b, S. 453 und 454).

Der Südstrang der Frankenfeser Decke ist, wie schon gesagt, über dem Knick gerissen. Zwischen der südwestseitigen Tithon-Neokom-Linse um den Westteil des Verbindungsweges „Kaisersteig“—untere Langerram und dem Westende der Oberjura-Neokom-„Bretter“ am nördlichen unteren Talhang des Gaisberg-Gebietes war keine Verbindung auszumachen, die den Durchzug der Deckengrenze rechtfertigte. Vielleicht ist auch der Mittelstrang der Randantikline zerstückelt. Ihr dürfte das isolierte Hauptdolomit-Stück an der Südwestseite vom talseitigen Ausgang des Karrenweges zur Emmelwiese zugehören.

Im Fehlstück des Südstranges geht, dort unteilbar, Obertrias aus dem Raum der Lunzer Decke des nördlichen Gaisberg-Gebietes durch und zieht im Park des Taubstummeninstitutes (Hauptstraße 125—127) zur Obertrias (mit Schattwalder Schichten!) der Frankenfeser Randantikline von westlich der Bachfurche der untersten Langerram.

In diesem Gebiete scheint die Obertrias der Höllensteinantikline der „Lunzer Decke“ in die Obertrias der Randantikline der „Frankenfeser Decke“ überzugehen!

Daß von Osten her ein Stoß aus der Lunzer Decke, den Grenzstrang der Frankenfeser aufkeilend, lokal scheinbar sogar bis an deren Kieselkalk-Bereich vorbricht (1963 c), ist augenscheinlich, augenscheinlich auch, daß dieser Keil gerade im Winkel des Streichungsknicks eingreift (Verspießung!). Von Westen her wird man wohl Randantiklinen- ja sogar Kieselkalk-Areal der Frankenfeser Decke als bis zur Tiefenlinie des Bacheinschnittes der untersten Langerram im Institutspark reichend annehmen dürfen. Der von gegenüber zustehende „Keil“ wurde somit als solcher aus der Lunzer Decke, unter Verzicht auf eine Deckengrenzverbindung um ihn herum, mit einer beidseitig an die freien Enden der Grenzausstrichseintragungen anschließenden Störungsandeutung umrandet, die mit ihrem Weststück den Bacheinschnitt der untersten Langerram entlangführt (SPITZ, SOLOMONICA).

Im allgemeinen Streichen östlich nach dem „Knick“ ist die Ziehung eines Deckengrenzausstrichs weithin gegeben. Auf der Strecke südlich des Haupttales am Abstoß obertriadischer, meist karnischer Elemente der über längerhin frontal gekappten Höllensteinantikline gegen rücküberschlagene Oberjura-Neokom-„Bretter“ des Südstranges der Randantikline. Jenseits, nördlich des Haupttales, zunächst im „tektonischen Engpaß beim Bahnhof“ zwischen frontalem Hauptdolomit der Höllensteinantikline im Talgrund ¹⁾ und gänzlich rücküberschlagenem Tithon des Randantiklineal-Südstranges darüber. Sodann südseitig um die Kieselkalk-„Depression“ beim Bahnhof. Auf Kote 398 am Vorstoß frontaler Obertrias der Höllensteinantikline zur Frankenfeser Außenzone. Von beiderseits des Wienergrabens über die Obere und die Untere Kälberhalt wieder an langem,

¹⁾ Heute verbaut.

mittens von südrandständigem Cenoman gestütztem Abstoß obertriadischer, öfters karnischer Elemente des stellenweise gekappten Nordschenkels der Höllensteinantikline gegen bis zu schwebender Lagerung rückgeklappte Oberjura-Neokom-Stöße des Südstranges der Randantikline. Auf der Unteren Kälberhalt, gegen die „Mauthauszone“ und den Südschenkel der Höllensteinantikline nordöstlich der Mauthauszone übernimmt völlig das Cenoman der Frankenfesler Decke die Führung am Grenzausstrich.

Dieser ist an einigen Stellen direkt aufgeschlossen. So am oberen Kammstück des Steiges über die Tithon-Neokom-Rippe südlich des alten (Süd-) Parks der früheren „Pension Emmel“, am obersten „Kaisersteig“ unter der Gaiswiese, am Felskopf in der gegen Nordosten gerichteten unteren Schlinge der Gaisbergstraße, hoch in der Rückwand des großen (Rauhacken-) Steinbruchs an der linken Seite des unteren Wienergrabens unter dem Eichkogel (verkehrt liegendes Neokom in schmalem Band über karnischen Rauhacken) und knapp über der südwestlichen Ecke des Steinbruchs „Stb.“ auf der Oberen Kälberhalt.

Wie aus vorstehender Übersicht noch einmal zu ersehen ist, muß die Deckengrenzfläche, steil aus der Tiefe steigend, im oberflächennahen Teil langhin gegen innen rücküberlegt sein (MARINER, ROSENBERG). Dadurch sind im Gebiet rückrandliche Lappen der an sich überschobenen Frankenfesler Decke sekundär über die Lunzer rücküberschlagen.

Auf die Höllensteinantikline der Lunzer Decke folgt innen südseits deren Flösselmulde (SPITZ), ein im großen ganzen isoklinal gegen den Nordwestsektor einschließendes, also sehr eng geschichtetes System, mit dem bekannten, mächtigen langen Neokom-Zug als „Kern“, heftig verfloßt (Karte) mit den beidseitigen stratigraphisch absteigenden Obertrias-Jura-Elementen. Insbesondere am inneren, dem südöstlichen Rand ist die Entscheidung zwischen primärstratigraphischem und tektonischem Ausfall vielfach so gut wie unmöglich. Der äußere, der nordöstliche Rand am Neokom ist sicher weithin tektonisch bedingt. Ein „Mulden“-„Schluß“ ist auch an tiefgehenden Aufschlüssen nicht zu erkennen. Möglich, daß die „Mulde gar keinen Boden mehr hat“ (AMPFERER) (1963 c).

Mit Diagonalverlauf, der Nordverdrehung am Großen Flössel angepaßt, tritt sie von Südwesten her zwischen dem oberen Eisgraben und „Sprudelbrunn“ in das Kartengebiet ein. Stark verbreitert, zieht sie sodann schräg über das in ihrem Bereich morphologisch stark aufgelöste Hauptkammgebiet, die Vereinsquelle und den Südostkamm des Großen Flössels in den Südwestast des Flösselgrabens.

Am Innenrand, östlich Kote 555, westlich des Predigerstuhls \odot 522, beiderseits des Hauptkammes westlich Kote 569 und (knapp) im oberen Südwestast des Flösselgrabens westlich Kote 503 wird das Neokom der Mulde von der Gosau der Lunzer Decke erreicht (SPITZ).

Mittens über den Flösselgraben, den Einschnitt zwischen dem Kleinen Flössel und der Kote 551, quer über das mittlere Priessnitz- und das ¹⁾ Zaintal im allgemeinen Streichen weiterziehend, macht die Mulde dann, zwischen dem Zaintal und dem nächsten, dem Hochgraben (SPITZ-

¹⁾ Durch den Steinbruchsbetrieb „Fischerwiese“ der Zementfabrik seines Mittelstückes verlustig gegangen.

Karte), gegen die Waldmühle zu teilweise die Schwenkung des Südschenkels der Höllensteinantikline zum Haupttalgrund mit. Die internen Jura-Aufbrüche im Neokom an Kote 424 liegen in dieser Spreizungsregion der Flössselmulde. Die größere Juralinse, über den Nordwestkamm der Kote, macht die Schwenkung mit. Mit ihr paßt sich die Flössselmulde nordpartiell dem Abtauchen der Höllensteinantikline zum Kuppeldach der Mauthauszone an. Jenseits, östlich des Hochgrabens, erscheint die Mulde wieder innwärts versetzt; an dieser Zerrung wieder interne, kleinere Jura-Aufbrüche. Im Graben südöstlich unter der Ruine Kammerstein an Störung außenseits verengt und damit stark verschmälert, zieht sodann das muldenzentrale Neokom südlich der Flachkammregion zwischen der Ruine und dem Kalten Waidberg („W. H.“ der Karte) dem Hauptkamm zu.

Ein Ansatz zum zweiten nördlichen Flössselmulden-Streifen schon talseits unter der Ruine Kammerstein (SPITZ) ist zu streichen. Dieses Neokom existiert nicht. Dort liegt eine Schichtfolge Opponitzer Schichten—basale norische Kalke—Hauptdolomit—Rhät—Jurahornsteinkalk—Malmdiphyakalk (der Ruine) vor.

Auf die Flössselmulde der Lunzer Decke folgt innen südseits deren Teufelsteinantiklinale (SPITZ), ein mächtiges, nicht mehr so einheitlich streng gefaltetes Gebilde wie Wellental und Welle vor ihm, zudem um den Hauptkamm von der nordrandlichen Gosau stark verkleidet. Der Außenschenkel ist noch auswärts schmalgetrieben, auch mehrfach stark verdreht, über den Hauptkamm gegen die Gießhübler Mulde zu jedoch wird die Anlage erheblich breiter ausladend. Ein regelmäßig gebauter Innenschenkel ist sicher nicht gegeben. Seine „Ausladung“ ist in der vorerwähnten, südöstlich des Hauptkammes anhaltenden weit verbreiteten Querstauchung begründet (Fallzeichen!), die diesen „Südschenkel“ völlig umfächernd, morphologisch in den gegen Perchtoldsdorf hinabziehenden breiten Rücken ihren Ausdruck findet.

Die an der nördlichen und zentralen Teufelsteinantiklinale hängende Gosau ist nicht nur nordrandlich eingesackt, sondern macht, wie schon angegeben, die Querstauchung eindeutig vielfach mit (Fallzeichen!).

Von Südwesten her tritt die Teufelsteinantiklinale über das Gebiet des Großen Sattels in das der Karte ein und bildet großenteils die morphologische Zentralwölbung des östlichen Höllensteinzuges, mit dem Teufelstein, Hinteren Föhrenberg, Parapluiberg—Vorderen Föhrenberg und dem Kalten Waidberg („W. H.“ der Karte). Nordwestseits reicht sie in die Talschlüsse der in ihrem Bereiche abgehenden Kaltenleutgebener Gräben hinab, südostseits bildet sie den Breitabfall gegen die Senke um die Luisenquelle, zum Tal nördlich des Perchtoldsdorfer Kardinalwaldes und geht in großer Spannweite über den östlichen Kartenrand.

Das südöstliche Rest-Stück der Karte stellt noch einen kleinen Ausschnitt aus dem innen südseits auf die Teufelsteinantiklinale der Lunzer Decke folgenden innersten Element derselben, der Gießhübler Mulde (SPITZ), mit dem Westteil des eine gewisse Sonderstellung einnehmenden Perchtoldsdorfer Kardinalwaldes dar. Unser Anteil an der Gießhübler Mulde bildet in seinem westlichen und südlichen Stück eine Teileinwalmung in der Groß-Mulde. Jura und Neokom des der Gießhübler und dieser Teilmulde

gemeinsamen Außenrandes setzen zur Tiefenfurche der Luisenquelle in steiler Flexur von der Teufelsteinantiklinale nieder und steigen zum Gegenflügel am Kleinen Sattel auf. Die von Südwesten noch hereinragende Gosau von Gießhübl ist um die Luisenquelle sichtlich zum tiefsten mitversenkt (Fallzeichen!), überlappt aber ostwärts das Neokom der Mulde in starker Höhenlage.

Der eigenartige „Knoten“ des Perchtoldsdorfer Kardinalwaldes engt südseitig die „Mulde in der Mulde“ stark ein und entsteigt ihr, gegen Norden aufgebockt, als förmlicher Horst. Daher ist sein westseitiger Grenzgraben tektonisch bedingt. Nordseits steckt ein horst-eigener Jura-Neokom-Streifen, der Einwalmung oder Aufschuppung bedeutet, jedenfalls aber die nordvergente Aufbockung erhellt.

Die mit 1961 a, b und dem Vorliegenden nun weithin im Höllensteinzug abgegrenzten zwei Decken sind keine durch Anschub geschweißten, primär regional getrennt gewesenen sedimentären Bauten, nicht Fremdkörper, was am Abstoß fehlt, ist beiden abgeschert.

Die Engschlichtung aber mag illustrieren, daß im Schnitt über das Kleine Flössel und den östlichen Gernberg die nordrandliche Gosau der Lunzer Decke und die Mittelkreide der Frankenfelder Decke einander auf nur etwa 1100 m nahekommen.

Der Kalkalpen-Nordostsporn am Flysch ist aufgeschlossener Teil des Umstellungsbereiches von der Alpidischen in die (West-)Karpatische Richtung. Der Ausschlag des allgemeinen Streichens in unserem Raume bis gegen Nordosten ist mit der korrelierten Zerschneidung wie Querwalmung des Baues verflochten.

Die Aufschiebung am Flysch wird gegenwärtig als nach-mitteloazän datiert (BRIX). Im kalkalpinen Bereich stützt sich die Datierung der Bewegungsvorgänge auf die Mittelkreide der Frankenfelder, die Gosau der Lunzer Decke und die Ergebnisse PLÖCHINGERS in der unmittelbar benachbarten Gießhübler Mulde (1962 e und 1964 a).

In der Frankenfelder Decke ist mit dem transgressiven (Oberalb-)Untercenoman-Komplex die „Altaustrische Phase“ (TOLLMANN, l. c.) (Austrisch b nach SCHWINNER) gegeben.

Am Deckengrenzausstrich ist jedenfalls Untercenoman gekappt, die Abscherung am Kontakt also später erfolgt.

In der Lunzer Decke zeichnet sich nach PLÖCHINGER (1964 a) eine Schichtlücke zwischen Valanginien und Gargasien ab, die eine Heraushebung in diesem Spatium anzeigt. Das entspricht der „Austroalpinen Phase“ (TOLLMANN [1963], 1964, l. c.). Mit der Transgression der Gosau, im dargestellten Gebiete des Ober-Santons—Unter-Campans, sowie des Maestrichts, sind die Wernigeröder- und die Ressenphase gegeben, das heißt, die Unkonformität scheint überhaupt erst mit der „Intragosauischen Phase“ (OBERHAUSER 1964 d) auf. Nachgosauische Phasen sind nicht mehr einzuengen. Nach neueren und neuesten Erfahrungen scheidet die Laramische Phase als großregionales Ereignis aus.

Morphologisch tritt die „Steilfront der Lunzer Decke über der Frankenfelder“ (1961 b, S. 462) im Gebiet sehr eindrucksvoll in Erscheinung. Mit der tektonischen Front der Lunzer Decke ist sie allerdings nicht identisch.

Was die kleinstufige Frankenfeser Decke der nördlichen Kaltenleutgebener Tal-Seite an deren südlicher mit Steilaufschwung zu einer förmlichen kalkalpinen Mittelgebirgskette überhöht, ist, von Westen her, zunächst einmal im Vordergrund noch gar nicht die frontale Lunzer Decke, sondern die von mächtigem Plassenkalk abgestützten Jura-Neokom-, „Bretter“ der Frankenfeser Decke am nördlichen unteren Talhang des Gaisberg-Gebietes. Die Lunzer Decke der Gaiswiese darüber ist gerade Verebnungs-Stützen, offenbar eines alten Talniveaus, das auch sonst vertreten zu sein scheint (Ruine Kammerstein und, schon außerhalb der Karte, auf der Nordwestkante des Bierhäuselberges). Erst um Kaltbrunn tritt die Lunzer Decke mit dem steilstehenden Außenflügel der Höllensteinantikline über dem Tal die Führung der „Lunzer Front“ an. Das ist aber auch die einzige und kurze Strecke, an der die tektonische Front der Lunzer Decke führt. Schon um den Flösselgraben ist es der Innenflügel der Höllensteinantikline, der hoch an der südlichen Talseite aufsteigt, der Außenflügel, die tektonische Front der Lunzer Decke „stirnt“ ja tief vor der Frankenfeser auf der nördlichen Talseite. Am Teufelstein, Parapluiberg—Vorderen Föhrenberg und Kalten Waidberg aber ist es im wesentlichen der aus der Flösselmulde aufsteigende Außenschenkel der Teufelsteinantiklinale, der inneren Lunzer Decke, der den mächtigen Aufschwung zur Gebirgsfront bedingt. Was an der deutlichen Verflachung um den Zug der „Liechtensteinstraße“ im Hauptkammgebiet Verebnung sein könnte, müßte erst untersucht werden.

Eine tektonische Übersicht im ungefähren Rahmen der SPITZ-Karte (1910) wurde beigelegt (Tafel 2).

Literatur

- 1905a RICHARZ, St.: Die Neokombildungen bei Kaltenleutgeben. — Jahrb. Geol. R.-Anst., Wien, 1904, Wien, 1905, S. 343.
- 1905b TOULA, F.: Geologische Exkursionen im Gebiete des Liesing- und Mödlingbaches. — Jahrb. Geol. R.-Anst., Wien, 1905, S. 243.
- 1905c HASSINGER, H.: Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. — Geogr. Abh., herausgegeben von A. PENCK, VIII. Bd., 3. Heft, Leipzig, 1905, S. 361.
- 1908a RICHARZ, St.: Ein neuer Beitrag zu den Neokombildungen bei Kaltenleutgeben. — Verh. Geol. R.-Anst., Wien, 1908, S. 312.
- 1908b TOULA, F.: Über P. St. RICHARZ' „Ein neuer Beitrag zu den Neokombildungen bei Kaltenleutgeben“ (Verh. 1908, Nr. 14, pag. 312—320). — Verh. Geol. R.-Anst., Wien, 1908, S. 337.
- 1910 SPITZ, A.: Der Höllensteinzug bei Wien. — Mtlg. Geol. Ges. Wien, III. Bd., Wien 1910, S. 351.
- 1913 GRENGG, R. und WITEK, F.: Kleine Beiträge zur Geologie des Randgebirges der Umgebung von Perchtoldsdorf (Niederösterreich). — Verh. Geol. R.-Anst., Wien, 1913, S. 420.
- 1919 SPITZ, A.: Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling- und Triestingbach. — Mtlg. Geol. Ges. Wien, XII. Jahrgang. (Bd.), Wien, 1919, S. 1.
- 1921 FRIEDL, K.: Stratigraphie und Tektonik der Flyschzone des östlichen Wiener Waldes. — Mtlg. Geol. Ges. Wien, XIII. Bd., 1920, Wien, 1921, S. 1.

- 1926a KOBER, L.: Geologie der Landschaft um Wien. — Wien, 1926.
- 1926b MARINER, F.: Untersuchungen über die Tektonik des Höllesteinzuges bei Wien. — Verh. Geol. B.-Anst., Wien, 1926, S. 73.
- 1931 SOLOMONICA, P.: Zur tektonischen Stellung der Kieselkalkzone zwischen Wien und Altenmarkt a. d. Triesting. — Ak. d. Wiss., math.-natw. Kl. Akad. Anz., Nr. 16, Wien, 1931.
- 1934 SOLOMONICA, P.: Zur Geologie der sogenannten Kieselkalkzone am Kalkalpenrande bei Wien und der angrenzenden Gebiete. — Mtlg. Geol. Ges., Wien, XXVII. Jahrg. (Bd.), Wien, 1934, S. 1.
- 1935 BRINKMANN, R.: Bericht über vergleichende Untersuchungen in den Gosau-
becken der östlichen Nordalpen. — Sitzber. Ak. d. Wiss., Wien, math.-natw. Kl.,
Abt. I, 144. Bd., 3. und 4. Heft, Wien, 1935, S. 145 (Beiträge zur Kenntnis der alpi-
nen Oberkreide, Nr. 3).
- 1937a ROSENBERG, G.: Bericht über weitere Begehungen in der Umgebung von Kalks-
burg und Kaltenleutgeben (N.-Ö.). Kalkalpiner Anteil und Flyschrand. — Verh.
Geol. B.-Anst., Wien, 1937, S. 163.
- 1937b KIESLINGER, A.: Die Bausteine der Karlskirche in Wien. — Kirchenkunst, 9. Jahrg.,
Heft 4, 1937.
- 1938 ROSENBERG, G.: Das Gebiet des Wienergrabens bei Kaltenleutgeben (Nieder-
österreich). — Jahrb. Geol. B.-Anst., Wien, 1938, S. 147.
- 1939a ROSENBERG, G.: Neue Fossilfunde und Beobachtungen am Kalkalpennordstrand
bei Wien. — Jahrb. der Zweigstelle Wien der Reichsstelle für Bodenforschung
(früher Geol. B.-Anst.), 1939, S. 177.
- 1939b ROSENBERG, G.: Berichtigung zur Arbeit des gleichen Verfassers: „Neue Fossil-
funde etc.“ im Jahrbuch der Zweigstelle Wien usw., 1939, Bd. 89, H. 1 und 2,
S. 177. — Verh. der Zweigstelle Wien der Reichsstelle für Bodenforschung (früher
Geol. B.-Anst.), 1939, S. 270.
- 1947 KÜHN, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. — Sitzber. *Öst.*
Ak. d. Wiss., Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 156. Bd., 3. und 4. Heft, Wien, 1947,
S. 181.
- 1948 ROSENBERG, G.: Frankenfelder- und Lunzer Decke bei Kaltenleutgeben (Wien).
Wiederaufnahme der Begehungen in den Jahren 1947—1948. — Verh. Geol.
B.-Anst., Wien, 1948, S. 96.
- 1949 ROSENBERG, G.: Erfahrungen bei den Abschlußbegehungen für die „Geologische
Übersichtskarte der Umgebung von Wien“ der Geol. B.-Anst. im Raume Kalks-
burg—Sulzberg (Wien). — Verh. Geol. B.-Anst., Wien, 1949, S. 180.
Manuskriptkarte (1 : 25.000) des Raumes Kalksburg—Kaltenleutgeben, im Archiv
der Geol. B.-Anst., Wien.
- 1952a GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H. und VETTERS, H.: Geologische Karte der
Umgebung von Wien. — Geol. B.-Anst., Wien, 1952.
- 1952b ROSENBERG, G.: Aus dem Gebiete des Gaisberges bei Kaltenleutgeben (Wien). —
Verh. Geol. B.-Anst., Wien, 1952, S. 163.
- 1953a ROSENBERG, G.: Zur Kenntnis der Kreidebildungen des Allgäu—Ternberg —
Frankenfelder Deckensystems. — KOBER-Festschrift 1953, Skizzen zum Antlitz
der Erde. Geologische Arbeiten, herausgegeben aus Anlaß des 70. Geburtstages
von Prof. Dr. L. KOBER, Universität Wien, 1953, S. 207.
- 1953b RUTTNER, A.: Beiträge zur Limnologie der Wienerwaldbäche. Die Geologie des
Untersuchungsgebietes. — „Wetter und Leben“, Sonderheft II, 1953, S. 10.
- 1954a KÜPPER, H., LICHTENBERGER, E. und ROSENBERG, G.: Erläuterungen zur geo-
logischen Karte der Umgebung von Wien. 3. Die Kalkalpen. — Geol. B.-Anst.,
Wien, 1954, S. 10.
- 1954b ROSENBERG, G.: Paul SOLOMONICA (Nachruf). — Mtlg. Geol. Ges. Wien, 45. Bd.,
1952, Wien, 1954, S. 227.
- 1955 ROSENBERG, G.: Einige Ergebnisse aus Begehungen in den Nördlichen Kalkalpen.
A. Kalkalpen-Nordostsporn bei Kaltenleutgeben (N.-Ö.) und am Mödlingbach
zwischen Sulz und Sittendorf (N.-Ö.). — Verh. Geol. B.-Anst., Wien, 1955, S. 197.

- 1956 ROSENBERG, G.: Berichte aus den Nördlichen und Südlichen Kalkalpen. A. Die Actaeonellenkalke von Kaltenleutgeben. B. Begehungen im Gebiete der Langenberge und des Höllensteins bei Kaltenleutgeben. — Verh. Geol. B.-Anst., Wien, 1956, S. 165.
- 1958a ROSENBERG, G.: Begehungen im Gebiete der Langenberge und des Höllensteins bei Kaltenleutgeben (Niederösterreich). — Verh. Geol. B.-Anst., Wien, 1958, S. 96.
- 1958b PLÖCHINGER, B., mit Beiträgen von OBERHAUSER, R., PRODINGER, W. und WEINHANDL, R.: Der Hauptrandbruch des Wiener Beckens im Raume Perchtoldsdorf—Kalksburg. — Verh. Geol. B.-Anst., Wien, 1958, S. 61.
- 1959a POKORNY, G.: Die Actaeonellen der Gosauformation. — Sitzber. Öst. Ak. d. Wiss., Wien, math.-natw. Kl. Abt. I, 168. Bd., 10. Heft, Wien, 1959, S. 945.
- 1959b FABRICIUS, F. H.: Vorschlag zur Umbenennung von „Oberrhätalkalk“ in „Rhätolias-Riffkalk“ (Nördliche Kalkalpen). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., Stuttgart, Jahrg. 1959, S. 546.
- 1960 FABRICIUS, F. H.: Sedimentation und Fazies des Rhät und der Lias-Überdeckung in den Bayerisch-Tirolischen Kalkalpen. — Auszug aus der Diss., Fak. f. allg. Wiss., Technische Hochschule, München, 1960.
- 1961a ROSENBERG, G.: Übersicht über den Kalkalpen-Nordostsporn um Kalksburg (Wien und NÖ.). — Verh. Geol. B.-Anst., Wien, 1961, S. 171.
- 1961b ROSENBERG, G.: Die Bucht der Langenberge zwischen Kaltenleutgeben und Sulz (NÖ.). Ein Beispiel kalkalpiner Baues am Flyschrande. — Jahrb. Geol. B.-Anst., Wien, 1961, S. 443.
- 1961c PLÖCHINGER, B.: Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (Niederösterreich). — Jahrb. Geol. B.-Anst., Wien, 1961, S. 359.
- 1962a ROSENBERG, G.: Bericht aus Judikarien. — Verh. Geol. B.-Anst., Wien, 1962, S. 63.
- 1962b KRISTAN-TOLLMANN, E.: Stratigraphisch wertvolle Foraminiferen aus Obertrias- und Liaskalken der voralpinen Fazies bei Wien. — Erdoel-Zeitschr., Heft 4, Hamburg, 1962, S. 3.
- 1962c KRISTAN-TOLLMANN, E.: Stratigraphisch wertvolle Mikrofossilien aus dem Oberjura und Neokom der nördlichen Kalkalpen. — Erdoel-Zeitschr., Heft 11, Hamburg, 1962, S. 3.
- 1962d FABRICIUS, F. H.: Faziesentwicklung an der Trias/Jura-Wende in den mittleren Nördlichen Kalkalpen. — Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges., 113. Bd., 2. und 3. Teil, Hannover, 1962, S. 311.
- 1962e PLÖCHINGER, B.: Bericht 1961 über Aufnahmen im Bereich der Gosaumulde zwischen Perchtoldsdorf und Sittendorf (Blatt Baden 58). — Verh. Geol. B.-Anst., Wien, 1962, S. A 46.
- 1962f PREY, S. und RUTNER, A.: Bericht 1961 über geologische Aufnahmen im Gebiete von Windischgarsten (O.-Ö.) auf den Blättern 98 (Liez) und 99 (Rottenmann). — Verh. Geol. B.-Anst., Wien, 1962, S. A 51.
- 1962g KÜPPER, H.: Erdgas und Erdöl in Österreich. — Festschrift „Leobener Bergmannstag 1962“.
- 1963a TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. — Wien, 1963.
- 1963b ROSENBERG, G. und ZIRKL, E. J.: Ein Diabas-Vorkommen (Eruptivbreccie) in der Frankenfelsler Decke von Kaltenleutgeben (N.-Ö.). — Verh. Geol. B.-Anst., Wien, 1963, S. 16.
- 1963c ROSENBERG, G.: Bericht 1962 über die Aufnahme in der weiteren Umgebung Wiens. Kalkalpine Anteile bis zur Flyschgrenze auf den Blättern 16 (Preßbaum), 17 (Liesing), 22 (Kaltenleutgeben) und 23 (Mödling) der Karte des ehemaligen Gebietes von Wien 1:10.000. — Verh. Geol. B.-Anst., Wien, 1963, S. A 45.
- 1963d OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. — Jahrb. Geol. B.-Anst., Wien, 1963, S. 1.
- 1963e PLÖCHINGER, B.: Bericht 1962 über Aufnahmen an der Gosaumulde zwischen Hinterbrühl und Sittendorf (Blatt Baden 58). — Verh. Geol. B.-Anst., Wien, 1963, S. A 40.

- 1964 a PLÖCHINGER, B. mit Beiträgen von OBERHAUSER, R. und WOLETZ, G.: Die Kreide-Paleozänablagerungen in der Gießhübler Mulde zwischen Perechtoldsdorf und Sittendorf (N.-Ö.). — Mtlg. Geol. Ges. Wien, 56. Bd., 1963, Wien, 1964, S. 469.
- 1964 b TOLLMANN, A.: Zur alpidischen Phasengliederung in den Ostalpen. — Anzeiger Öst. Ak. d. Wiss., math.-natw. Kl., 1964, Nr. 10, S. 237, Wien, 1964.
- 1964 c TOLLMANN, A.: Übersicht über die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Mtlg. Ges. Geol. Bergbaustud., 14. Bd., 1963, S. 81, Wien, 1964.
- 1964 d OBERHAUSER, R.: Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit. — Verh. Geol. B.-Anst., Wien, 1964, S. 47.

Erläuterungen zu Tafel 1

Die Frankenfelder und die Lunzer Decke um Kaltenleutgeben (NÖ. und Wien).

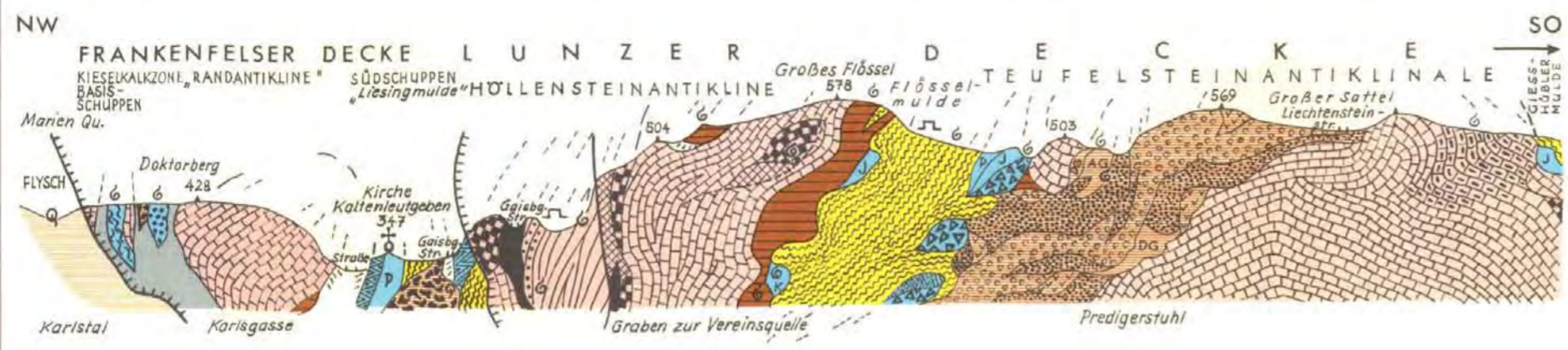
Gerüst: Ausschnitte aus den Blättern Nr. 16 Preßbaum, Nr. 17 Liesing, Nr. 22 Kaltenleutgeben und Nr. 23 Mödling 1:10.000 der Karte des ehemaligen Gebietes von Wien.

Auf den Grundlagen und unter Benützung der Darstellungen von RICHARZ (1905 a und 1908 a), SPITZ (1910) und SOLOMONICA (1934), sowie unter Einarbeitung einer eigenen Manuskriptkarte von 1949, zu einem Großteil neu aufgenommen.

Die lange Störungssignatur am Nordwestrand gibt den Verlauf der Kalkalpen/Flyschgrenze, die gleich bezeichneten langen Störungssignaturabschnitte innerhalb des Kalkalpenbereiches, südlich und nördlich des Kaltenleutgebener Tales, die Grenze Lunzer/Frankenfelder Decke an.

GEOLOGISCHE KARTE DES KALKALPINEN WIENERWALDES UM KALTENLEUTGEBEN (N.O. u. WIEN) von GEORG ROSENBERG, 1964

SAMMELPROFIL durch das in der Karte dargestellte Gebiet in Richtung NW-SE über Marienquelle - G. Flössel - Großer Sattel. Profillänge, in der Geraden gemessen ca. 2,5 km, keine Überhöhung

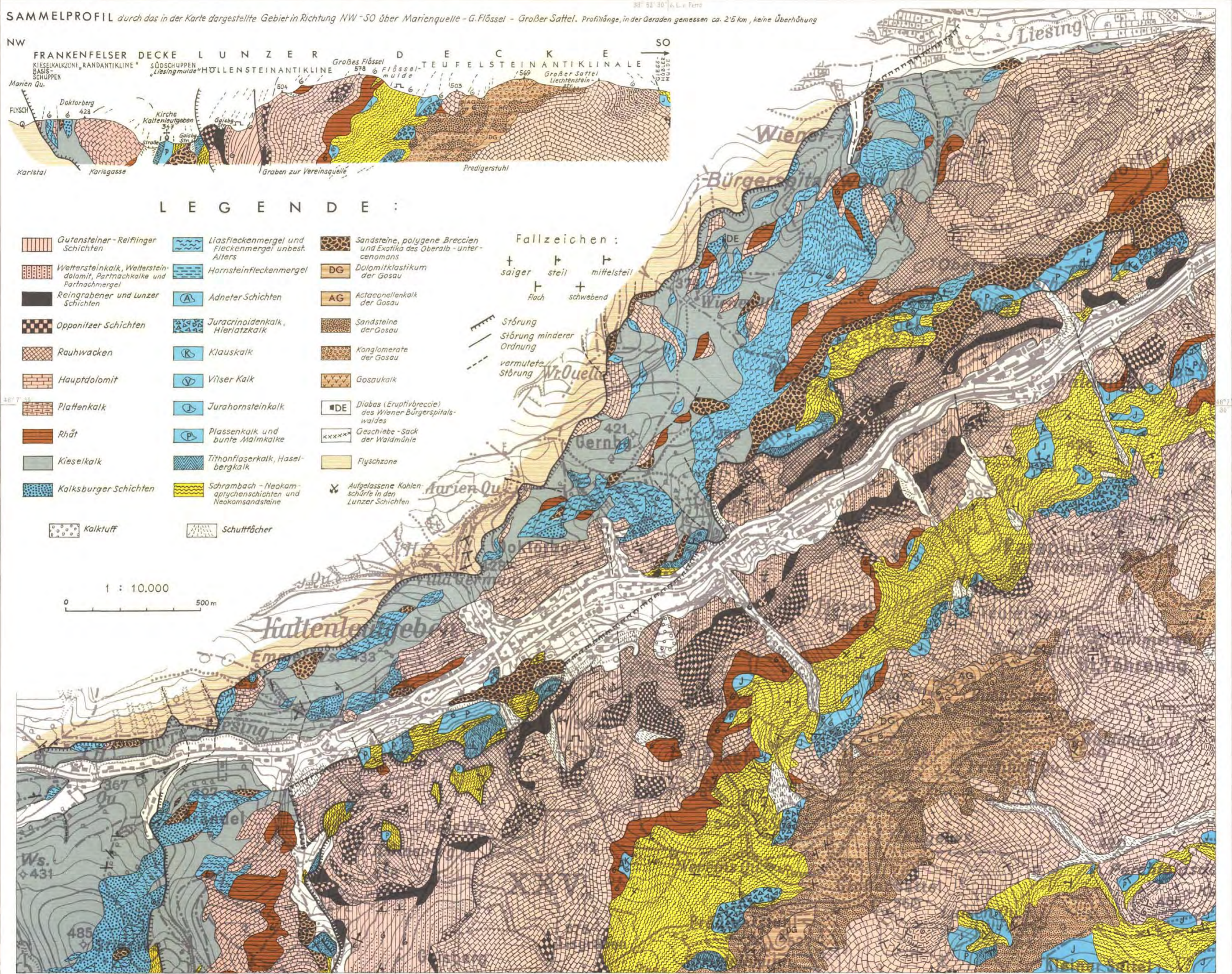
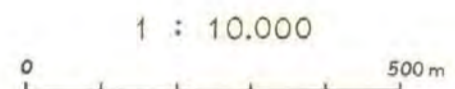


LEGENDE:

- | | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|
| | Gutensteiner-Reiflinger Schichten | | Liasfleckenmergel und Fleckenmergel unbest. Alters | | Sandsteine, polygene Breccien und Exotika des Oberalpen-Unteremans |
| | Wettersteinkalk, Wettersteindolomit, Partnachkalk und Partnachmergel | | Hornsteinfleckenmergel | | DG Dolomiklastikum der Gosau |
| | Reingrabener und Lunzer Schichten | | Adneter Schichten | | AG Actaeonellenkalk der Gosau |
| | Opponitzer Schichten | | Juracrinoidenkalk, Hierlatzkalk | | Sandsteine der Gosau |
| | Rauhwacken | | Klauskalk | | Konglomerate der Gosau |
| | Hauptdolomit | | Vilser Kalk | | Gosaukalk |
| | Plattenkalk | | Jurahornsteinkalk | | DE Diabas (Eruptivbreccie) des Wiener-Bürgerspitalswaldes |
| | Rhät | | Plassenkalk und bunte Malmkalk | | xxxx Geschiebe-Sack der Waldmühle |
| | Kieselkalk | | Tithonfaserkalk, Haselbergkalk | | Flyschzone |
| | Kalksburger Schichten | | Schrambach-Neokamptychenschichten und Neokamsandsteine | | x Aufgelassene Kohlen-schürfe in den Lunzer Schichten |
| | Kalktuff | | Schuttfächer | | |

Fallzeichen:

- | | | | | | |
|--|--------------------------|--|-----------|--|-------------|
| | saiger | | steil | | mittelsteil |
| | Flach | | schwebend | | |
| | Störung | | | | |
| | Störung minderer Ordnung | | | | |
| | vermutete Störung | | | | |

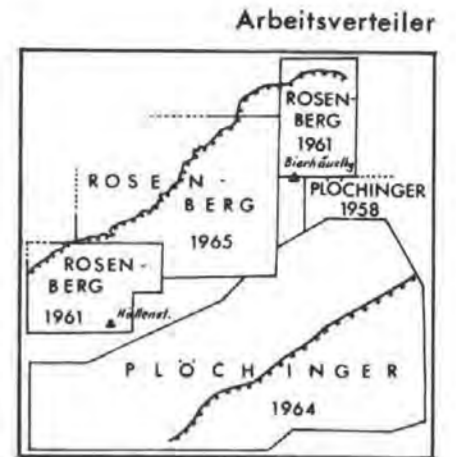
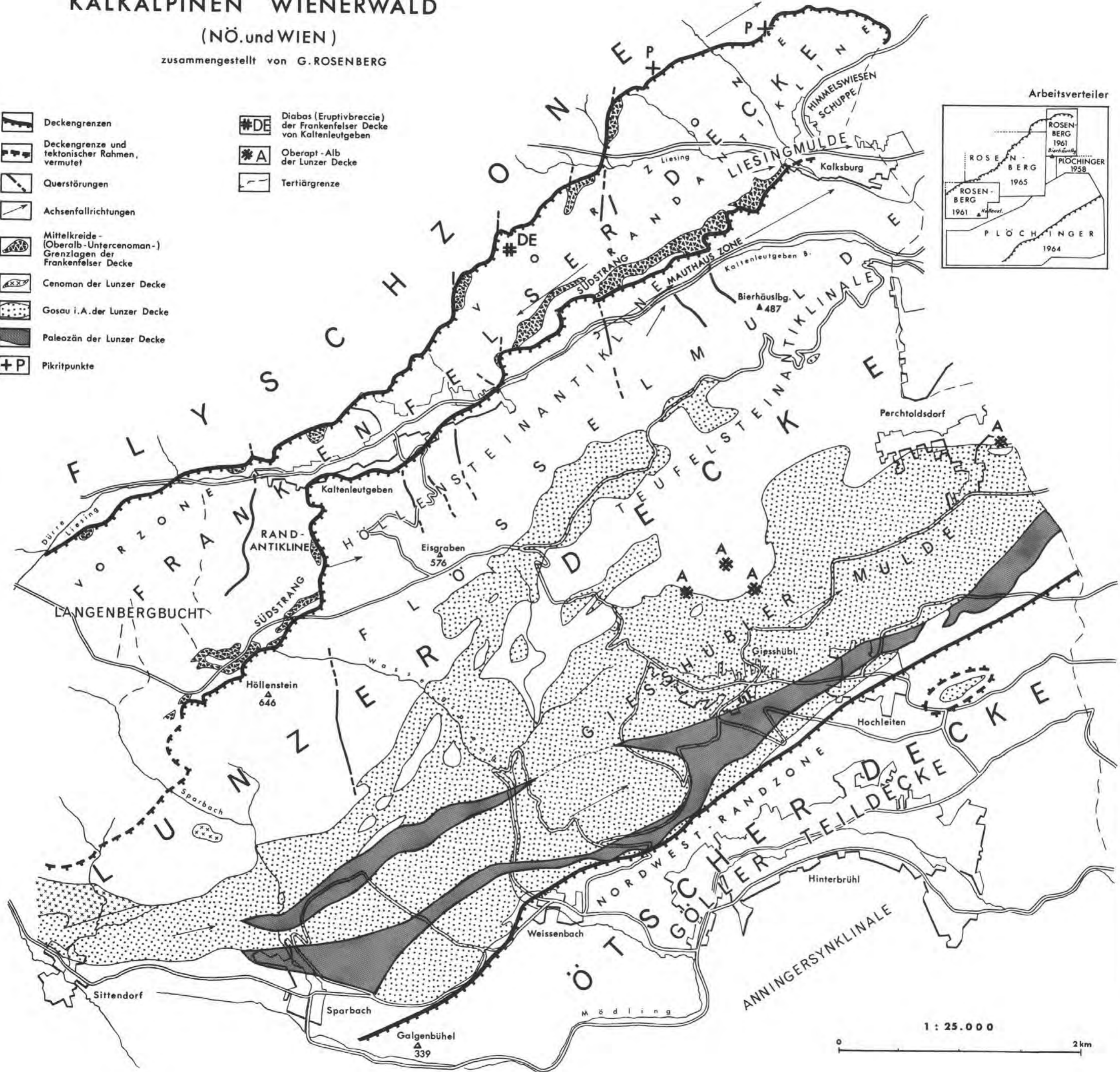


TEKTONISCHE ÜBERSICHT über den NORDOSTSPORN der NÖRDLICHEN KALKALPEN im KALKALPINEN WIENERWALD (NÖ. und WIEN)

zusammengestellt von G. ROSENBERG

-  Deckengrenzen
-  Deckengrenze und tektonischer Rahmen, vermutet
-  Querstörungen
-  Achsenfallrichtungen
-  Mittelkreide- (Oberalb-Untercenoman-) Grenzlagen der Frankenfelder Decke
-  Cenoman der Lunzer Decke
-  Gosau i.A. der Lunzer Decke
-  Paleozän der Lunzer Decke
-  Pikritpunkte

-  Diabas (Eruptivbreccie) der Frankenfelder Decke von Kaltenleutgeben
-  Oberalp-Alb der Lunzer Decke
-  Tertiärgrenze



1 : 25.000

0 2 km

JB. Geol. B. A.	Bd. 108	S. 155—194	Wien, Juni 1965
-----------------	---------	------------	-----------------

Geologie des Ruster Berglandes (Burgenland)

Von Werner FUCHS *)

(Mit 2 Tafeln und 3 Abbildungen)

Inhalt

	Seite
Einleitung	155
Erforschungsgeschichte.....	156
Kristallines Grundgebirge	157
Tertiär und Quartär	160
Allgemeine Übersicht	160
Geologische Detailbeschreibung.....	161
Oberhelvet	161
Torton	165
Untertorton	165
Mitteltorton.....	166
Sarmat	172
Untersarmat	172
Obersarmat	172
Pannon	178
Unterpannon	178
Mittelpannon.....	179
Oberpannon.....	180
Quartär	180
Der Neusiedlersee	182
Tektonik	185
Paläogeographie	189
Zusammenfassung	191
Literatur	192

Einleitung

Dieser Arbeit liegt eine am Geologischen Institut der Universität Wien 1960 abgeschlossene Dissertation zu Grunde. Herrn Prof. Dr. E. CLAR möchte ich für die Aufgabenstellung sowie die stets erwiesene Anteilnahme am Fortgange der Kartierung bestens danken. Herzlichen Dank schulde

*) Adresse des Verfassers: Dr. Werner FUCHS, Geologische Bundesanstalt, Wien III, Rasumofskygasse 23.

ich auch für freundlich gewährte Hilfe und Anregungen den Herren Dr. K. KOLLMANN (Ostrakodenbestimmung), Prof. Dr. H. WIESENER, Dr. A. F. TAUBER, Doz. Dr. A. TOLLMANN, Dr. G. WESSELY und Dr. N. ZADORLAKY-STETTNER.

Erforschungsgeschichte

J. CZJZEK bereiste 1852 als erster Geologe das am Westufer des Neusiedlersees gelegene Arbeitsgebiet und gab seiner Publikation auch ein Profil durch das Bergland bei. Um die Jahrhundertwende, 1879 und 1905, kartierte L. ROTH-TELEGD den Südteil des Leithagebirges, den Ruster Höhenzug und das dazwischenliegende Eisenstädter Becken, wobei die Kristallin- und Sedimentgesteine sehr eingehend studiert wurden.

Seit 1913 widmete A. WINKLER-HERMADEN zahlreiche Arbeiten der Erforschung der Entwicklungsgeschichte des Alpenostrandes, wobei er besonders die Bedeutung junger Tektonik unterstrich und sich damit gegen die Anschauung H. HASSINGERS und F. X. SCHAFFERS wandte. 1927 erkannte er als erster, daß die Ruster Schotter das Liegende des Leithakalkes darstellen. Für die Aufschüttung dieser Sande und Schotter machte er in dieser kurzen Notiz einen Lokalfluß verantwortlich, der ungefähr gleichaltrig mit dem Rosalienfluß wäre. Später (1928) sprach er aber dann wieder von Konglomeraten und marinen Sanden. Im gleichen Jahre stellte WINKLER im Ruster Höhenzug eine Erosionslücke zwischen Torton und Sarmat fest. 1943 hält er die Ruster Schotter für analoge Bildungen des vortortonen Brennberger Blockstromes, die Entstehung teils marin, teils fluviatil. Das Gesteinsmaterial wurde aus einem damals größeren Leithagebirge bezogen. Diese Schuttkegel wären Zeugen der zweiten Teilphase der Steirischen Orogenese. Im Jahre 1928 versuchte WINKLER die Frage der obersarmatischen Schotterablagerungen im Bereiche der Ödenburger Pforte zu lösen. Diese Schotter transportierte eine Urtriesting, deren Quellgebiet im heutigen Oberlauf der Triesting und Schwechat lag. Der Südteil des Wiener Beckens war damals trocken.

Mit der Geologie des Ödenburger Berglandes und der Fortsetzung der Ruster Berge auf ungarischem Gebiete, den Hügeln von Kroisbach, beschäftigte sich M. VENDL 1928—1933.

E. SZADÉCZKY-KARDOSS bearbeitete in seiner Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene 1938 vornehmlich die pliozän-quartären Schichtkomplexe. Darin wurde dem Entstehungsproblem des Neusiedlersees ein ausführliches Kapitel eingeräumt. Er schätzte auch die Wichtigkeit junger und jüngster Bruchtektonik dieses Raumes richtig ein.

Erst 1937 wurde die Hügelkette zusammen mit dem Südteil des Leithagebirges wieder kartiert. J. KAPOUNEK gibt uns genaue Angaben über die einzelnen Schichtglieder. Er versucht, die Ruster Schotter zu deuten. Diese Bezeichnung wurde von ihm geprägt, da diese infolge ihrer besonderen Ausbildung nicht mit anderen Schotterbildungen des Eisenstädter Beckens verglichen werden können. Unbeachtet ließ er die Tektonik.

A. TOLLMANN beendete 1953 die Aufnahme des Neogens am SW-Rand des Leithagebirges zwischen Eisenstadt und Hornstein. Diese Arbeit konnte

bereits auf den letzten Erkenntnissen der Stratigraphie und Tektonik bauen. Er wies erstmals die Gültigkeit der Feinstratigraphie des Jungtertiärs des Wiener Beckens im Eisenstädter Raume nach.

1955 berichtete A. KIESLINGER von rezenten Bewegungen aus dem Ruster Höhenzuge und dem Leithagebirge.

Anläßlich der Herausgabe des Kartenblattes Mattersburg—Deutschkreutz gab H. KÜPPER unter anderem auch Begehungsergebnisse aus der Umgebung von St. Margarethen und Rust bekannt. Gemeinsam mit R. WEINHANDL wurden die neogenen Sedimente feinstratigraphisch untersucht und die Tektonik geklärt.

C. A. BOBIES unterzog 1958 die Pedalion- und Korallenfazies des Leithagebirges und der Ruster Berge einer Prüfung. Es handelt sich hierum um gleichzeitige Seichtwasserbildungen (2—15 m). Nun finden sich aber tortone Sedimente im Leithagebirge bis zu Höhen von 350 und 400 m über dem Meeresspiegel, im zu besprechenden Arbeitsgebiete liegen sie höchstens zwischen 200 und 220 m. Er zieht also den Schluß, daß gewaltige, post-tortone, vertikale Verschiebungen die beiden Horste ergriffen haben.

VENDL kommt bei der Untersuchung der Beziehungen des Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen 1958 auch auf die Grundgebirgserhebungen des Ödenburger und Ruster Berglandes zu sprechen. Sie werden zur „gewöhnlichen Raabalpenserie“ SCHWINNERS bzw. zu den „Semmeringiden“ KOBERS gezählt.

Kristallines Grundgebirge

Der aus kristallinen Gesteinen bestehende Horst des Ruster Berglandes wird fast gänzlich von jungtertiären Sedimenten bedeckt. Nur an drei Stellen gelangt das Grundgebirge bis an die Oberfläche. An einem Punkte konnte der vom eigenen Schutt verhüllte Sockel direkt anstehend beobachtet werden.

Die erste Nachricht über die Kristallinerhebungen geht auf J. CZJZEK zurück. Ausführlich und eingehend behandelte das Kristallin jedoch erst ROTH-TELEGD. Seither aber wurde dieses wichtige Bauelement des Ruster Höhenzuges gänzlich vernachlässigt.

Die südlichste der drei Kristallinauftragungen befindet sich westlich bzw. südwestlich von Mörbisch und nur teilweise auf österreichischem Staatsgebiete. Im Gesteinsschutt herrscht ein geschieferter, muskowitzreicher Granitgneis vor. Die Schieferung wird im Handstück durch dünne, auskeilende Glimmerlagen angedeutet, die den kleine Augen bildenden Feldspat umschließen.

Nachfolgend die Dünnschliffbeschreibung. Schnitt senkrecht auf Schieferung.

Homöogranoblastisches Gefüge

Hauptgemengteile: Feldspat, Glimmer und Quarz

Bei den Feldspaten herrscht stark verzwilligter, meist idiomorph ausgebildeter Plagioklas (Plagioklas III, EXNER 1950) vor. Es sind saure bis

intermediäre Plagioklase. Die meisten weisen starke Verzwilligung auf, und zwar nach Albit-, Periklin- und viel seltener Karlsbadergesetz. Sehr häufig ist eine dichte Füllung der Kristalle zu beobachten, wobei es sich um Hellglimmer — Mikrolith A — handelt, der gleichmäßig verteilt in den Individuen liegt. Wegen der harmonischen Verteilung des Glimmers im Feldspat ist sie als echte Füllung anzusprechen. Die Verzwilligung läßt eine klastische Deformation erkennen. Untergeordnet tritt Mikroklin mit teilweiser flauer Gitterung auf.

Muskowit macht fast den gesamten Glimmergehalt aus. Er bildet gestreckte, polygonale Bögen, was auf eine präkristalline Deformation (in bezug auf ihn selbst) hinweist. Vereinzelt nur kommen schmutziggelblich-pleochroitische Biotitscheiter vor.

Stellenweise tritt hypidiomorph bis xenomorph ausgebildeter Quarz auf, dessen teilweise undulöse Auslöschung und Böhmsche Streifung ebenfalls beweisend für mechanische Beanspruchung sind.

Nebengemengteile sind nur recht spärlich vorhanden. Vor allem Minerale der Epidotgruppe. Der Epidot zeigt idiomorphe, nicht pleochroitische Körner von zirka 0.075×0.045 mm Größe. Daneben Zoisit (0.060×0.030 mm); kleine Granatkristalle sehr selten (mit Sprüngen).

Das besprochene Gestein ist sehr arm an Akzessorien. Äußerst selten findet man Apatit (0.015 mm).

Untergeordnet kommen im gleichen Bereiche graue, feinkörnige, phyllitische Granatglimmerschiefer vor. Sie zeigen makroskopisch schieferungsparallele Quarzlagen (bis 1 cm dick), gut verteilte, durchschnittlich 1 mm große Muskowitblättchen und 2—3 mm Größe erreichende Granaten. Gegen Süden und Südosten nimmt die Häufigkeit dieses Gesteines zu.

Unter dem Mikroskop konnte festgestellt werden (Schnitt senkrecht auf Schieferung):

Stark hetero-lepidoplastisches Gefüge

Hauptgemengteile: Muskowit, Chlorit und Quarz

Vorherrschender Hauptgemengteil ist Muskowit. Er bildet große Scheiter, ist nur selten deformiert. Oft kann man mit Chlorit verwachsene bzw. verfilzte Lagen beobachten. Große Muskowitscheiter sind am Ende häufig aufgezehrt und siebartig zum Teil von Quarz ausgefüllt, zum Teil durchlöchert. Man erkennt, daß die einzelnen Muskowitscheiter aufgeblättert und zerrissen werden und in den Rissen, rekristallisiert, feinkörniger Serizit auftritt (kleiner als 0.015 mm). Ausgedehntere, wirt verfilzte Serizitmassen bergen im Inneren größere, in Aufzehrung begriffene Muskowitblätter.

Der Schnitt durch die Chloritblätter zeigt fächerförmiges Aussehen. Die mit Muskowit eng verwachsenen Chlorite sind nach ihren optischen Eigenschaften als Eisenprochlorite zu bezeichnen. Sie zeigen mittelmäßigen, grünen Pleochroismus und anormale, dunkelblaue bis grauviolette Interferenzfarben. Die schmalen, bräunlichen, deutlich pleochroitischen Lagen mit hoher Doppelbrechung sind als Biotitreste zu deuten, was darauf hinweist, daß der Großteil der Chlorite wahrscheinlich aus Biotiten hervorgegangen ist. Man trifft in den Chloriten schwache, pleochroitische Höfe um Zirkon an, sehr selten um Orthit und Rutil. Auffallend ist, daß sich die opaken Erzkörner hauptsächlich in den Chloriten befinden und dort vor allem neben den Biotitresten angereichert sind.

Die miteinander verzahnten, verschieden großen Quarz xenoblasten bilden zum Teil planparallele Lagen und weisen größtenteils undulöse Auslöschung und etwas seltener deutliche Böhmsche Streifung auf.

Nebengemengteile: Granat ist im Schliiff vereinzelt zu sehen. Er wird von Rissen durchsetzt und zeigt nur teilweise eine Aufzehrung, wobei eine Umwandlung zu Chlorit zu beobachten ist. Die Mehrzahl der Risse ist jedoch von Biotit erfüllt.

Es konnte das vereinzelt Auftreten hypidiomorphen Feldspates festgestellt werden (zirka $0.3 \times 0.222 \text{ mm}$), stets optisch negativ, meist deutliche, undulöse Auslöschung. Es handelt sich hier wohl um Oligoklas bis Andesin.

Sehr selten findet man Kristalle von Epidot ($0.045 \times 0.030 \text{ mm}$).

Ganz selten bemerkt man schöne, aber äußerst kleine Zoisite. In der Längsrichtung sind alle optisch negativ (α -Zoisit). Eines dieser Körner zeigt wunderbar Verzwilligung.

Übergemengteile: Selten kleine Zirkone ($0.030 \times 0.015 \text{ mm}$); Rutil und Orthit sind nur mit je einem Korn belegt. Bei den beobachteten Erzen handelt es sich meist um Magnetkies, daneben etwas Hämatit und Limonit.

Sucht man in den benachbarten Kristallingebieten nach ähnlichen Gesteinen, so findet man diese in den Gesteinsserien der Buckligen Welt und des Rosaliengebirges. Unser Granitgneis entspricht zwar nicht ganz dem eigentlichen Aspanger Granit, ist aber feinkörnigeren Varianten dieses Gesteines, wie sie besonders im Osten und Süden des Wechsels auftreten, gleichzusetzen.

Die Glimmerschiefer bilden hier wie dort die Hülle der Granite bzw. Gneise. Daß sie das ursprüngliche Dach des Granites darstellen, geht aus an vielen Stellen in der Buckligen Welt beobachteten Injektionskontakten hervor.

Wir haben also mit diesen Gesteinen typische Vertreter der Kernserie vor uns.

Die Kristallingesteine, die im Gold- und Seeberg südöstlich von Schützen und Süd des Silberberges bei Oslip zutage treten, bestehen aus dunkelgrünen, feinkörnigen Albitchloritgneisen. ROTH-TELEGD führte sie als feldspatführende Glimmerschiefer an, wobei der Feldspatanteil äußerst gering wäre. Wie die Dünnschliffuntersuchungen ergaben, ist der Prozentsatz an Feldspat aber recht bedeutend, sodaß die Bezeichnung Gneis passender erscheint. Selten sind etwas graphitische Partien dazwischengeschaltet. Das Handstück weist auf den glimmerigen, feinkörnigen Schichtflächen häufig große Muskowitblätter auf. Auch etwas rostbraune Karbonatlagen (Ankerit) und Pyrit finden sich nicht selten.

Die mikroskopische Beobachtung ergab (Schnitt senkrecht auf Schieferung):

Grano- bis lepidoblastisches Gefüge

Hauptgemengteile: Plagioklas, Chlorit, Quarz und Muskowit

Der Plagioklas (optisch meist positiv = Albit, aber auch Oligoklas) tritt uns in zwei Ausbildungsformen entgegen: Vorherrschend sind hypidiomorphe, meist von haarfeinen Spaltrissen parallel [010] durchsetzte Individuen, oft verzwilligt nach dem Karlsbadergesetz, seltener nach dem

Albitgesetz. Nicht selten gibt es Kristalle mit Füllung, bestehend aus winzigen Mineralen, vorwiegend Klinozoisit (Mikrolith C). Es konnte beobachtet werden, daß diese echte Füllung zonar angelegt ist. Der Zonarbau wird an manchen Stellen durch die Anordnung der Einschlüsse besonders verdeutlicht. Dies beweist den zonar verschieden chemischen Aufbau des ehemaligen Kristalls. Außerdem befinden sich in den Chloritlagen spalt-rißlose Rundlinge (zweite Ausbildungsform), die wahrscheinlich ebenfalls Oligoklas sind.

Eng verzahnt in den plagioklasreichen Zonen des Schliffes findet sich Quarz, meist undulös auslöschend, sehr selten Böhmsche Streifung zeigend.

In breiten Lagen ziehen die pleochroitischen (farblos bis blaßgrün), niedrig doppelbrechenden Chlorite durch das Gestein. Es sind Klinochlore bis Pennine. Sehr selten zeigen sich pleochroitische Höfe.

Dicht mit Chlorit verwachsen kommt untergeordnet Muskowit vor.

Nebengemengteile: Im Schriff sehr spärlich trifft man mit Limonit durchsetzte Karbonatxenoblasten an, die ankeritischen Lagen im Gestein entsprechen.

Sehr selten Körner von Epidot.

Übergemengteile: Recht verbreitet. Es sind dies: Rutil (honiggelb, unter anderem knieförmige Zwillinge zeigend) und Zirkon. Äußerst selten Titanit. Hie und da etwas limonitisches Erz (rhythmische Ausscheidung).

Dieses Gestein konnte im Weg, der von Oslip nach Oggau führt, anstehend vorgefunden werden. Im Westen, in der Nähe des jungen Haupt-
randbruches, ist es sehr stark tektonisch beansprucht. Es wird hier von zahllosen, winzigen, zirka N—S-streichenden Klüften durchzogen und ist sehr dünn-schichtig (10—15 cm). Gegen Osten beruhigt sich die Tektonik, und es läßt sich ein anhaltendes NW—SO-Streichen messen (Einfällen 040/50).

Nach der Untersuchung dieses Gesteines drängt sich der Verdacht auf, daß es sich hier um Äquivalente der Wechselserie handelt. Den Albit-
gneisen der Serie nicht ganz vergleichbar, entsprechen sie doch vollkommen den „albitführenden, grünen (chloritischen) Gesteinen“, die in dieser Einheit auch von Wichtigkeit sind (MOHR, 1913).

Zusammenfassend kann also gesagt werden: In der südlichen Grund-
gebirgsinsel tritt uns typische Kernserie entgegen. Im Norden dagegen scheint es, als tauche ein tektonisch tieferliegendes Stockwerk empor, nämlich die Wechselserie.

Tertiär und Quartär

Allgemeine Übersicht

Der Beschreibung der geologischen Beobachtungen an den Sedimenten des vorliegenden Arbeitsgebietes soll hier ein kurzer Überblick vorangestellt werden.

Die Ruster Schotter, mächtige, fluviatile Ablagerungen des obersten Helvets, stellen das älteste Glied der jungtertiären Schichtfolge dar.

Die in diesem Bereiche festgestellten Sedimente des Torton und Sarmats weisen ohne Ausnahme die Fazies von Ablagerungen eines küstennahen, seichten Meeres bzw. des unmittelbaren Küstensaumes auf.

Das tiefere Untertorton, das selbst im Wiener Becken meist nur von Bohrungen her bekannt ist, fehlt. Ebenfalls ganz gering sind die Sedimentreste der Oberen Lagenidenzone, deren Existenz hauptsächlich durch die Spuren der Umlagerung der Ruster Schotter belegt werden konnte. Die großen, detritären Lithothamnienkalkmassen gehören dem Mitteltorton an (Obere Sandschaler- und Bolivinenzone). An ihrer Basis verzahnen sie sich mit Korallenriffen, Heterosteginen führenden Feinsandstrichen und Amphisteginenmergeln. Das häufige Fehlen fossilführender Mergelzwischenlagen ermöglichte leider nicht die kartenmäßige Trennung der beiden Zonen.

Nur wenige Meter dicke, vereinzelte Vorkommen von detritärem Kalk hinterließ das Untersarmat. Erst das untere Obersarmat lieferte wieder bedeutendere Gesteinsmassen, und zwar in Form von Brandungskonglomeraten, Cerithiensandsteinen, detritären Kalken und Deltaaufschüttungen.

Die Sedimente des Unterpannon sind äußerst spärlich vorhanden und obertags nur auf den Beckenrand beschränkt. Die weiten Flächen des bearbeiteten Anteiles des Eisenstädter Beckens werden vom tieferen Mittelpannon — Zone D — erfüllt, wobei der Süden von weißgrauen Feinsanden, der Norden von gelbem, sandigem Tegel aufgebaut werden. Die bei den Bohrungen Ost von Mörbisch angetroffenen Lignite in Sanden sind vermutlich ins Oberpannon zu stellen (Zone F?).

Wahrscheinlich dem älteren Quartär entstammen die hochliegenden Terrassenschotter des Nadjezerawaldes.

Spuren des eiszeitlichen Geschehens schließlich treten uns in der Ebene überall entgegen: Fluß- und Seeterrassen, ein kleines Seebecken, geringe Reste von Schwemmlöß, Solifluktionsschutt, Strukturböden und Windkanter.

Geologische Detailbeschreibung

Oberhelvet

Die neogene Schichtfolge beginnt mit den Ruster Schottern (J. KAPOUNEK, 1939), einem etwas über 100 m mächtigen, aus feinen und groben Sanden bzw. Schottern bestehenden Komplex, der sich vom Nordfuß des Mörbischer Kristallins bis an das Nordende des Ruster Höhenzuges bei Schützen (Gschieß) erstreckt. Diese Schotter bauen obertags den größten Teil des Berglandes auf. Das Alter, die Herkunft und Stellung des Schichtgliedes waren bis jetzt sehr zweifelhaft, da in diesen Ablagerungen bisher noch keine Fossilien gefunden werden konnten.

Die Sande, die die Hauptmasse der „Ruster Schotter“ stellen, und die Schotter bestehen ausschließlich aus kristallinem Material. Grauer bis hellweißer Quarz, feinkörniger Quarzit und häufig stark zersetzter Grobgnais bilden mehr als zwei Drittel der Schottermasse. Sehr oft sind auch feingeschieferter Gneise anzutreffen. Den Rest machen dann, meist untergeordnet, Glimmerschiefer und hornblendeführende Gneise aus.

Interessant war die bei den Begehungen gemachte Feststellung, daß die Ruster Schotter des östlichen Teiles des Berglandes einen vom westlichen Abschnitte verschiedenen Aufbau aufweisen.

Über den Bauplan des Sedimentes im Osten gibt uns in klarer Weise der Aufschluß (alte Sand- und Schottergrube) südlich des Schaffgrubenwaldes bei Rust Auskunft (siehe Abb. 1). Hier ist die lagenweise Anordnung der Ablagerungen recht augenfällig. Grobe Schotterhorizonte wechsellagern mit Sand- und Kieslagen. Die Gerölle, von denen einige Durchmesser von einem Meter und mehr erreichen, lassen deutlich eine längliche, bloß kantengerundete Geschiebeform erkennen. Weiters zeigen die Längsrichtungen der Schotterkomponenten zum überwiegenden Teile in die gleiche Richtung (Einregelung). Lebhaftere Kreuzschichtung findet sich in den ziemlich groben Sanden, die an mehreren Stellen von dünnen Kieslagen und vereinzelt Schottern unterbrochen werden. Die Schichten fallen flach gegen OSO. Eine steil gegen NO geneigte Verwerfung versetzt sie um zirka einen Meter.

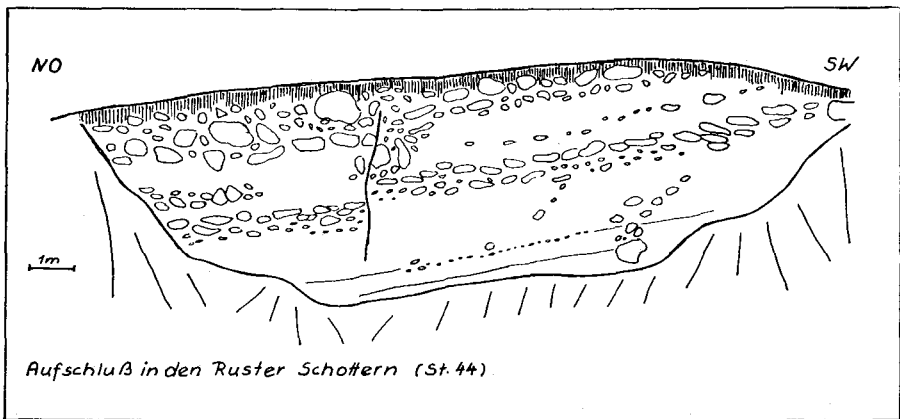


Abb. 1: Aufschluß S Schaffgrubenwald W Rust

Diese Beobachtungen und nicht zuletzt die Größe der Schotter lassen nur die Deutung eines fluviatilen Transportes des Sedimentes zu. Die gleichen Erscheinungsformen können noch an mehreren Orten im östlichen Teile des Höhenzuges, wenn auch nicht so eindrucksvoll, studiert werden (u. a. tiefer Wegeinschnitt des Hinteren Hotterwaldelgrabens NW von Mörbisch).

Der Westen des Berglandes aber zeigt einen ganz anderen Bau der Ruster Schotter. In den tiefergreifenden Weganrissen ist keine lagenweise Anordnung der Schichten zu erkennen. Die einzelnen Schotterkomponenten schwimmen mehr oder weniger ungeordnet in den groben bis feinen Sanden, denen die Kreuzschichtung fehlt. Außerdem unterscheiden sich die Gerölle von jenen im Osten durch die wesentlich bessere Abrollung. Walzen- bis kugelförmige Gestaltung der Schotter ist vorherrschend. Die Korngrößen jedoch sind gleich denen der fluviatilen Ruster Schotter!

Ähnliche Lagerungs- und Formungsverhältnisse wie die soeben besprochenen zeigen die aus demselben Gesteinsmaterial bestehenden und daher mit Sicherheit den Ruster Schottern angehörenden Sand- und Schottervorkommen am Burgstall bei Eisenstadt, am Hohen Stein in zirka 400 m Seehöhe auf dem Leithagebirgskamm und in der Stotzinger Bucht. Die Durchmesser der Schotter sind aber bedeutend kleiner als im Ruster Höhenzug.

Diese Tatsachen verweisen auf eine spätere marine Umgestaltung der fluviatilen Ruster Schotter im westlichen Ruster Bergland und im Leithagebirge.

Der komplizierte Bauplan und das bisherige Fehlen jeglicher Fossilien in den Schichten setzten der Deutung des Sedimentes große Schwierigkeiten entgegen.

J. CZJZEK (1852) erwähnt nur so nebenbei die Schotter, ohne näher darauf einzugehen. ROTH-TELEGD (1879) schildert bereits eingehender den Bestand und das Aussehen des Sedimentes, behandelt aber nicht das Problem ihrer Entstehung und Herkunft. Er hält sie für jüngere Bildungen als die Leithakalke, da er in den Schottern nicht selten Gerölle eines harten Leithakalkes gefunden haben will. Ihre Ablagerung hätte daher erst nach dem Aufbaue des Leithakalkes eingesetzt. Weiters führt er an: „Geht man von der Kogelkapelle zur Straße nach Westen hinunter, so begegnet man bald diesen Schottern, die dann unter jüngeren, pannonischen Schichten verschwinden.“ Nahe dieser Grenze fand er in „diesen Schottern“ Bruchstücke von *Cerithium pictum* und *Tapes gregaria*. TELEGD stellte die Ablagerungen deshalb ins Sarmat. Nun verhält es sich aber folgendermaßen: Leithakalkgerölle sind den Ruster Schottern gänzlich fremd. Beim Hinuntersteigen des Hanges von der Kogelkapelle gegen Westen zur Straße stößt man tatsächlich auf Ruster Schotter (siehe geologische Karte), doch liegen sie nicht den Leithakalken auf, sondern tauchen vielmehr unter diesen bei einem SW—NO-Streichen, flachem SO-Fallen und einer Hangneigung von zirka 30° auf. Sie werden dann vom Beckenhaupttrandbruch abgeschnitten (sie verschwinden nicht unter jüngeren, pannonischen Schichten). Die Sarmatfossilien endlich stammen aus den Kiesen und Grobsanden der Quartärbedeckung (nähere Angaben siehe Kapitel Obersarmat).

KAPOUNEK hält sie für untertortone Bildungen, da ihnen der Leithakalk aufliegt. Weil sich das Sediment mit keinem der Schotterströme des Eisenstädter Beckens in Beziehung bringen ließ, prägt er den lokalen Namen „Ruster Schotter“. (Brennberger Blockstrom: Nur kristallines Material, unsortiert, eckige Form der Komponenten, murenhafter Charakter der Gesamtbildung — Auwaldschotter: Neben kristallinen sehr häufig kalkalpine Gerölle, vereinzelt noch Schotter aus Forellenstein und Eozängesteinen. Nach neuen Ergebnissen [VENDL, mündliche Mitteilung] fluviatiler Entstehung). Die Ruster Schotter sind seiner Meinung nach vorwiegend mariner Entstehung, wobei aber auch Flüsse am Aufbau beteiligt waren. Er meldet jedoch bereits eine interessante Beobachtung, nämlich, daß die Korngröße der Schotter von Süden gegen Norden abnehme, zieht aber daraus keine weiteren Schlüsse.

A. WINKLER-HERMADEN erkannte als erster, daß die Ruster Schotter das Liegende des Leithakalkes darstellen. Die Schotter sind vor dem Torton teils durch das Meer, teils durch Flüsse abgesetzt worden. Das Gesteinsmaterial soll aus einem zu jener Zeit noch bedeutenderen Leithagebirge kommen. Die Sande und Schotter im Leithagebirge (Burgstall usw.) zählt WINKLER einer Serie zwischen Helvet und Torton zu und betrachtet sie für älter als die marinen, untertortonischen Mattersburger Schotter (diese sind im südlichen Mattersburger Becken meist die Basis der tortonischen Ablagerungen). Er setzt sie aber nicht den Ruster Schottern gleich.

Da der Gesteinsbestand der beiden Vorkommen (Ruster Bergland und Leithagebirge) einander gleicht, außerdem Ähnlichkeiten im Aufbau bestehen, ist ihre Identifizierung voll berechtigt. Dies tat schon J. KAPOUNEK, später A. TOLLMANN, und die Ergebnisse meiner Vergleichsbegehungen bestätigen dies. Außerdem kann das Sedimentmaterial nicht aus dem Leithagebirge herrühren, da das Maximum des Geröllbestandes der Ruster Schotter — abgesehen von den untypischen Quarz- und Quarzitschottern — bei den Granitgneisen liegt, einem Gestein, das dort hinter feinkörnigen, parallel struierten Gneisen und Glimmerschiefern fast ganz zurücktritt.

A. TOLLMANN (1955) führt die Bildung der Ruster Schotter auf einen Fluß zurück, der sein Einzugsgebiet im Ruster Bergland und Zuflüsse aus dem Rosaliengebirge oder aus einem Gebirge östlich des Neusiedlersees gehabt hätte. Der Fluß querte das Eisenstädter Becken in Süd—Nord-Richtung, verlief weiter über die heute noch deutliche Querdepression des damals unbedeutenden Leithagebirges und floß durch das trockenliegende, südliche Wiener Becken, um endlich ins Meer, das den Nordteil des Wiener Beckens bedeckte, zu münden. Die Sedimentation der Schotter wäre im obersten Helvet oder im tiefsten Torton vor sich gegangen. Den marinen Charakter der Ruster Schotter im Leithagebirge prägte wahrscheinlich das Meer des oberen Untertortons durch sekundäre Aufarbeitung und Umlagerung.

Ich schließe mich voll dieser Ansicht an. Die Korngrößenabnahme von Süden gegen Norden und somit die Aufschüttung der Flußablagerungen in der gleichen Richtung scheinen durch die Untersuchungsergebnisse einer Reihe systematisch entnommener Proben hinsichtlich ihres Schwermineralspektrums (Granatgehalt) des weiteren bestätigt werden zu können. Die Probenentnahme konnte zwar nicht aus dem gleichen Horizont erfolgen, doch geschah sie immer aus Schichten mit ähnlicher Kornzusammensetzung. Beim Transport und Absatz der Sedimente kommt es nämlich zu einer gewissen Korngrößentrennung der Schwerminerale. Granat und Staurolith reichern sich infolge ihrer fehlenden Spaltbarkeit meist im größeren Material an (WIESENER 1953). Nun konnte bei den Granat-Prozentzahlen eine leicht fallende Tendenz ebenfalls von Süden gegen Norden festgestellt werden. Der Gehalt sinkt (nicht gleichmäßig) von zirka 40% im Süden auf ungefähr 15% im Norden ab. Dies spricht sicherlich für das allmähliche Feinerwerden des Sedimentmaterials gegen Norden zu und für einen Flußverlauf in eben derselben Richtung.

In der näheren Umgebung der Kristallinerhebungen fällt das starke Hervortreten der von dort stammenden Schotterkomponenten auf, die eine wesentlich geringere Abrollung haben als die übrigen Schotter, da der Transportweg nur sehr kurz gewesen ist.

Die Ablagerung der mächtigen Ruster Schotter erfolgte wahrscheinlich nach dem Ende der zweiten Phase der Steirischen Orogenese (Wende Mittel-Ober-Helvet).

Die spätere marine Aufarbeitung und Umlagerung der Ruster Schotter im westlichen Ruster Berglande und im Leithagebirge konnten durch einen Fossilfund in vorliegendem Arbeitsgebiete nun sicher mit dem oberen Untertorton festgelegt werden (Näheres siehe folgendes Kapitel). Es ist dies ein weiterer Beweis, daß der teilweise marine Charakter des Sedimentes eine sekundäre Ursache hat.

Zusammenfassung: Im oberen Helvet herrschte im Eisenstädter Becken, im Gebiete östlich davon und im südlichen Wiener Becken Landzustand. Ein ausgeprägtes Flußnetz durchzog die hügelige, von Norden nach Süden ansteigende Landschaft. Die kurz vorher zu Ende gegangene Gebirgsbewegung hatte verstärkte Abtragung zur Folge. Damals richtete ein Fluß, dessen Quellgebiet vermutlich im SO von Ödenburg lag, seinen Wasserlauf in S—N-Richtung durch das Eisenstädter Becken. Er brachte viel Material aus seinem Oberlaufe mit (Bohrungen SO von Ödenburg ergaben, daß das damalige Bergland den gleichen Gesteinsaufbau besaß, wie er heute noch obertags im Rosaliengebirge oder in der Buckligen Welt [Kirchberg, Aspang] anzutreffen ist [VENDL, 1960]), doch war auch der Zustrom lokaler Gesteinsmassen beachtlich. Der Fluß querte dann die noch jetzt gut sichtbare und heute in zirka 400 m SH gelegene Depression im Leithagebirge (Burgstall, Hoher Stein) und strömte durch das trockenliegende, südliche Wiener Becken (Stotzinger Bucht) dem Meere im nördlichen Wiener Becken zu.

Im oberen Untertorton erfuhren dann die Ruster Schotter im Leithagebirge und Ruster Berglande eine ziemlich starke Umlagerung durch das transgressive, nun auch die Randsäume der gegenwärtigen Becken erfassende Meer.

Torton

Untertorton — Lagenidenzone

Obere Lagenidenzone

Das transgressive Meer des oberen Untertortons hatte im Wiener und auch im Westen des Eisenstädter Beckens mächtige Sedimente in verschiedenster fazieller Ausbildung zur Folge. Das Ruster Bergland wurde aber bloß am Westrande von diesem Meere erreicht, das hier sehr flach war. Es lagerte vor allem die von ihm bedeckten Anteile der Ruster Schotter um, zerstörte deren fluviatiles Aufschüttungsgefüge und rundete die Schotterkomponenten ab. Allfällig gebildetes Sediment war sicherlich nur ganz geringmächtig und fiel der Regression des Meeres während der Unteren Sandschalerzone folgenden Erosion anheim.

Die einzige Stelle, wo Ablagerungen dieser Zone gefunden werden konnten, erbrachte eine Grabung in den Mangerweingärten SO von Schützen. Unter der 25 cm dicken Bodenbedeckung erscheint ein hellgrauer, stark mergeliger Feinsand. Das geschlammte Material enthält — vergleicht man es mit den Proben des Mitteltortons — relativ häufig Angehörige der Lageniden und andere, sonst nirgends beobachtete Foraminiferengattungen. Die endgültige Zuweisung zum oberen Untertorton aber lieferten dann die Ostrakoden. Die charakteristische Form *Echinocythereis asperrima* (REUSS) herrscht eindeutig unter den zahlenmäßig gegenüber den Foraminiferen stark zurückweichenden Ostrakoden (was ebenfalls für Lagenidenzone spricht) vor.

Außer dem zuvor geschilderten Sedimentvorkommen im Norden des Höhenzuges beschränkt sich der Nachweis dieser Zone auf die Umlagerungserscheinungen in den Ruster Schottern. Dieser Vorgang konnte durch einen glücklichen Fossilfund im Einschnitt des Weges, der N des Gaszwickels

in das Bergland führt, zeitlich sicher festgelegt werden. Die S-Wand des Hohlweges zeigt auf mehrere hundert Meter Länge grobe, ungeschichtete Sande, darin ohne jede Anordnung Kiese und Schotter kristalliner Herkunft, die gut gerundet sind, schwimmen. Der Durchmesser der Schotterkomponenten beträgt durchschnittlich 10—15 cm. Aus einer feinsandigen, etwas mergeligen Partie des Aufschlusses wurde eine Schlammprobe entnommen, die bei der Untersuchung eine ziemlich reiche Mikrofauna und unbestimmbare Gastropodenreste ergab. Die zahlreich vertretenen Foraminiferenarten sind für die genaue Einteilung wenig wertvoll gewesen. Ihre Vergesellschaftung weist nur auf das tortone Alter hin, da Vergleiche mit der marinen, helvetischen Fauna des außeralpinen Wiener Beckens und jener der oberhelvetischen, brackisch-limnischen Schichten des Korneuburger Beckens negativ verliefen. Erst die Bestimmung der wenigen Schalen und Schalenreste der Ostrakoden ergab sicheres oberes Untertorton. Es ist dies *Haplocytheridea dacica dacica* (HEJIAS), ein Ostrakode, der im Wiener Becken in der Oberen Lagenidenzone (Auftreten im tieferen Untertorton sehr selten) vorkommt, dann verschwindet und erst wieder mit dem Untersarmat auftaucht. Die Möglichkeit, daß hier vielleicht eine Aufarbeitung während des Untersarmats stattgefunden hat, wobei auch tortone Sedimente davon erfaßt worden sind, die die Fauna lieferten, besteht nicht, da das untersarmatische Meer nicht so weit gegen Osten reichte; außerdem fehlen den Sanden und Schottern tortone Sedimentreste.

Weniger schön und deutlich kann diese Umlagerung der Ruster Schotter noch in einigen etwas tiefer eingeschnittenen Wegen an der W-Seite der Hügelkette gesehen werden. In den umliegenden Feldern und Weingärten ist diese Beobachtung nur mehr sehr schwer zu machen. Es mußte deshalb auf eine Trennung der ursprünglichen, fluviatilen Ruster Schotter von den marin umgelagerten verzichtet werden.

Mitteltorton — Sandschaler- und Bolivinenzone

Die weitgreifende Transgression der See in der oberen Hälfte des Mitteltortons (Obere Sandschaler- und Bolivinenzone) hinterließ auch in diesem Gebiete stellenweise sehr ansehnliche Sedimentmassen. Die Ablagerungen O von St. Margarethen sind zirka 110 m, die im Osten von Osip ungefähr 45 m mächtig: Das auffallend rasche Abnehmen der Sedimentmächtigkeiten gegen O läßt darauf schließen, daß sich damals in ziemlicher Nähe (vermutlich im Gebiete des O-Teiles bzw. des O-Ufers des heutigen Neusiedlersees) noch Festland (Bohrung Podersdorf: Pannon liegt direkt dem kristallinen Grundgebirge auf) oder Untiefen befanden (Bohrung Frauenkirchen: Zwischen Pannon und Kristallinbasis wenig mächtiges Torton und Sarmat). Dabei sanken die küstenferneren Teile rascher ab als die unmittelbaren Küstenstreifen selbst. Wir haben also mit ursprünglich waagrechten bis leicht gegen W hin geneigten Schichten zu rechnen, während das heutige schwache O- bis SO-Einfallen durch viel jüngere Tektonik (Mittelsarmat) bewirkt wurde.

Alle vorgefundenen Sedimente sind Bildungen der Randfazies. Das Meer war sehr flach, sodaß sein Boden noch im Wellenschlagbereiche lag. Der Nulliporenrasen, der der Hauptsedimentbildner war, wurde daher nach dem Absterben meist zerbrochen, zerschlagen und zerrieben und zusammen

mit anderem Organismengrus von der Strömung verschleppt, an günstigen Orten abgelagert und nur leicht oder überhaupt nicht diagenetisch verfestigt (= Riffhalde. Unter den im folgenden oft erwähnten „detritären“ Leithakalken sind diese Bildungen zu verstehen). Die Mehrzahl der mergeligen oder sandigmürben Zwischenlagen entsprach, was ihre Fossilführung betraf, leider oft nicht den Erwartungen, sodaß eine getrennte Ausscheidung der beiden Zonen des oberen Mitteltortons in der geologischen Karte unmöglich war.

Obere Sandschalerzone

Die Sedimente dieser Zone weisen die größte, fazielle Mannigfaltigkeit des Tortons im vorliegenden Arbeitsgebiete auf. Ihre Lagerung und Verzahnung konnten besonders gut in den besterschlossenen Steinbruchgebieten von St. Margarethen und Oslip studiert werden.

Das St. Margarethener Steinbruchgebiet

Dieser Abschnitt bietet wohl die schönste und reichhaltigste Sedimententwicklung des Ruster Berglandes. Außerdem konnte hier die größte Schichtmächtigkeit des oberen Mitteltortons verzeichnet werden (zirka 110 m).

Das Gebiet war erst vor kurzem von H. KÜPPER (1957) genau stratigraphisch und tektonisch untersucht worden. Er unterscheidet drei „Kalkgruppen“, die voneinander durch Mergelzwischenlagen getrennt sind. Das untere Schichtpaket rechnet er der Lagenidenzone, das mittlere der Sandschalerzone und das obere schließlich der Bolivinenzone zu. Vorliegende Ergebnisse zeigen aber, daß die untere und mittlere Kalkgruppe der Oberen Sandschalerzone angehören.

Die Basis der unteren Kalkgruppe bilden mürbe, detritäre Leithakalke, die hauptsächlich von mehr oder minder fein zerriebenem Nulliporengrus, zerbrochenen, flächenhaften oder kugeligen Bryozoenkolonien, von Stacheln und anderen Resten von Seeigeln, Schalenentrümmern von dickwandigen Austern und Pecten und von zahlreichen Steinkernen verschiedener Bivalven und Gastropoden aufgebaut werden. Dieses im bergfeuchten Zustand relativ weiche und leicht zu bearbeitende Gestein wird an seiner Oberfläche durch den vom Regen gelösten Kalk stärker verkittet und daher hart und zähe.

Am N-Hang des Kogelberges und seiner östlichen Nebenkuppen wird stellenweise der detritäre Leithakalk von feinkörnigen, nur wenige Meter mächtigen Sandstrichen abgelöst. Die ungeschichteten Sande haben neben dem Kalzitgehalt auch einen beträchtlichen Prozentsatz an Quarz und Glimmer, der von den darunterliegenden Sanden des Ruster Schotterkomplexes herrührt. Sie beinhalten viele Steinkerne von Bivalven und Turritellen, daneben kommen nicht selten die sandliebenden Clypeaster und Scutellen vor. Makroskopisch gewahrt man schon die Heterosteginen, die keine Skulptur besitzen und durch einen komplizierteren Sekundärseptenbau ausgezeichnet sind (*H. costata laevitesta* PAPP & K. KÜPPER).

Über den Sanden bzw. sich mit diesen und den vorher besprochenen, mürben Leithakalken verzahnend, breiten sich über den gesamten N-Hang der Kogelberge zunächst ziemlich mächtige Korallenkolonien aus, die aber schon nach wenigen Metern gegen S wieder abtreten, um in den tieferen Teilen den mürben, detritären Leithakalken, in den hangenden Partien mürben, mergeligen Kalksandsteinen Platz zu machen. Es sind Stücke der

Orbicella reussiana mit *Pyrgoma multicostatum* SEG. als parasitären Lebensgenossen. Daneben sieht man recht oft Steinkerne von *Pedalion*, seltener von *Cardien*, häufig dicke Austernschalenreste. Nach dem Tode der Korallenkolonien wurden sie von Lithodomen besiedelt, deren Steinkerne und Bohrgangausfüllungen in den Kalken gut zu beobachten sind.

Die Sandstriche mit den häufig auftretenden Seeigeln zusammen mit den Korallen konnten mit denen für die Obere Sandschalerzone geradezu typischen, von TOLLMANN aus dem Leithagebirge beschriebenen parallelisiert werden. Überdies finden sich keine skulptierten Heterosteginen mit einfacher Septenanordnung (*H. c. praecostata* P. & K. K.), wie sie für die Lagenidenzone charakteristisch wären.

Wie schon erwähnt, gehen die hangenden Teile der Korallenkalke gegen S in mürbe, stark mergelige Kalksandsteine über. Diese tauchen dann unter die mittlere Kalkgruppe. Der tiefste Teil des großen Steinbruches erschließt diese Schichten wieder, in denen häufig gut erhaltene Exemplare von *Pycnodonta navicularis* (BROCC.) eingebettet sind. Die Mikrofauna beweist die zeitliche Einstufung.

Die Gesamtmächtigkeit der unteren Kalkgruppe beträgt zirka 25 m.

Ungefähr zwei bis drei Meter mächtige Mergel trennen die untere Kalkgruppe von der mittleren. Zwischen der Kapelle und dem Kogelkreuz sind sogenannte Amphisteginenmergel erschlossen. Die massenhaft vorkommenden Großforaminiferen werden von einem grünlichweißen, mergeligen „Bindemittel“ umgeben. Die vorgefundene Mikrofauna gehört der Oberen Sandschalerzone an.

An der Sohle des großen Steinbruches tauchen nun im gleichen Horizonte wie die Amphisteginenmergel hellgelbbraune, manchmal auch schwach grünliche, tonige Mergel auf, die nur eine äußerst spärliche Mikrofauna lieferten. Spaltet man die einzelnen Platten des Mergels, so sieht man stellenweise Anhäufungen von Fischschuppen, seltener finden sich wohl erhaltene Fischskelette.

Die große, fazielle Verschiedenheit der beiden Mergel spricht gegen einen allmählichen Übergang oder eine Verzahnung. Sie dürften beide vielmehr bald gegen das Berginnere zu auseinandergehen. Die ersterwähnten Mergel deuten absolut auf küstennahes, sehr seichtes Milieu, die letzteren dagegen auf eine von der Strömung abgeschlossene, ruhige, wenig lebensfreundliche Bucht.

Darauf lagern die detritären Leithakalke der mittleren Kalkgruppe. Sie zeigen das gleiche Bild wie die schon früher beschriebenen, mürben Kalke. Nur über den gelbbraunen Mergeln weisen die ersten zwei Meter reichlich kiesgroßes, gerundetes, kristallines Material auf, das gegen oben immer seltener wird. Es scheint, als hätten hier stärkere Wasserbewegungen, die sogar den Untergrund der tortonen Sedimente, die Ruster Schotter, aufwirbelten, endlich die Barriere der Bucht gebrochen und die Verbindung mit dem offenen Flachmeer wiederhergestellt. Diese unreinen Kalke geben häufig Fischzähne frei.

In den gleichmäßigen, ungebankten, nur von einigen synthetischen und antithetischen Verwerfungen mit geringen Sprunghöhen durchzogenen, detritären Kalken liegen die großen Steinbrüche. Beim Fortschreiten des

Abbaues war man einige Male auf fast vollständig erhaltene Wirbeltierskelette gestoßen (Seekuh und Zahnwal). Aber auch vom Festlande verschleppte Knochenreste eines kleinen Hirschen und eines Nashornes entdeckte man.

Die abbauwürdigen Kalke gehen gegen W in von noch jetzt wirksamer Tektonik zerrissene, etwas unreine Typen über. Hier sind flächenhafte Bryozoenkolonien, lagenweise auftretende Nulliporen (vielleicht Stellen eines hier gewachsenen Algenrasens) und nicht selten bis zu 5 cm Durchmesser erreichende, gut abgerollte Quarzgerölle häufig (Eisenbahneinschnitt).

Die Mächtigkeit der mittleren Kalkgruppe liegt um 40 m.

Das Osliper Steinbruchgebiet

Auch hier erschließen zahlreiche Steinbrüche die Schichtfolge, die in ihrer faziellen Entwicklung der von St. Margarethen gleicht. Die Mächtigkeit beträgt aber nur zirka 45 m.

Die Basis bilden im S mürbe, an der Oberfläche jedoch harte, detritäre Leithakalke von schon bekanntem Aufbau. Das Liegende der Kalke stellt eine ungefähr 20—30 cm dicke, vollkommen aus Bivalven-, seltener aus Gastropodensteinkernen aufgebaute Bank dar mit unregelmäßiger Grenzlinie zu den darunter befindlichen, groben, den Ruster Schottern angehörenden Sanden. Diese bestehen vorwiegend aus Quarz und Glimmer, selten eingebettete Gneisgerölle. Sie führen keine Fossilien. Es ist die einzige Stelle, wo der direkte Kontakt Ruster Schotter tortone Bildungen aufgeschlossen ist. Bei den beiden von ΚΑΡΟΥΝΕΚ beschriebenen Punkten am Silberberg und Goldberg (O Oslip) handelt es sich nicht um Sande der Ruster Schotter, sondern um solche des Mitteltortons.

Die mürben, detritären Leithakalke tragen im S ein schön ausgebildetes Korallenriff (Silberberg). Neben *Orbicella reussiana* massenhaftes Auftreten von Pedalionsteinkernen, seltener die von anderen Muscheln, sehr häufig Pyrgomen. Auch da ist der postmortale Befall durch Bohrmuscheln feststellbar. Diese Riffkalke gehen jedoch gegen O nach ein paar Metern in schlechtgebankte, nulliporenreiche, mürbe Kalke über.

Gegen N, ungefähr die Mitte des Osliper Tortons einnehmend, begegnen wir sehr feinkörnigen, 15—20 m mächtigen Sanden, die im Aussehen und Fossilinhalt vollkommen mit denen von St. Margarethen übereinstimmen. Die Sande führen neben dem Kalzit wieder reichlich Quarz und Glimmer.

Zum ersten Male sehen wir sie, von S kommend, am S-Ausgange des großen Osliper Steinbruches. Feine, von schmalen Mergellagen erfüllte Klüfte parallel dem Haupttrandbruche (also N—S-streichend und gegen W fallend) durchziehen den Aufschluß. Dünne Mergel- (ohne Mikrofauna) und Kiesschichten zeigen ein schwaches OSO-Fallen an und werden durch die erwähnten Klüfte nur um 15 cm versetzt. Selten finden sich Bivalven- und Gastropodenschalen, die aber ihrer Zartheit wegen nicht gewinnbar waren.

Die Sande tauchen unter die echten Leithakalke des großen Steinbruches und kommen dann in der Gegend der Osliper Sandgrube wieder zum Vorschein. Darin liegen nicht selten gut gerundete Quarz- und stark zersetzte Gneisgerölle. Sie führen massenhaft Scutellen, seltener Clypeaster, häufig

Bivalvensteinkerne, besonders im mittleren Teil des Aufschlusses (fast bankartig angereichert). Heterosteginen (*H. c. laevitesta* P. & K. K.) und abgerollte Nulliporenästchen treten weniger hervor. Gelegentlich werden auch Fischzähne gefunden. Dieses Vorkommen entspricht den typischen Sandlagen der Oberen Sandschalerzone. Die Grube läßt zahlreiche N—S-streichende Klüfte erkennen, denen sich etwas untergeordnet, aber deutlich zirka W—O-streichende Verwerfungen zugesellen. Beide Systeme weisen nur geringe Sprunghöhen (meist nur wenige Zentimeter) auf, unterstreichen aber gewissermaßen die Bedeutung der N—S- und der O—W-verlaufenden Großstörungen dieses Raumes.

Der Sandkomplex vertritt im Mittelteil des Osliper Gebietes das ganze, sicher der Oberen Sandschalerzone zuordenbare Schichtpaket.

Eine O—W-streichende Störung schneidet die Sande gegen N ab. Es schließen wieder detritäre, etwas härtere, nulliporenreiche Kalke an. Mehrere weiche, gelbbraune, 10—15 cm dicke Mergellagen ergaben eine reiche und typische Mikrofauna. Die Schichten fallen gegen N, also gegen das Grundgebirge, wobei sie von vielen W—O- und N—S-Verwerfungen förmlich zerstückelt werden.

Dem faziell sehr verschiedengestaltigen Schichtpaket folgen nun Leithakalke, deren Alter nicht genau bestimmt werden konnte, die aber der Vollständigkeit des Profils halber gleich hier erwähnt werden sollen. Der große Steinbruch erschließt auf 100 m Länge und 10—15 m Höhe die einzigen im Ruster Berglande aufgefundenen, echten Leithakalke. Die dickbankigen und sehr harten Kalke sind diagenetisch stark verfestigt, sodaß keine erkennbaren Organismenreste entdeckt werden konnten. Der Aufschluß wird von einer großen, zum Beckenrandbruch parallel verlaufenden Störung durchzogen, deren Verwerfungshöhe jedoch nur sehr gering sein dürfte. Die Schichten fallen mit 10° gegen OSO.

Diese echten Leithakalke verzahnen sich gegen N und gegen das Hangende zu wieder mit sehr mürben, oft stark sandigen, detritären Typen. Eine besonders locker gelagerte Stelle ist durch das Massenaufreten von Steinkernen ausgezeichnet, unter denen die von *Panopea menardi* DESH. und Turritellen die häufigsten sind.

Im Norden des Arbeitsgebietes konnte durch Grabungen ein neuer Fleck tortoner Sedimente entdeckt werden. Gelblichweißes, mergelig-sandig-grusiges Nulliporenmaterial führt die für die Obere Sandschalerzone charakteristische Mikrofauna.

Bolivinenzone

Sie ließ sich nur an einer einzigen Stelle nachweisen. Die Mikrofauna der Mergelzwischenlagen, die die obere Kalkgruppe von der mittleren im St. Margarethener Steinbruchgebiete scheidet, konnte sehr gut dieser Zone zugewiesen werden. Es sind mehrere 5—10 cm dicke, grünbraune, sandige Mergelbänder, die den sehr mürben, oft grobsandig aufgelockerten, nulliporenreichen, detritären Leithakalken zwischengelagert sind. Unter den häufigen Ostrakoden fanden sich verhältnismäßig viele Cytheruren, die eigentlich für etwas tieferes und ruhigeres Wasser sprechen. Nun aber war der Meeresboden hier nicht viel tiefer als in der Umgebung. Es hat wahrscheinlich eine von der Strömung und vom offenen Flachmeer abge-

schlossene Bucht vorgelegen, und es ist eine bekannte Tatsache, daß in solch ruhigen Meeresteilen die biologischen Tiefengrenzen nach oben geschoben erscheinen. Ansonsten ist die obere Kalkgruppe durch das besonders starke Hervortreten des Kalksandsteincharakters der detritären Leithakalke ausgezeichnet.

Oberes Mitteltorton im allgemeinen

Der flächenmäßig größere Teil der tortonen Sedimente lieferte nur die untypische Leithakalkfauna, weshalb eine genaue Zuordnung nicht möglich war.

Östlich an die Kalksandsteine des St. Margarethener Steinbruchgebietes schließen sich mächtige, fast nur aus lockerem Nulliporengrus bestehende Bildungen an. Dieses Sediment enthält zahllose Pecten- und Austernschalenreste, die von Serpelnröhren oder von flächigen Bryozoenkolonien bedeckt sind. Von ähnlichem Aufbau ist das breite Band, das sich vom Schaffgrubenwald nach N bis nach Oggau hinzieht. Besonders reich an Steinkernen der Leithakalkfauna ist der Aufschluß am Ausgange des Rittergrabens. Mergelige, weniger grusige Zwischenlagen ohne kennzeichnende Mikrofauna führen dort zu einem Quellaustritt. Die Nulliporengrusmassen werden örtlich durch geringmächtige, detritäre Leithakalkbänke ersetzt, die manchmal kristalline Gerölle in sich bergen und dann sehr hart und spröde sind, aber viele Steinkerne und Abdrücke zeigen.

Ebenso sieht das Tortongestein um Oggau aus. Dem vorwiegend grusigen Nulliporenmaterial sind schmale, plattige, detritäre Leithakalkbänke eingeschaltet.

Der Steinbruch bei der Rosalienkapelle im Norden hat folgendes Profil: Im Liegenden einige Meter locker gelagerter Nulliporengrus mit Pecten und Austern, Serpeln, Bryozoen und Amphisteginen. Darüber liegen durchschnittlich 4 m mächtige, feste, detritäre, nulliporenreiche Kalke. Die Schichten fallen sehr flach gegen SO und werden von zwei zirka N—S-streichenden Kluftsystemen durchzogen mit steilem Einfallen gegen O bzw. NW.

Der Hölzelstein, der aus festem, detritärem Nulliporenkalk besteht und deshalb der Verwitterung starken Widerstand leistet, ragt markant aus der welligen, flachen Umgebung hervor.

Über die Leithakalkschichten im S des Arbeitsgebietes kann wegen der dichten Waldbedeckung und daher schlechten Aufgeschlossenheit wenig gesagt werden. Im Bereiche des kleinen, isolierten Vorkommens deuten Vertiefungen im Gelände und vereinzelt, große Blöcke eines harten, detritären Leithakalkes auf ehemalige Steinbrüche hin.

Einzelne Grabungen im südlichen, größeren Verbreitungsbereiche stießen regelmäßig auf grusigen, sehr nulliporenreichen Kalksandstein mit Pectenschalen und artenmannigfaltiger, jedoch uncharakteristischer Mikrofauna. W der Kote 222 konnten einige Lesestücke aufgesammelt werden, die durch ihr Aussehen Vergleiche mit den Kalksburger Schichten zulassen. Die detritären Kalke haben an der Oberfläche schöne Abdrücke von Lucinen und Turritellen, die Unterseite ist aber von einem dichten Netz mehr oder minder gerader, etwas abgeflachter, bis 1 cm Durchmesser erreichender Wülste durchsetzt. Für ihre Entstehung macht man die Bohrmuschel

Teredo verantwortlich, die im Wasser treibendes Holz angriff und durchbohrte. Bei der Einbettung ins Sediment verweste das Holz allmählich, die Bohrgangausfüllungen blieben jedoch erhalten.

Sarmat

Untersarmat — *Elphidium reginum* Zone

Das transgressive Meer dieses Zeitabschnittes erreichte bloß den äußersten W-Rand des Ruster Berglandes. Hier im Bereiche der Randfazies, wo die sehr flache See tortone Lithothamnienkalke bedeckte, bildeten sich wenig mächtige, detritäre Kalke. Mergelige oder sandige Ablagerungen fehlen gänzlich, sodaß keine Mikrofauna gewonnen werden konnte.

Am besten kann dieses den Tortonschichten diskordant auflagernde Gestein an der von KÜPPER entdeckten Stelle S des Gasriegels studiert werden. An der angewitterten Oberfläche sind die Kalke beim Fehlen von Fossilien nicht leicht von den tortonen zu unterscheiden, beim Anschlagen des Sedimentes fällt jedoch sein sonderbarer, lumachelleartiger Aufbau auf. An manchen Stellen (Schützengräben bieten schöne Einblicke in den Gesteinsbestand) beobachtet man massenhaft Steinkerne von Cerithien und Schalenreste von Bivalven. Die Festlandnähe belegen eingeschwemmte Landschnecken (*Helix*). Überdies sind die Kalke durch das Fehlen der im Torton so häufigen Nulliporen ausgezeichnet. Auf den Kalken finden sich mancherorts kleine Muschelpflaster, deren relativ gut erhaltene Fossilien die altersmäßige Zuordnung der Gesteine gestatten (*Cardium lithopodolicum sarmaticum* KOLESNIKOV und verschiedene Calliostomen).

Ein Muschelpflaster derselben Art und detritäre Kalke liegen bei der alten Brücke über den Eisenbahneinschnitt W des großen St. Margarethener Steinbruches. Dort ist die diskordante Auflagerung sehr schön zu sehen. Die vorgefundene Makrofauna bestätigt das untersarmatische Alter (siehe Abb. 2).

W der Kote 222 im St. Margarethener Gemeindewald konnten unter den tortonen Gesteinsstücken auch andere detritäre Kalkbrocken aufgelesen werden, die durch die Anreicherung von Cerithiensteinkernen und Muschelschalenresten, die an *Modiolus* erinnern, auffallen. Der Charakter der Fossilien und die Gesteinsbeschaffenheit lassen keinen Zweifel an dem sarmatischen Alter. Nach der Lage des Vorkommens ist eine Gleichaltrigkeit mit dem vom Gasriegel durchaus denkbar. Als Besonderheit schließen diese Kalke noch kristallines Material bis zu Kiesgröße ein.

Mit diesen drei Fundpunkten ist das Untersarmat des Ruster Berglandes bereits erschöpft. Die Schichtmächtigkeit dieser Zone ist am Gasriegel am größten, beträgt aber auch dort nur einige Meter.

Obersarmat — *Nonion granosum* Zone

Nach dem Untersarmat erfolgte zu Beginn des Mittelsarmats eine allgemeine Hebung der Umrahmung des Wiener Beckens. Die Bewegungsphase erfaßte auch das Arbeitsgebiet. Dabei wurde der heute vorliegende Westabbruch des Ruster Höhenzuges geschaffen. Entlang einer mächtigen, N—S-verlaufenden Störungszone wurde der Westteil des Berglandes

stark herausgehoben, wobei die beiden zur gleichen Zeit entstandenen Berglandschollen (Steinbruch- und Ruster Scholle) schwach gegen Osten bzw. Südosten kippten. Die mit den tektonischen Vorgängen verbundene Regression des Meeres hinterließ in diesem Randzonenbereiche, der besonders empfindlich auf Gebirgsbewegungen und die damit eng verknüpften Meeresspiegelschwankungen reagierte, eine deutliche Schichtlücke.

Im tieferen Teile des Obersarmats drang nun abermals das Meer, dessen Salzgehalt inzwischen weiter abgenommen hatte, in das vorübergehend landfest gewordene Gebiet ein, brach sich aber bereits am Steilrande der westlichen Ruster Berge, die nicht mehr überflutet wurden. Im Norden gelang es der See, den Höhenzug zu umfließen und konnte da im niederen Abschnitte des Berglandes bis Rust gegen Süden vorstoßen. Dies zeigt, daß schon damals in der heutigen Wulkamündung eine leichte Depression vorgelegen hat und daß seit den großen Bewegungen zu Anfang des Mittelsarmats der eigentliche Höhenzug beinahe ruhig geblieben ist.

An der Steilküste am Westrande der Ruster Hügelkette setzten sich ziemlich mächtige Sedimente ab. Das Obersarmat im Osten des Berglandes beschränkt sich auf einige wenige geringmächtige, taschenförmige Vorkommen. Alle Ablagerungen weisen einen mit dem Wiener Becken vollkommen übereinstimmenden, brachyhalinen Fossilinhalt auf.

Nun nimmt aber A. WINKLER-HERMADEN gerade für jene Zeit Landzustand für das südlichste Wiener und das Eisenstädter Becken an. Eine kurze Teilphase hätte zur Trockenlegung geführt. Jetzt war es einem Flusse, der Urtriesting, in der Flyschzone wurzelnd, möglich, nach Durchbruch der Kalkalpen seine Schotterstränge bis in die Kleine Ungarische Tiefebene auszubreiten. Die Sedimente zeigen zum Beispiel am Marzer Kogel bei Marz (S von Mattersburg) Wechsellagerung von Sanden und Schottern (letztere bestehen aus Kalk- und „Flysch“-geröllen). Die tiefsten Lagen sind fossilleer, höhere Teile haben jedoch eine reiche, sarmatische Fauna, verbunden mit Leithakalk einschließen. Die fossilführenden Sande sind Zeugen der späteren Transgression des Meeres im höheren Obersarmat.

A. TOLLMANN glaubte 1955, dieser Ansicht beipflichten zu dürfen, da er keine eine Meeresbedeckung beweisende Sedimente fand. Es mutet ihn aber eigenartig an, daß „nirgends auch nur Andeutungen von Obersarmatischen Schottern“ am Nordrande der Ödenburger Bucht erhalten sind.

Auch VENDL (1933) stimmt der Meinung WINKLER-HERMADENS zu, meldet aber die interessante Tatsache, daß das schotterig ausgebildete Sarmat nördlich von Ödenburg gegen Süden zu an Mächtigkeit verliere.

Da die Ergebnisse der erwähnten Autoren meiner gewonnenen Ansicht widersprechen, soll daher zunächst die Darlegung der geologischen Beobachtungen folgen.

Im Südteil des Arbeitsgebietes sind diese umstrittenen Schotter in einer alten Grube (SO des alten Margarethener Zollhauses) hervorragend zu beobachten. Die 7—10 m hohen Wände des Bruches zeigen locker gelagertes, ziemlich feinkörniges Material (vorwiegend Kiese; Korngrößenmaximum liegt zwischen 0.5 und 1.0 cm). Die Komponenten bestehen aus zirka 80% kalkalpinem und ungefähr 5% kristallinem Material, 15% machen Sandsteingerölle aus). Die tieferen Partien lassen schön Kreuzschichtung erkennen, während die höheren Teile waagrecht lagern.

Die Längsachsen der Gerölle sind ungefähr N—S eingeregelt (die Richtung streut von NW bis NO). Die obersten 2—3 m sind konglomeratartig verfestigt. Die Unterseite des Konglomerates ist jedoch sehr unregelmäßig bzw. verschwimmt, da die Regenwässer die Verkittung bewirken (das kalkige Bindemittel stammt von den Kalkkomponenten). Die Kiesmasse wird von zahlreichen NO—SW-streichenden Verwerfungen mit ganz geringen Versetzungshöhen durchzogen, die hauptsächlich gegen NW einfallen. Auffallend sind noch wandparallele Ablöseklüfte. Im Hangenden der fossilereen, fluviatil transportierten Kiese folgen, ungefähr 1—2 m mächtig, etwas mergelige, fossilreiche, marine Sande mit unregelmäßiger Grenzlinie zu den Kiesen; darüber, wenig mächtig, sandige, detritäre Kalke. Die Makrofauna der Sande verweist eindeutig auf Obersarmat (u. a. das sehr häufig auftretende und für diese Zone charakteristische *Bittium hartbergense* [HILBER]). Merkwürdig an der Mikrofauna ist das Fehlen der sonst so typischen Vergesellschaftung von *Aurila notata* (REUSS) und *Hemicytheria omphalodes* (REUSS). Letzterer Ostrakode kommt nicht vor, und die *Aurila* ist meist nur als *aff. notata* anzusprechen.

Ein aufgelassener Schießstand etwas südlich des alten Margarethener Zollhauses läßt uns noch einmal in die Hangendschichten der Schotter Einblick nehmen. An einer steil gegen O geneigten, N—S-verlaufenden Störung sind diese Schichtteile teilweise eingesenkt worden. Dieses Eintauchen bzw. die hier mächtigeren, aufliegenden, detritären Kalke (sie bilden dort auch morphologisch eine Anhöhe) schützten sie vor der Abtragung. Der Westflügel, aus den konglomerierten Kiesbänken bestehend, wird scharf abgeschnitten. Die Verwerfung selbst wird von einer Geröllreihe erfüllt, wobei die Längsachsen der Schotter in die Kluftrichtung eingeregelt sind. An der Ostseite der Störung liegen zunächst 2 m mächtige, schichtig-plattige, sandige, detritäre Kalke mit eingeschlossenen Kieskomponenten und Cerithienabdrücken. Die schmalen Kalkplatten wurden im tieferen Teile an der Störungslinie leicht mitgeschleppt. Darunter folgt ein nur 30 cm dickes, ziemlich fossilarmes Band von Feinsanden mit viel Kiesmaterial. Dann erscheinen die so fossilreichen, etwas mergeligen Sande, die hier mindestens 3—4 m Mächtigkeit besitzen. Die Makrofauna zeigt charakteristisches Obersarmatgepräge, und auch die Mikrofauna erfüllt alle Anforderungen: Vorherrschen von *Nonion granosum* (ORB.), typische *Aurila notata* (REUSS) vergesellschaftet mit der noch etwas selten vertretenen *Hemicytheria omphalodes* (REUSS).

Außerdem konnte im Laufe der Kartierung durch Grabungen und Lesesteine die Verbreitung dieses schotterigen Obersarmats bis an den großen Beckenrandbruch nachgewiesen werden.

Ein prächtiges Bild der Art der obersarmatischen Sedimentation dieses Raumes verschafft uns der Eisenbahneinschnitt westlich des St. Margarethener Steinbruches (siehe Abb. 2). An einem tektonisch angelegten Steilrande lagert grobes Konglomerat, das in Sohlennähe tiefer in die detritären Tortonkalke eingreift als oben. Die Komponenten bestehen vorwiegend aus Kristallin-, untergeordnet aus Tortonmaterial. Von früheren Bearbeitern wurde auch bereits umgelagertes Untersarmat erwähnt; tatsächlich enthält das grobe Konglomerat einige kleinere Blöcke des detritären Kalkes mit dem Muschelpflaster. Auch das sandige Zwischenmittel

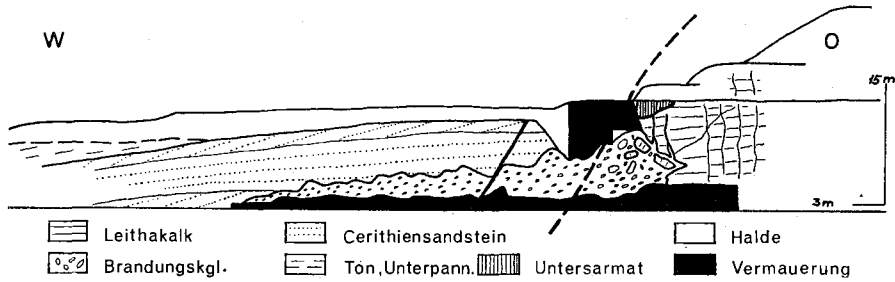


Abb. 2: Eisenbahneinschnitt W St. Margarethen

des Sedimentes bestätigt dies, da in Schlammproben mehrere beschädigte Exemplare von *Elphidium reginum* (ORB.) gefunden wurden. Die Blöcke und Gerölle, die am Kontaktrand Konglomerat-Leithakalk wirr und regellos eingebettet sind, ordnen sich bereits nach einigen Metern, mit der Längsachse ungefähr gegen Westen leicht beckenwärts geneigt, ein. Außerdem nimmt die Korngröße sehr rasch ab. Erreichen manche Gerölle im unregelmäßigen Teile des Konglomerates Durchmesser von einem Meter und mehr, so beträgt ihre Durchschnittsgröße knapp vor ihrem Verschwinden nur mehr zirka 10 cm.

Dem groben Brandungskonglomerate liegen feste, harte, sehr spröde, fast nur aus Fossilmaterial bestehende Cerithiensandsteine auf. Die Grenzlinie verläuft sehr unregelmäßig. Die Basisschichten der Sandsteine schließen öfters bis 5 cm große Quarzgerölle ein. Die Fossilien sind infolge der Härte des Gesteines ungewinnbar, konnten aber in jenen, in einem Quartäraufschlusse, dessen Grobsande und Kiese zahlreiche guterhaltene Gastropoden und zerbrochene Bivalvenreste enthalten, gefundenen, wiedererkannt werden. Ihre Vergesellschaftung sichert das obersarmatische Alter der Cerithiensandsteine. Die Schichten zeigen neben der groben Bankung eine deutliche Kreuzschichtung und einige haupttrandbruchparallele Klüfte. Konkordant über dem Sediment liegt das Unterpännon.

Die Folgerungen dieser Beobachtungen sind: Die transgredierende See, in die von Süden ein Fluß sein Delta vorschob, stieß hier am Westrande des Hügellandes auf eine tektonisch angelegte Steilküste. Das noch in Ausdehnung begriffene Meer versuchte mit aller Gewalt, dieses Hindernis aus dem Wege zu räumen. Die kraftvolle Brandung unterwusch die tortonen Küstenfelsen, schuf eine Art Brandungskehle, in die das Meerwasser grobes, aufgearbeitetes Material der näheren Umgebung schleuderte (Ruster Schotter, detritäre Leithakalke). Überdies wurden noch Leithakalkblöcke, die aus dem überhängenden Dache der Brandungskehle fielen, eingebettet. Mit dem Ende des Expansionsbestrebens des Obersarmatmeeres hörte auch die Bildung der groben Brandungskonglomerate auf, und es setzte die Sedimentation der Cerithiensandsteine ein. Nach der Regression der See im höheren Obersarmat herrschte hier wieder Festland.

Im Norden des Berglandes, NW der Rosalienkapelle bei Oggau, ist ein taschenförmiges Obersarmat aufgeschlossen. In den Sanden und detritären Nulliporenkalken des Tortons mit zahlreichen Austern- und Pectenschalen liegen in einer grubenartigen Vertiefung braune, zerbrochene, aufgearbei-

tete, detritäre Kalkplatten mit grusig-sandigem Zwischenmittel. KAPOUNEK beschrieb von dort eine Makrofauna, die nicht wieder aufgefunden werden konnte. Dagegen lieferte der feine Sand zwischen den Kalkbrocken eine reiche, obersarmatische Mikrofauna.

Auf dünne Häute oder kleine Taschen von Obersarmat, kärgliche, der Erosion entgangene Sedimentreste, stößt man allenthalben SW Oggau und im Ruster Stadtbereiche.

Im tieferen Obersarmat hatte also keine Trockenlegung des südlichsten Wiener und des Eisenstädter Beckens stattgefunden. Im Gegenteil, die Becken waren vom Meere bedeckt und standen durch die Wiener Neustädter Pforte untereinander in Verbindung. Dies wird durch die freundliche Mitteilung Herrn Dr. KOLLMANNs bestätigt. Er konnte nämlich in Proben, die der Umgebung von Eisenstadt entnommen worden waren, eindeutiges Obersarmat nachweisen. Es wäre auch wenig verständlich, warum zu einer Zeit allgemeiner Transgression (PAPP, 1956) gerade diese Gebiete festländisch werden bzw. bleiben sollten. Die insel- oder halbinselartig herausragenden Ruster Berge begrenzen das Meer gegen Osten. Im NO gelang es der See, die Hügelkette an einer schon damals bestehenden Depression zu umfließen und die niederen Anteile des Berglandes bis gegen Rust sehr flach zu überfluten. Die weitere Verbreitung gegen O und S kann obertags nicht festgestellt werden.

Mit der Annahme einer Meeresbedeckung während des unteren Teiles der *Nonion granosum* Zone fällt natürlich auch der Schotterfächer der Urtriesting WINKLER-HERMADENS. Wie schon eingangs geschildert, zeigt der auf diesem Arbeitsgebiete befindliche Abschnitt der fraglichen Schotter am Südrande der Ödenburger Bucht den Charakter eines durch einen Fluß aufgeschütteten Deltas. Die Schüttung erfolgte aus dem SW. Dafür sprechen die Richtung der Kreuzschichtung und die eingeregeltten Längsachsen der Gerölle, die von VENDL gemeldete Mächtigkeitsabnahme des Schotterkörpers gegen S und das Fehlen ähnlicher Schotterbildungen am N-Rande des Eisenstädter Beckens (auch die Bohrungen bei Stinkenbrunn in der Wiener Neustädter Pforte trafen sie nicht an). Als Herkunftsgebiet kann wahrscheinlich der Verbreitungsbereich der Auwaldschotter betrachtet werden. Der Brentenriegel und seine Umgebung sind ja seit dem Torton Festland und Wasserscheide zwischen Mattersburger Becken und der Landseer Bucht (JANOSCHEK, 1931). Auch dort sind Gesteine der Kalkalpen und des Kristallins vertreten. Die von WINKLER-HERMADEN als Flyschgerölle beschriebenen Komponenten aus den Schottern des Marzer Kogels, derentwegen er dieses der allgemeinen paläogeographischen Vorstellung widersprechende Bild einer Urtriesting konstruierte, sind grüngraue, quarz- und glimmerreiche Sandsteine untypischer Art. Ihr Schwermineralspektrum zeigt hauptsächlich undurchsichtige Minerale. Bei den durchsichtigen handelt es sich um Zirkon, Turmalin und Rutil zu ungefähr je einem Drittel. Weder in der äußeren Erscheinungsform noch im Schwermineralbilde konnten Belege für die Herkunft der Sandsteine aus der Flyschzone gefunden werden. Es dürften vielmehr andere, nicht aus dieser Zone stammende Sandsteine in Frage kommen, unter anderem auch die von JANOSCHEK aus den Oberen Auwaldschottern beschriebenen Gosausandsteine. Etwas merkwürdig aber ist schon das Fehlen der für die Auwaldschotter charak-

teristischen Riebeckitgneis- und Eozänschotterkomponenten, deren Ausbleiben durch Verwitterungsauslöse keineswegs erklärt werden kann. Allerdings sind diese Gerölle schon in den Auwaldschottern selbst nicht allzu häufig, sodaß ihre Verteilungsdichte durch eine neuerliche Umlagerung noch mehr herabgesetzt sein könnte. In dieser Hinsicht bleiben aber noch weitere Fragen offen (siehe Abb. 3).

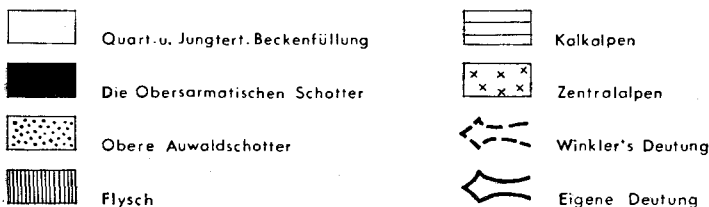
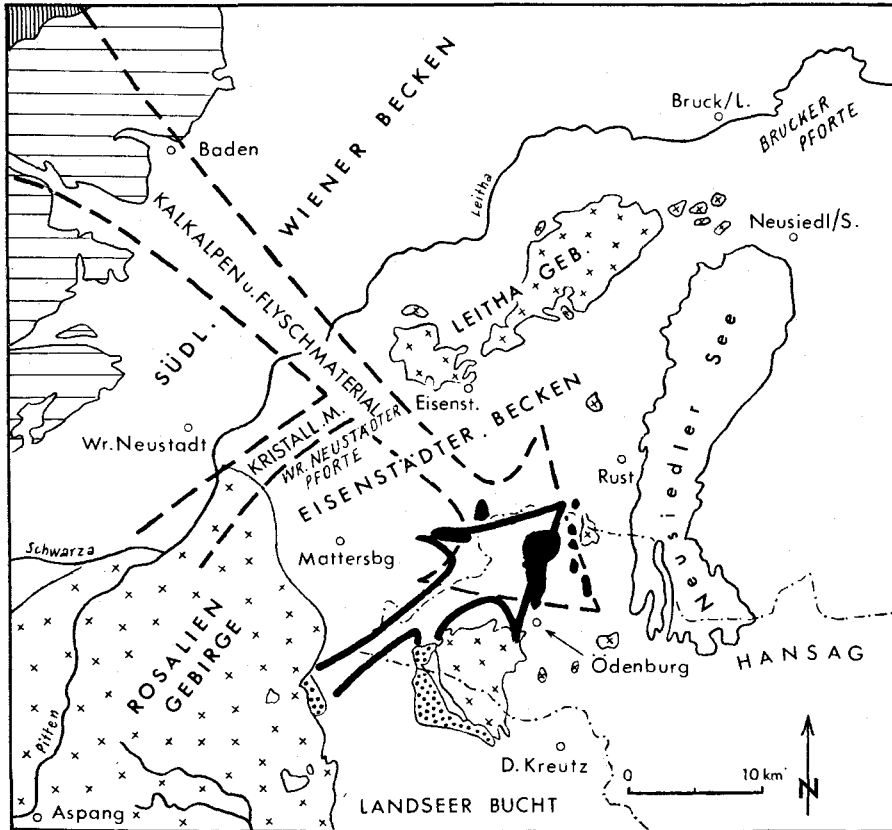


Abb. 3: Das Herkunftsproblem der Obersarmatschotter nördlich Ödenburgs

Vergleichsbegehungen im Süden bestätigten ebenfalls diese Deutung (Obersarmatschotter = umgelagerte und verfrachtete Auwaldschotter). Am Krippelberg im Norden von Schattendorf zeigen diese Schotter äußerst

lebhaftere Kreuzschichtung und rege Wechsellagerung von Schottern, Kiesen, Grob- und Feinsanden. Bemerkenswert sind der durchschnittlich größere Durchmesser der Kiese (1—2 cm) und das Auftreten von Schottern. Der Prozentsatz an Sandsteinkomponenten dürfte auch größer sein als im oben angeführten Aufschlusse (etwas über 20%). Sie haben die gleiche Schwere-mineralzusammensetzung. Diese Grube eröffnet uns den landnäheren Teil des zirka von Süden nach Norden aufgeschütteten Deltakegels, was aus dem raschen Wechsel der Schichten, der engen Kreuzschichtung und dem Größerwerden der Kies- und Schotterkomponenten hervorgeht (die im Arbeitsgebiete vertretenen Kiese stellen dagegen den küstenferneren Abschnitt der Einschüttung dar)!

Die im Hangenden folgenden, fossilreichen Sande zeigen das Ende der Flußsedimentation an.

Über die Schichtmächtigkeiten des Obersarmats kann mangels Bohrungen nichts ausgesagt werden.

Pannon

Die Sedimente des brackischen Sees erfüllen die Niederungen des Eisenstädter Beckens. Über die Mächtigkeiten der Schichten können infolge Fehlens von Bohrungen und tiefergehenden Aufschlüssen in der Randzone keine näheren Angaben gemacht werden.

Unterpannon

Die Ergebnisse der Bearbeitung der Ostrakoden durch K. KOLLMANN (1960) führten zu einer Verschiebung der Grenze Unter-Mittel-Pannon. Er konnte nachweisen, daß die Zone D bereits dem Mittelpannon zuzurechnen ist. Die Einteilung des Unterpannons in einen tieferen und einen höheren Abschnitt bleibt trotzdem bestehen, da der Schichtkomplex, wie KOLLMANN in der gleichen Arbeit bekanntgibt, eine deutliche, mikrofaunistische Zweigliederung zeigt; nämlich einen ostrakodenreichen, tieferen Teil, dem die Zonen A und B und das tiefere C angehören, und einen höheren, ostrakodenarmen Teil (höheres C), der vornehmlich durch *Cyprideis* und *Erpetocypris* charakterisiert wird.

Diesem Zeitabschnitt zuordenbare Ablagerungen sind im Arbeitsgebiete sehr spärlich vertreten. Die regressive Zone A (Fortsetzung des zurückweichenden Meeres im höchsten Sarmat) ist, wie allgemein an den Beckenrändern, auch hier nicht bekannt. Die erste Überflutung des Pannons in der Zone B hinterließ nur wenige Spuren. Entweder fielen ihre Sedimente der Erosion, die dem schwachen Rückgang des Sees im obersten Teile der Zone B folgte, anheim, oder sie wurden von den Ablagerungen des weiter ausgreifenden Mittelpannons (Zone D) überdeckt. An einigen Stellen deutet der Fossilinhalt der mittelpannonen Feinsande noch auf höheres Unterpannon (höheres C) hin.

Tieferes Unterpannon; Zone B

Der Eisenbahneinschnitt westlich der St. Margarethener Steinbrüche erschließt konkordant den obersarmatischen Cerithiensandsteinen aufliegende, sehr tonige und feinkörnige Sande mit einer für diese Zone typi-

schen Ostrakodenpopulation: *Eucypris auriculata* (REUSS), *Erpetocypris recta* (REUSS), *Candona sp.*, *Hemicytheria lörentheyi* (MEHES), *H. hungarica* (MEHES), *H. sp.*, *Cyprideis tuberculata* (MEHES). Daneben finden sich recht häufig aufgearbeitete Elemente des Obersarmats. Im Westen werden die Schichten von einem Bruche abgeschnitten.

Höheres Unterpannon = höhere Zone C

Zwei dem Gebiete S des Nadjazerawaldes entnommene Proben zeigen mit *Cyprideis macrostigma ventricosa* KOLLMANN eindeutig das Vorkommen von Ablagerungen des höheren Unterpannons auf. Möglicherweise taucht hier der Horizont auf, der in Siegendorf bei einer Brunnengrabung unter den fossilführenden Sanden der Zone D angetroffen worden ist und durch seine reine *Cyprideis*-Population mit vorgenannter Form als Hauptvertreter aufgefallen ist (KOLLMANN, 1960). Da die meisten Grabungen im Süden des Nadjazerawaldes im tiefen Boden steckenblieben und das Substrat nicht erreichten und da das Sediment völlig dem des Mittelpannons gleicht (weißgraue, sehr feine Quarzsande), konnte eine sichere Abtrennung nicht erfolgen.

Mittelpannon; Zone D

In der Zone D erreichte die Transgression des Pannons, die mit kleinen Unterbrechungen schon im Unterpannon Zone B begonnen hatte, ihren Höhepunkt. Mächtige Sedimente waren die Folge, die im Arbeitsgebiet beinahe den gesamten Anteil des untersuchten, östlichen Eisenstädter Beckens bedecken. Es lassen sich hier in groben Zügen zwei faziell verschieden ausgebildete Bereiche unterscheiden:

Im Süden (O Siegendorf, beiderseits des Nadjazerawaldes, sowie der kleine Fleck SO der Langen Wiesenäcker) bestehen die mittelpannonen Sedimente aus sehr feinen, weißen bis weißgrauen, äußerst fossilreichen Quarzsanden. Überall können auf den Äckern oder in Weganrissen Fossilien aufgesammelt werden. Das Fossilmaterial ist durch den guten Erhaltungszustand und durch die große Arten- und Individuenzahl ausgezeichnet. Dabei treten die Melanopsiden sehr stark hervor. Daneben entdeckt man viele Splitter von großen und kleinen Limnocardien, selten, aber immer in ganzen Exemplaren, große Congerien. Die Schlämmproben geben eine Vielzahl winziger, feinschaliger Gastropoden und Bivalven frei. Auch die Ostrakoden kommen sehr häufig vor. Ihre Vergesellschaftung ist für die Zone D immer kennzeichnend, doch fällt eine gewisse Eintönigkeit in der Artenmannigfaltigkeit bald auf.

SO Siegendorf zeigt der Feinsand deutlich Kreuzschichtung. Im Aufschluß ist ein schwaches, gegen NO gerichtetes Einfallen zu bemerken.

Am Nordhang des Nadjazerawaldes treten in den Feinsanden, die dort auch gröbere Partien aufweisen, detritäre Kalke auf. Sie sind fest, hantel- oder plattenförmig. Die oft 20—30 cm langen Stücke sieht man nicht selten in der Nähe des Bodens lagenweise angeordnet.

Im Norden vertritt die Feinsande gelber, manchmal stärker sandiger, manchmal stärker toniger Tegel. Feinsande und Tegel verzahnen sich am Übergang recht innig. Die sonst weißgrauen Sande werden plötzlich gelb, etwas toniges Zwischenmittel kommt dazu, und der Fossilreichtum geht

zurück. Der Tegel ist nämlich meist fossilarm bis -leer, und oft lassen sich nur schlecht erhaltene Schalenreste beobachten. An einigen Orten führt aber auch der Tegel reichlich Fossilien (bei St. Margarethen). Es sind häufig Fundpunkte, wo der Tegel besonders sandig ausgebildet ist. Die bestimmte Makro- und Mikrofauna gleicht völlig der aus den Feinsanden, sodaß auch hier die Zugehörigkeit zur Zone D sichergestellt ist.

In der Zone E hat im vorliegenden Gebiete schon ein weitgehendes Zurückweichen des pannonischen Sees stattgefunden, denn Sedimente dieses Zeitabschnittes konnten nicht festgestellt werden.

Oberpannon

Das Eisenstädter Becken war damals wahrscheinlich schon frei von Wasserbedeckung.

An der Ostseite des Höhenzuges, im Bereiche des Mörbischer Seefestspielhauses, trafen Bohrungen unter jüngsten Bildungen sandige Schichten mit lignitischen Zwischenlagen an, die vielleicht der Zone F des Oberpannons angehören. Darunter befinden sich Umlagerungsprodukte, eckiger Schutt und Sande. Im oberen Pannon dürfte wahrscheinlich die Einschüttung dieses Materials aus dem Raume des Ruster Hügellandes erfolgt sein. Seismische Messungen ergaben erst in zirka 600 *m* Tiefe die Kristallinbasis. Nur 1.5 *km* im Westen steht das Grundgebirge im Gizingberge obertags an. Es trennt also dort ein mächtiger Bruch, der etwas westlich der Bohrungen verläuft, das Ruster Bergland von den östlichen Gebieten.

Quartär

Hochgelegene Terrassenschotter des Nadjezerawaldes

Südlich von St. Margarethen erstreckt sich von NW gegen SO der ziemlich gleichmäßig geformte Höhenzug des Nadjezerawaldes und der Königsschüssel. Die Basis des Bergrückens bilden mittelpannone Feinsande. Auf diesen liegen flach zirka 2—5 *m*, gegen SO noch mächtiger werdende, gelbbis rotbraune, grobe, fossilleere Sande. Im Hangenden folgen Schotter. Es sind vorwiegend Quarzkomponenten, gelb bis rotbraun gefärbt und windgekantet. Daneben kommen noch untergeordnet Gneis- und Quarzitgerölle vor. Die Schotter haben eine durchschnittliche Korngröße von 5 bis 10 *cm*. Die Grundfläche des Sedimentes befindet sich in ungefähr 195 *m* Seehöhe.

Der relativ großen Höhe, in der sich diese Bildungen finden, und der eigenartigen Lage wegen kann für sie ein recht hohes Alter angenommen werden. Sie wurden wahrscheinlich im Altquartär, einer Zeit mit hier noch etwas andersgestaltetem, hydrographischem Bilde, abgesetzt.

SAUERZOPF (1950) hält diesen Schotter- und Grobsandkomplex ähnlich wie den von Burgau im südlichen Burgenlande für Sedimente der Regressionsphase D/E. Dies scheint aber dem gesamten Erscheinungsbilde nach wenig wahrscheinlich.

Ob die Terrassenschotter auf ungarischem Gebiete in der Umgebung von Ödenburg ähnliche Bildungen darstellen, konnte aus den spärlichen Berichten nicht entnommen werden.

Terrassenschotter und -lehme in der Ebene

Mittel- bis grobkörnige Restschotter in einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 0·5 bis 1·0 *m* bedecken große Flächen der pannonischen Sedimente zwischen Wulka und dem Steilabfalle des Ruster Berglandes. Gelb bis rotbraun gefärbter Quarz stellt die Hauptkomponente, untergeordnet kommen aber noch Quarzit-, Gneis-, Glimmerschiefer- und Pegmatitgerölle vor. Größere Schotter lassen nicht selten deutlichen Windschliff erkennen. Dem Sediment sind auch Grobsand- und Kieslagen zwischengeschaltet, wobei in den Sanden oft eingeschwemmte, eiszeitliche Landschnecken (*Succinea*, *Pupa* u. a.) zu erblicken sind. Nur an wenigen Stellen im Becken und am Westrande des Höhenzuges erreichen die Schotter und Grobsande größere Mächtigkeit (zirka 2—3 *m*). In den Aufschlüssen dieser Quartärsedimente am Westabfalle des Berglandes kann sehr häufig aufgearbeitetes Gesteins- und Fossilmaterial (dieses oft in sehr gutem Zustande) aus den Ruster Bergen und von hier (am Westrande) ehemals verbreiteten, ober-sarmatischen Schichten beobachtet werden.

Die Terrassenschotter sind bedeutend jünger als jene des Nadjezerawaldes, doch zeigt der Auslesegrad des Geröllbestandes und das Vorkommen von Windkantern ein vorwürmeiszeitliches Alter der Aufschüttung an.

Am Ostrande des Ruster Hügellandes lagern gelbe, etwas sandige, diluviale Lehme dem Jungtertiär auf. Schlammproben ergaben eine reiche, aufgearbeitete Fauna des Mitteltorton und des (Ober-) Sarmats, jedoch keine eiszeitlichen Fossilien. Zwischen Rust und Mörbisch ist noch sehr schön die terrassenartige Anlagerung der Lehme zu sehen. Gegen Oggau zu sind sie nur schwer abzugrenzen. Die Terrassenlehme zeugen für eine flächenmäßig größere Ausdehnung und einen höheren Wasserstand des Neusiedlersees während des Spätglazials.

Diluviale Süßwassertone

Der Bereich der Sulzbreiten (zirka 2 *km* südlich von St. Margarethen) fällt durch seine eigentümliche Morphologie auf. Es ist eine ovale, nach O—W längsgestreckte, flache, abflußlose Mulde. Bis gegen Ende des vorigen Jahrhunderts war ihre Oberfläche von Wasser seicht überdeckt. Um 1885 erfolgte Drainagearbeiten ermöglichten eine teilweise Kultivierung des Bodens (TOULA). Erst kürzlich durchgeführte, weitergehende Trockenlegung ließ folgendes Profil studieren: 0—0·5 *m* braune, sehr lehmige Erde; —0·8 *m* schwarze, fette Moorerde (gegen Norden wird diese dünner); darunter etwas Seekreidebildung und eine dünne, nur wenige Zentimeter dicke, über den mittelpannonen, feinen Sanden liegende Haut hellgrauer bis weißer Tone mit sehr viel feinem Quarzsand (Aufschlußtiefe 1·2 *m*). Dieses Sediment ist also für die Wasserstauung verantwortlich. Schlammproben aus den Tonen enthielten eine individuenreiche Ostrakodenfauna des Quartärs (*Cypridopsis*?, verschiedene Candonen) neben umgelagerten Elementen des Unter- und Mittelpannons. Auch eiszeitliche, vom Lande eingeschwemmte Gastropoden wurden gefunden (*Valonia tenuilabris*, *Succinea* sp.).

Dieser kleine See verdankt wahrscheinlich seine Entstehung lokalen Bewegungen, die im jüngsten Pleistozän stattfanden. Bemerkenswert ist, daß die südliche Begrenzung der Wanne mit der fortsetzenden Streichrichtung des von Westen nach Osten verlaufenden Bruches im Sauzwickel

zusammenfällt. Auch der Nordrand der Mulde wird von einer Störungslinie gleicher Richtung markiert. Es sind im östlichen Eisenstädter Becken neben den N—S-streichenden Störungen auch noch W—O-gerichtete Bruchlinien von großer Bedeutung, die jede einzelne Staffel noch in mehrere gegeneinander verstellte Schollen zerlegen (wie dies ja schon im Ruster Berglande offensichtlich ist).

Schwemmlöß

Dieses Sediment kommt nur in ganz geringer Verbreitung an der Westseite des Ruster Höhenzuges und bei Trausdorf an der Wulka vor. Die Fauna beschränkt sich auf wenige Exemplare von *Succinea* und *Pupa*. Ein größeres Schwemmlößvorkommen beschrieb SAUERZOFF 1954 SO von Siegendorf, worin er eine individuenreiche Diluvialfauna fand. Doch der Hohlweg, in dem er diese eiszeitliche Ablagerung entdeckte, wird inzwischen nicht mehr befahren, seine Wände sind eingestürzt, und dichte Vegetation bedeckt den Boden.

Frosterscheinungen

Solifluktion kommt über das gesamte Bergland verbreitet vor, doch sind die Mächtigkeiten der Schuttströme sehr gering. Von alten Halden unterscheidet sie das recht verschiedenen zusammengesetzte Material (Leithakalkbrocken, Quarzkies usw.) und das stark kreidige Verwitterungszwischenmittel. Das Bodenfließen ging auch bei geringster Hangneigung vor sich.

An der Westwand im nördlichen Teil der Osliper Sandgrube konnten Reste eines eiszeitlichen Strukturbodens festgestellt werden. Hier sind kesselartige Vertiefungen 1—1,5 m in die tortonen Sande eingesenkt, an deren Basis sich eine ungefähr 20 cm dicke, lehmige Verbraunungszone befindet. Ansonsten erfüllen diese Taschen Grobsande, Kiese und rötlich- bis gelbbraune Quarzschotter.

Holozäne Sedimente stellen die mancherorts recht mächtigen, schwarzen Schlammabsätze der Wulka und der anderen kleinen Wasserläufe dar.

Der Neusiedlersee

Da das vorliegende Arbeitsgebiet einen Großteil des Westufers des Neusiedlersees ausmacht, soll auch der Entstehungsproblematik dieses eigenartigen Gewässers referierend Raum gegeben werden.

Der älteste Erklärungsversuch betrachtete den See als Rest eines großen, pannonen (unterpliozänen) Süßwassersees. Dieser war aus dem rein marinen Tortonmeer über die brackische Stufe der Sarmatzeit hervorgegangen. Demnach müßte Kochsalz den Salzgehalt des Sees vorstellen. Es ist aber Soda und Glaubersalz. Außerdem spricht die Schichtlücke zwischen den Sedimenten des pannonen Binnenmeeres und des heutigen Sees dagegen, da diese Diskordanz nur durch eine Trockenlegung zu jener Zeit deutbar ist.

Die Deflationstheorie glaubte in der pleistozänen Winderosion die Ursache gefunden zu haben. Starke Stürme hätten lockere Sedimente ausgeblasen. Das so entstandene, seichte Becken wäre noch durch tektonische Vorgänge weiter abgesunken, dabei unter den Grundwasserspiegel geraten und deshalb von Wasser erfüllt worden.

HASSINGER sieht im See eine Folgeerscheinung einer eiszeitlichen Donau. Beim Eintritt ins innerkarpatische Becken lagerte sie gewaltige Schottermassen ab, schnitt aber auch in diese ein und legte ihr Bett immer tiefer. Dabei kam es zur Terrassenbildung (z. B. Parndorfer Platte). Die damalige Donau habe die Parndorfer Platte im Osten umflossen, sei dann weit gegen Westen abgelenkt, um sich schließlich gegen Süden zu wenden. Die Steilränder der Parndorfer Platte können somit unter Mitwirkung des Flusses geformt worden sein. Die tiefsten und letzten Ablagerungen des Stromes bilden die Seewinkelschotter. Durch eine Laufverlegung der Donau riß die Verbindung ab, und die selbständige Entwicklung des Neusiedlersees begann. Da die Quarzschotter der Parndorfer Platte durch Ferritisierung rot gefärbt sind, vergleicht HASSINGER sie mit denen der Arsenalterrasse und nimmt für ihre Entstehung ungefähr die Mindeleiszeitepoche an.

SZADECKY-KARDOSS betont 1938 in seiner Arbeit die tektonische Anlage des West-, Nord- und Südufers, wobei das westliche das älteste und am stärksten ausgeprägte sei („ein Bruchsystem, das nicht nur auf die westliche Uferlinie beschränkt ist, sondern sich nach Westen und Osten weiter ausdehnt“). Die Nord- und Südbegrenzungen sind sehr jung, sodaß während des tieferen Pliozäns noch keine Senke bestanden hat. An Hand der Schrägschichtungen konnte er ein N—S-verlaufendes Gerinne während des Pontikums feststellen. Es bildete den Abfluß des pontischen Sees im Wiener Becken. Der Fluß drang durch die Brucker Pforte und zog gegen die Südbucht der Kleinen Ungarischen Tiefebene. Im Mittelpliozän gab es noch keinen selbständigen Neusiedlersee. Die Urdonau lenkte ihren Lauf im Oberpliozän durch die Brucker Pforte gegen Süden auf das gegenwärtige Seegebiet. Erst im Oberpleistozän erfolgte die Abtrennung des Seebeckens. Damals richtete nämlich die Donau von NW und das Raab-Rabnitz-System von S bzw. SO ihre Wasserwege gegen das Gebiet des heutigen Neusiedlersees. Die abgelagerten, fluviatilen Schottermassen errichteten nun die vierte Beckenbegrenzung, das Ostufer, das bis dahin offen gewesen war.

Die jüngsten Forschungen (SAUERZOFF, 1956) stellten den innigen Zusammenhang der Entstehungsgeschichte des Neusiedlersees mit dem sogenannten Seedamm, der zum Ostufer parallel verläuft, klar heraus. Dieser natürliche Damm erstreckt sich vom Sandeck bei Illmitz bis nach Weiden, wo er an die Parndorfer Platte anschließt. Er besteht aus Sanden und Schottern, wobei die Korngröße von Norden nach Süden abnimmt (die Sedimente erscheinen am Südufer fast flugsandartig). Der Damm, dessen Gesteinsbestand aus den Seewinkelschottern durch Umlagerung stammt, hat eine natürliche Schichtung. An einigen Stellen gibt es Schweremineraleisen. Der Wall ist jünger als die Seewinkelschotter, weil er quer zu deren Schüttungsrichtung verläuft und daher erst nach deren Ablagerung entstanden sein kann.

Unter dem Seeschlamm befindet sich der „Zwischensand“. Seine Zusammensetzung stimmt völlig mit der der Seewinkelschotter und des Seedammes überein und ist mit diesen in engem Zusammenhange. Unter dem Zwischensande, aber auch unter den Seewinkel- und Seedammeschottern liegen blaugraue bis grüngraue, feste Tone. Bei Illmitz lieferten sie eine kleine Fauna: *Valvata piscinalis* (kommt im heutigen See nicht mehr vor) und *Gyraulus albus*. In der Gegend um Donnerskirchen und Purbach gaben

diese Ablagerungen eine reichere Vergesellschaftung frei: *Unio sp.*, *Lithoglyphus naticoides* (sehr klein), *Valvata piscinalis*, *Pisidium*; *Iliocypris gibba*, *Cytherissa lacustris*, *Candona neglecta* und *Cycloocypris sp.* All das — Sediment und Fauna — zeigt ein träge fließendes Gewässer an, das nur kleine Gerölle transportierte (grobes Material fehlt). Diese Zeichen täuschen vielleicht einen toten Flußarm vor, in Wirklichkeit war es ein in Entstehung begriffener Wasserlauf.

Das nun stark gewordene Gerinne setzte über den Tonen Sande und Schotter ab. Unter den Dammschottern bei Podersdorf entdeckte man gelbe Sande mit einer reichen Fauna, die mit der heute in der Donau lebenden durchaus vergleichbar ist. Auch die Seewinkelschotter lagerte der Fluß ab.

Der Seedamm, der die Einschüttungsrichtung der Seewinkelschotter quert, wurde erst nach dem Ende des Druckstromes und nach der weitgehenden Isolierung des gegenwärtigen Beckens aufgebaut. Er stellt einen Strandwall dar. Dies verlangt einen bedeutend höheren Wasserstand des Sees. Der muß aber damals bestanden haben, da sonst die Strandterrassenbildung bei Rust am Westufer des Sees ebenfalls unmöglich gewesen wäre.

Die Vermoorungen mit basaler Seekreidebildung im Bereiche der Zitzmannsdorfer und Neusiedler Wiesen erklärt man durch Verlanden der durch den Damm vom See abgeschnittenen Reste des ehemaligen Flußbettes.

Für die damalige Laufverlegung der Urdonau ins heutige Seegebiet macht man tektonische Senkungsvorgänge verantwortlich. Die abermalige Ablenkung des Wasserweges kann verschieden erklärt werden: Entweder durch Hebung des Gebietes zwischen See und Strom, sodaß eine trennende Schwelle entstand, oder durch Tieferlegen des Bettes des Hauptflusses, der dann das Wasser des Nebenarmes ableitete, und nur die Seewinkelschotter speisten das Becken mit ihrem Grundwasser. Auf jeden Fall spielt junge und jüngste Tektonik eine gewichtige Rolle.

Nach der Absonderung vom Strome hatte der See seinen einmaligen Höchststand (Bildung des Seedammes und der Strandterrassen). Seither ist eine sinkende Tendenz zu beobachten, die von mehr oder weniger periodischen Schwankungen überprägt wird. Dem Ostufer entlang infiltrieren große Mengen von Grundwasser zum Neusiedlersee. Die obertägigen Zuflüsse (Wulka und einige Bäche aus dem Leithagebirge) würden bei weitem nicht ausreichen, das Becken bei der herrschenden, großen Verdunstung zu füllen. Die Schwankungen des Wasserstandes hinken den Niederschlagsperioden nach (ROTH-FUCHS, 1929). Das Jahr 1863 war sehr regenarm. 1868 aber war erst der Wassertiefstand eingetreten. Fünf Jahre zehrte der See vom Grundwasser der umgebenden Schottermassen. 1878 war ein besonders niederschlagreiches Jahr, aber erst 1883 erreichte der Seewasserstand einen Höhepunkt. Wieder war ein Zeitraum von ungefähr fünf Jahren notwendig, die poröse Umgebung des Sees mit Wasser anzufüllen. Dann genügten geringe Regenmengen, den Seespiegel zu halten. In Klimaschwankungen und Sonnenfleckenperioden sieht man die Ursache des zeitweisen Flutens und Austrocknens des Neusiedlersees.

Der See bildete sich nach Absatz der Seewinkelschotter, der zur Würmeiszeit erfolgte. Wird zur Altersberechnung des Sees die Masse des Wulkaschotterkegels herangezogen, so kommt man auf höchstens 9000 Jahre, was ungefähr der Allerödschwankung entspricht.

Tektonik

War man früher der Ansicht, die Tertiärbecken hätten ruhigen und ungestörten Aufbau, so kennt man heute genau die große Bedeutung der Störungen und Verstellungen der neogenen Schichten. Im Vergleiche mit den Ergebnissen aus dem Wiener Becken und dem SW-Rande des Leithagebirges konnte auch hier im Ruster Berglande mit gewaltigen Randbrüchen gerechnet werden. Die tektonischen Vorgänge hatten das Eisenstädter Becken über 2000 *m* tief abgesenkt, was natürlich nicht ohne weitgehende Einwirkungen auf den dem Einbrechen entgangenen, horstgleich aufragenden Höhenzug bleiben konnte.

Das älteste, im Arbeitsgebiete nachgewiesene, tektonische Ereignis ist die zweite Teilphase der Steirischen Orogenese. Es ging in diesem Raume eine allgemeine Hebung der Erdkruste vor sich, was eine verstärkte Erosion bedingte. Eine Folgeerscheinung dieser Abtragung sind die Ruster Schotter.

Zu Beginn des Torton begann der allmähliche Einbruch des Eisenstädter Beckens. Das Meer drang in dieses Gebiet ein und erreichte im oberen Mittelorton seine größte Ausdehnung.

An eine relativ kurz dauernde Hebung im Obertorton mit ziemlich tiefgreifender Erosion schließt ein abermaliges Untertauchen des Festlandes an — die untersarmatische Transgression.

An der Wende Unter-Sarmat Mittel-Sarmat ereigneten sich nun jene Bewegungen, die für das gegenwärtige Gestaltungsbild des Arbeitsgebietes von entscheidender Wichtigkeit waren. Regionalgeologisch gesehen, war die Umrahmung des Wiener Beckens zu jener Zeit einem allgemeinen Herausheben unterworfen, das auch den vorliegenden Bereich erfaßte.

Dabei wurde das Ruster Bergland an seiner gegenwärtigen Westseite an mehreren Brüchen stark herausgehoben. Der gesamte Schichtkomplex kippte daraufhin schwach gegen Osten, sodaß die ursprünglich horizontale Lagerung bzw. das leichte Westeinfallen der Sedimente in sanftes Ostfallen umgewandelt wurde. Betrachtet man die geologische Karte, so sieht man, daß sich der große, N—S-verlaufende, westliche Beckenrandbruch auf der Höhe von St. Margarethen gabelförmig spaltet, wobei zunächst die beiden Äste rasch auseinanderstreben, um aber bald wieder in die alte Richtung zurückzuschwenken und um sich gar weiter im Süden wieder weitgehend zu nähern. Dort, wo die östliche Gabelzacke von SO zurück nach S biegt, scheint eine in sich durch eine O—W-streichende Störung zerrissene, NO—SW gerichtete Bruchlinie zu münden.

Versucht man die tektonischen Bewegungen zu rekonstruieren, so entspricht wohl folgende Deutung noch am besten: Beim Herausheben des Gebietes bildeten sich vor allem zwei mächtige, ungefähr N—S-streichende und nahezu parallel verlaufende Brüche aus: Der Westrandbruch von Schützen bis fast zur Straße St. Margarethen—Rust und die westliche Gabelzacke stellten den einen, die das Ruster Bergland NO—SW durchziehende Störung und die östliche Abzweigung den anderen Bruch dar. Als dann der Hauptschub kam, trug zunächst im Norden der westliche Bruch die Großbewegung. Diese sprang dann (das geschah alles gleichzeitig) an einer wahrscheinlich tektonisch vorgezeichneten Stelle (vielleicht eine O—W-gerichtete Störung) auf die östlich liegende Störungslinie über.

Ebenfalls zur selben Zeit wurde der Südteil des Höhenzuges auf der Bahn des östlichen Bruches um zirka 70 m höher geschaltet als das im Norden anschließende Gebiet. KÜPPER (1957) nannte den höherbefindlichen Teil im Süden die Ruster Scholle, den anderen die Steinbruchscholle.

Der Eisenbahneinschnitt bei St. Margarethen erschließt sehr schön den zu Beginn des Mittelsarmats angelegten, tektonischen Steilrand, der durch das angelagerte, klastische Obersarmat nur schwach verschleiert wird. Die im Steinbruche auftretenden Verwerfungen fallen alle mit zirka 60° gegen Westen. Diese Angaben können wohl auch vom Hauptbruche angenommen werden.

Im Steinbruche scheinen antithetische Verwerfungen mit nur geringen Versetzungshöhen (wenige Meter bloß) auf. Außerdem ist eine schwache, antiklinale Aufwölbung der Leithakalkschichten erkennbar. Ihre Achse taucht gegen SO unter.

Das Osliper Steinbruchgebiet wird ebenfalls von den N—S-verlaufenden Störungen beherrscht, die im großen Aufschluß und in der Sandgrube gut zu beobachten sind. Das Einfallen beträgt gleichfalls zirka 60° gegen Westen. Dieses zwischen den beiden nördlichen Kristallinseln leicht muldenförmig liegende Tortonvorkommen zeigt aber sehr deutlich die Wichtigkeit, die den ungefähr W—O-streichenden Bruchlinien zukommt.

Am Silberberg grenzen nördlich an das Grundgebirge tortone Leithakalke. Da sich im Westen und im Osten Ruster Schotter befinden, kann es sich um keine ursprüngliche Auflagerung tortoner Schichten auf das Kristallin handeln. Vielmehr ist hier ein Bruch mit WNW—OSO-Streichen anzunehmen, dessen Sprunghöhe ziemlich groß sein dürfte.

Auch in anderen Steinbrüchen und Aufschlüssen bemerken wir immer wieder mehr oder weniger parallel verlaufende, tektonische Linien. Der das Torton von Oslip im Norden begrenzende Bruch ist durch das gegen das Grundgebirge gerichtete Einfallen des Leithakalkes bedingt. Dabei wird der Schichtverband durch das vorher besprochene N—S- und O—W-streichende Störungsnetz stark zerrissen.

Eine ähnliche Bruchbegrenzung wie am Silberberg bei Oslip ist auch beim Torton des Schützener Goldberges anzunehmen. Am N-Fuße des Berges ist die Störung aufgeschlossen. Sie trennt hier Ruster Schotter von leicht gegen O geneigten Leithakalken. Das steile Einfallen der Verwerfung gegen O ist wahrscheinlich nur eine lokale Erscheinung.

Die beim Kartieren herausgekommenen, eigenartigen Einschnürungen des Grundgebirges (Schützener Goldberg), der Hügel mit Ruster Schottern (K. 208) im Osten, unter den die Leithakalkschichten untertauchen müßten, und die auf ziemlich der gleichen Höhe bleibende, plateauähnliche Fläche der Ruster Schotter im Süden davon (bei einem Einfallen von 10 bis 15°) lassen einen weiteren den Richtungen des Beckenhaupttrandbruches folgenden Verwurf im Mittelabschnitt des Ruster Berglandes vermuten.

Auch die beiden westlich von Oggau befindlichen Mitteltortonstreifen werden durch eine ungefähr am Ostrande des westlichen Vorkommens gelegene Störung getrennt. Sie ist durch das Höherschalten der Ruster Schotter (um Kote 168) bedingt.

Die Ruster Scholle wird sicherlich auch von einem ähnlichen System von Brüchen wie die Steinbruchscholle durchzogen. Da aber hier Ruster

Schotter diesen Abschnitt des Berglandes zum überwiegenden Teile aufbauen und Leithakalkschichten mit ihrer meist klaren Lagerung als Marken fehlen, kann nicht einmal über die vermutliche Lage der Störungen etwas ausgesagt werden. Gerade aber die wellige Plateaufläche der Sommerbergried und des Vogelsangwaldes SW von Rust läßt auf einige Staffelbrüche schließen.

Tektonischen Bewegungen verdankt sicher der Grundgraben seine Entstehung, zumindest in seinem N—S-gerichteten Laufe. Der Westhang ist nur sanft ausgebildet, dem ungefähr 5° geneigten Einfallen gegen O folgend. Der östliche Grabenrand dagegen ist sehr steil und hoch. Es ist da mit einer Verstellung von mindestens 10 bis 20 m zu rechnen. Ob das scharfe Abbiegen gegen Osten ebenfalls tektonisch verursacht ist, konnte nicht entschieden werden.

Über den weiteren Verlauf der Haupttrandstörungen gegen Norden können nur Vermutungen ausgesprochen werden. Randparallele Verwerfungen im Steinbruche bei der Rosalienkapelle nördlich von Oggau deuten vielleicht ein beginnendes NO-Streichen an. Die großen Bruchlinien gehen wahrscheinlich unter der quartären Bedeckung des Wulkadeltas in ein NO-Streichen über, um sich dann mit dem das Leithagebirge begleitenden Bruchsystem zu vereinigen. Genauere Daten wird aber erst die Kartierung des Raumes um Donnerskirchen liefern.

Aussagen über die südliche Fortsetzung der wichtigen, tektonischen Strukturen sind sehr schwierig. Das Kroisbacher Hügelland in Ungarn hat einen vom Ruster Berglande zum Teil verschiedenen Aufbau. Neuere, die Tektonik des Gebietes mehr beachtende Arbeiten fehlen. Die sehr notwendigen Vergleichsbegehungen aber konnten der politischen Verhältnisse wegen nicht unternommen werden. Es ist anzunehmen, daß sich die Bruchlinien mit den N—S-Strukturen bei Deutschkreutz vereinigen lassen werden.

Nach diesen Bewegungen zu Beginn des Mittelsarmats gab es wieder eine Reihe von Trans- und Regressionen, deren Ursachen großräumige, tektonische Ereignisse waren.

Das Ruster Bergland wurde von dieser Zeit ab keinen großen Senkungen und Hebungen mehr unterworfen. Es blieb seither Festland. In der Gegend der heutigen Wulkamündung mußte bereits damals eine Depression vorgelegen haben, da es dem obersarmatischen Meere im Norden gelang, die Hügelkette zu umfließen.

Unter einige Meter mächtigen Schlammabsätzen trafen Wasserbohrungen N Oggau auf mittelpannonische Tone, die hier, der Lage nach urteilend, transgressiv den nach O untertauchenden, miozänen Sedimenten des Höhenzuges aufzuliegen scheinen.

Seit dem höheren Mittelpannon oder noch später erfolgte eine teilweise Reaktivierung der schon im Mittelsarmat angelegten Bruchbahnen. Das Eisenstädter Becken sank an den N—S-Hauptverwürfen tief ein, sodaß Mittelpannon an Ruster Schotter grenzt. Aber auch innerhalb des gabelförmig verzweigten, wichtigen Randbruches kam es zu größeren Niveaushiftungen, wobei diesmal besonders der westliche Arm die Bewegungen vollführte. Im Süden werden die obersarmatischen Schotter von den mittelpannonischen Quarzsanden durch eine beinahe O—W-gerichtete Störung mit

offensichtlich beträchtlicher Verwerfungshöhe getrennt. Im Norden, im Bereiche des Eisenbahneinschnittes, taucht wieder Obersarmat (wenn auch in anderer Fazies) und konkordant darüberlagerndes, tieferes Unterpannon auf. Mit Sicherheit kann auch hier weiter südlich in der Gegend der Langen Wiesenäcker auf einen ungefähr gleichlaufenden Bruch geschlossen werden.

Die Scholle inmitten des aufgespaltenen Beckenrandbruches zerfiel an vielleicht schon im Mittelsarmat angelegten Bewegungsbahnen in drei Teilschollen, von denen die südliche außerordentlich hoch herausgehoben erscheint. Der im W anschließende Teil des Eisenstädter Beckens mit seinen tiefmittelpannonen Ablagerungen ist tiefer abgeglitten. Während zu jenen Zeiten das Leithagebirge gewaltig emporstieg, hatten diese Bewegungen auf das Ruster Bergland selbst indessen fast keine Auswirkungen.

Im O des Höhenzuges sind besonders im Oberpannon bedeutende Gebietsabsenkungen im Gange. Bohrungen und seismische Messungen ergaben im Bereiche des Mörbischer Seefestspielhauses einen mächtigen Bruch, der den stehengebliebenen Horst des Ruster Berglandes von einem tief versenkten Gebiete trennt (Grundgebirgsbasis dort erst in 600 *m* Tiefe, während es zirka 1.5 *km* weiter westlich mit dem Gizingberge obertags ansteht). Der weitere Verlauf dieser wichtigen Störungslinie ist vorläufig noch unbekannt.

Bohrprofile verschiedener, heute aber leider nicht mehr näher lokalisierbarer Tiefenaufschlüsse im Gebiete der Wulkaheide NNO der Ortschaft Oggau zeigen ebenfalls das Vorhandensein eines großen Bruches an der O-Flanke des Hügellandes auf (die Bohrungen durchörterten mächtiges, junges Schuttmaterial aus dem Berglande). Es ist aber sicher, daß die tektonische Linie unter der dicken, quartären bis holozänen Sedimentdecke des Seeufers verläuft und daher obertags nicht zu fassen ist.

Im Spätglazial entstand dann die merkwürdige, muldenartige, abflußlose Senke der Sulzbreiten. Die Bildung darf wahrscheinlich ebenfalls mit tektonischem Geschehen in Zusammenhang gebracht werden. Auffälligerweise liegt der Südrand der Sulzbreiten in der fortgesetzten Streichrichtung des in der „Zwischenscholle“ W—O-orientierten Bruches. Diese Störung ist bis ins Jungpleistozän, wenn auch nur sehr schwach, aktiv geblieben. Ebenso verhält es sich mit der Nordbegrenzung der Wanne. Auch sie liegt in der westlichen Fortsetzung des Streichens des vermutlichen Bruches innerhalb der Zwischenscholle, der das nördliche Obersarmat zum Mittelpannon verwirft.

Noch jetzt andauernde Bewegungen (wahrscheinlich Ausläufer der vorher besprochenen, jüngsten, tektonischen Vorgänge) konnte KIESLINGER 1955 im Eisenbahneinschnitte östlich von St. Margarethen beobachten und messen. Neben den nach Westen fallenden, immer geschlossenen, hauptbruchparallelen Verwerfungen treten hier steil nach Osten geneigte, klaffende Klüfte auf (Zugspalten). Ältere sind von Schutt erfüllt. Ein Auseinandergleiten gegen Westen verursacht die Spalten. Die Zerrung beträgt viele Meter. Einige große Klüfte wurden gegen Ende des vorigen Jahrhunderts zugemauert, doch kann sehr schön das Weiteraufreißen der Spalten studiert werden. Da diese Bewegungen nicht ins Freie, sondern in die jungtertiäre Beckenfüllung hinein erfolgen, kann man nicht von

Bergzerreißung sprechen. Ein Zusammenpressen der Beckensedimente ist wenig wahrscheinlich. Es ist also echte, noch jetzt wirksame Tektonik (nach KIESLINGER „Metatektonik“), die dieses Aufreißen des Berges, das rein äußerlich oberflächlichen Massenbewegungen sehr ähnlich ist, hervorbringt.

Dieselben Erscheinungen konnte KIESLINGER auch im Leithagebirge bei Loretto festhalten.

Das Ruster Bergland sowie die Gebiete O und W davon werden also von einem System N—S-gerichteter Staffelbrüche und ungefähr senkrecht dazu streichender Störungen durchzogen; ein Bild, das schon SZADCEZKY-KARDOSS 1938 vor Augen schwebte.

Paläogeographie

Die Ergebnisse der Stratigraphie und Tektonik vermitteln eine, wenn auch oft sehr lückenhafte Vorstellung vom Gestaltungsbilde des Arbeitsgebietes in längst vergangenen Zeiten. Im folgenden Kapitel soll nun die Geschichte dieses Raumes während des Jungtertiärs und Quartärs kurz zur Darstellung kommen.

Im Oberhelvet war das südliche Wiener und das Eisenstädter Becken sowie das Gebiet des Neusiedlersees und O davon Festland. Der Bereich des Eisenstädter Beckens war ein welliges Hügelland, dessen Höhen gegen Süden zu größer wurden. Knapp zuvor hatte die zweite Teilphase der Steirischen Orogenese das Land gehoben, was eine verstärkte Abtragung zur Folge hatte. Die Flüsse beförderten gewaltige Schottermengen. Einer von ihnen durchquerte das Arbeitsgebiet ungefähr von S nach N, wobei er die Ruster Schotter ablagerte, durchfloß den Raum des heutigen Leithagebirges zwischen Eisenstadt und Stotzing und das südliche Wiener Becken und mündete schließlich in das Meer, das den Nordteil des Wiener Beckens bedeckte.

Mit dem Beginne des Torton sank das südliche Wiener Becken allmählich ein. Da im Eisenstädter Becken Tiefbohrungen fehlen, das tiefere Untertorton aber fast nie in der Randzone vorkommt, kann also ein gleichzeitiges Einbrechen nur vermutet werden.

Es sei gleich hier vorweggenommen, daß sämtliche im Arbeitsgebiete vorgefundenen Sedimente des Torton, Sarmats und Pannons nur Randfaziescharakter besitzen. Es sind ausschließlich Ablagerungen des von seichtem Meere bedeckten Festlandrandes oder des unmittelbaren Kstensaumes selbst.

Die stärkere Transgression der Oberen Lagenidenzone, die im Leithagebirge bereits Sedimentbildungen mit größerer Mächtigkeit und fazieller Differenzierung verursachte, ist im Ruster Berglande am Westrande nur schwach bemerkbar. Das sehr flache Meer, das vor allem die von ihm überfluteten Anteile der Ruster Schotter umlagerte, sodaß dort die fluvialen Aufschttungsmerkmale verloren gingen, hinterließ nur geringmächtige Sedimente, die größtenteils der Erosion nach der Regression während der Unteren Sandschalerzone zum Opfer fielen.

Während des oberen Mittelortons (Obere Sandschaler- und Bolivinenzone) hatte das Meer seine größte Ausdehnung. Das gesamte Arbeitsgebiet lag unter den Fluten der See. Die Wasserbedeckung war jedoch sehr unbedeutend, denn der Meeresboden befand sich zum überwiegenden Teile noch im Wellenschlagbereiche. Das Vorkommen von Korallenriffen an der Basis dieser Bildungen zeigt, daß damals die Oberflächentemperatur des Meeres niemals unter 21.5°C sank und daß rein marine Verhältnisse vorlagen. Im Gebiete des Neusiedlerseeostufers befand sich Festland bzw. eine nur zeitweise vom Meere überflutete Schwelle, wie dies durch die rasche Mächtigkeitsabnahme der mittelortonen Ablagerungen von Westen nach Osten und durch Bohrungen im Seewinkel belegt wird.

Das Ende des Tortons ist durch ein weitgehendes Zurückweichen des Meeres ausgezeichnet. Infolge der Verminderung des Salzgehaltes (hervorgerufen durch eine starke Isolierung vom Weltmeere durch großräumige Hebungen von Gebieten Europas und durch Süßwasserzufluß) geht zur gleichen Zeit ein Umschwung der Fauna und Flora vor sich. Die stenohalinen Formen sterben aus (ein Großteil der marinen Mollusken, alle Echinodermen und Korallen; auch die meisten Corallinaceen [Algen] verschwinden, sodaß gewachsener Leithakalk nicht mehr gebildet wird).

Das Eindringen des Binnenmeeres mit brachyhalinem Faunenbestande während des Untersarmates war wesentlich schwächer als das des mittelortonen Meeres. Im vorliegenden Arbeitsgebiete erreichte es nur den westlichsten Rand. Außerdem war die Wassertiefe sehr gering. Dort, wo tortone Leithakalke angetroffen wurden, entstanden detritäre Kalke mit stellenweiser muschelpflasterartiger Anreicherung von Fossilien. Wie nahe die Küste gelegen war, zeigen die nicht selten eingeschwemmten Landschnecken an. Andersgeartete Sedimente aus jener Zeit konnten nicht gefunden werden. Sie sind, sofern je welche vorhanden waren, der Abtragung der nachfolgenden Festlandszeit anheimgefallen. Die geringmächtigen, detritären Leithakalke liegen diskordant den tortonen Gesteinen auf.

An der Wende zum Mittelsarmat erfolgte dann eine allgemeine Hebung der Umrahmung des Wiener Beckens. Von diesen Bewegungen wurde auch der Bereich erfaßt. Die tektonischen Vorgänge schufen in großen Zügen den Bau des heutigen Berglandes. Die gegenwärtige Westseite des Höhenzuges wurde damals sehr stark emporgehoben, der Schichtkomplex kippte leicht gegen Osten, wobei er in zwei große Teilschollen zerfiel. Von dem Zeitpunkte an wurden der Westrand und der Kern der Ruster Berge nie mehr überflutet, sondern ragten insel- bzw. halbinselförmig aus dem umgebenden Meere hervor.

Im Obersarmat drang wieder das Wasser des großen Binnenmeeres vor, doch brach sich seine Kraft bereits an der Steilküste des Westrandes des Ruster Berglandes. Nur im Norden, im Bereiche der Wulkamündung, wo bereits zu der Zeit eine leichte Depression vorlag, konnte der Höhenzug umflossen werden. Es kamen grobe Brandungskonglomerate, Cerithien-sandsteine und detritäre Leithakalke zur Ablagerung. Im Süden schüttete ein kleiner Fluß, dessen Einzugsgebiet wahrscheinlich im Süden im Gebiete des Brentenriegels lag, sein Delta vor. Dann gegen Ende der Periode zog sich das Wasser wieder zurück.

Der Festlandszustand dieses Randzonenbereiches dauerte zunächst noch im tiefsten Unterpannon fort (Zone A). Doch bereits in der Zone B erfolgte eine kleinere Transgression des Sees. Der Beginn der Zone C ist durch seine regressive Tendenz ausgezeichnet. Im höheren Unterpannon (höhere Zone C) setzte aber schon wieder das Vordringen des Seewassers ein (wie das aus gelegentlichen Fossilfunden hervorgeht: Z. B. S des Nadjezerawaldes), das dann seinen Höhepunkt im tieferen Mittelpannon (Zone D) erreichte. Es kamen mächtige Sedimente zum Absatz. In der Zone E (höheres Mittelpannon) lag aber das gesamte Gebiet trocken da. Damals ging eine teilweise Wiederbelebung der Bruchtektonik vonstatten, und zwar auf Bahnen, die größtenteils schon im Mittelsarmat angelegt worden waren.

Im Oberpannon senkte sich das Land im Osten des Ruster Hügellandes sehr stark ab. Bohrungen bei Mörbisch erbrachten bis 600 m mächtige, junge, aus dem Berglande stammende Schuttablagerungen. Am Ende des Pannons verlandete der gesamte Bereich.

Mit dem Oberpliozän folgte eine Zeit starker Abtragung und Ausräumung.

Während des Quartärs kam es auch hier zu Terrassenbildungen, wenn auch von geringerem Ausmaße. Zeitweise war das Wulkabecken von einem größeren See erfüllt (TOLLMANN, 1955). Im jüngsten Pleistozän entstand der Neusiedlersee und das Arbeitsgebiet bekam damals sein gegenwärtiges Landschaftsgepräge.

Zusammenfassung

Die Bearbeitung der kristallinen Gesteine der drei unter dem Tertiärmantel auftauchenden Grundgebirgsinseln ergab: Im Süden stehen Granitgneise mit ihrer Glimmerschieferhülle an, die durchaus jenen der Kernserie der Buckligen Welt vergleichbar sind. Die beiden nördlichen Auftragungen dagegen bestehen aus Albitchloritgneisen, deren Äquivalente in der Wechselserie vorliegen.

Die Ruster Schotter sind fluviatile Sedimente eines im Arbeitsgebiete von S nach N ziehenden Flusses als Folge der verstärkten Erosion nach vorangegangener Landhebung durch die Steirische Orogenese. Das im höheren Untertorton eindringende Meer lagerte im Westen des Berglandes diese Sedimente um, wodurch die fluviatilen Aufschüttungsmerkmale weitgehend verloren gingen. Zeitlich konnte dieses Ereignis fossilbelegt werden. Ablagerungen der Oberen Lagenidenzone kommen nur im Norden des Ruster Höhenzuges in geringer Verbreitung vor.

Die im Arbeitsgebiete auftretenden Tortonensedimente gehören alle dem höheren Mitteltorton (Obere Sandschaler- und Bolivinenzone) an.

Von den Sedimenten der untersarmatischen Transgression blieben nur unbedeutende Erosionsrelikte am Westrande der Hügellandskette erhalten.

An der Wende Unter-Sarmat Mittel-Sarmat ereigneten sich jene tektonischen Vorgänge, die den auf uns überkommenen Bau des Berglandes in groben Zügen prägten.

Im Obersarmat war das Eisenstädter und das südliche Wiener Becken meererfüllt. Die fluviatilen Schotter im Süden des Arbeitsgebietes, die WINKLER-HERMADEN einer Urtriesting zuschrieb, sind wahrscheinlich Umlagerungsprodukte der Oberen Auwaldschotter, die ein kleiner Fluß von Süden her in die See deltaartig vorschob.

Sedimente des Unterpannon spielen obertags keine Rolle. Die Flächen des kartierten Teiles des Eisenstädter Beckens werden von fossilreichen Feinsanden und Tegeln des tieferen Mittelpannon eingenommen.

Im höheren Mittel- und im Oberpannon wurden die alten Bruchbahnen teilweise wieder belebt, wobei es diesmal besonders im Osten des Bergrückens zu bedeutenden Verstellungen der Landoberfläche kam. Ausklänge der tektonischen Bewegungen reichen bis in die Gegenwart.

Literatur

BISTRITSCHAN, K.: Ein Beitrag zur Geologie des Wechselgebietes. — Verh. R. A. f. Bodenf., Wien 1939, H. 4, S. 111.

BOBIES, C. A.: Über die Pedalion — Korallenfazies im Wiener und Eisenstädter Becken. — Verh. Geol. B. A., Wien 1953, H. 1, S. 38.

BÖHM, A.: Über die Gesteine des Wechsels. — Tscherm. min. petr. Mitt., 5, 1833, S. 197.

BÜDEL, J.: Die morphologische Entwicklung des südlichen Wiener Beckens im Jungtertiär. — Verh. Geol. B. A., Wien 1934, H. 6—9, S. 89.

BÜRCEL, H.: Zur Stratigraphie und Tektonik des oberösterr. Schliers. — Verh. Geol. B. A., Wien 1949, H. 10—12, S. 123.

CZJZEK, J.: Geologische Verhandlung der Umgebung von Hainburg, des Leitha-gebirges und der Ruster Berge. — Jahrb. Geol. R. A., 3, Wien 1852, H. 4, S. 35.

CZJZEK, J.: Das Rosaliengebirge und der Wechsel. — Jahrb. Geol. R. A., 5, Wien 1854, S. 465.

EXNER, C.: Tektonik, Feldspatausbildung und deren gegenseitige Beziehungen in den östl. Hohen Tauern. — Tscherm. min. petr. Mitt., 1950, Folge 3, 1, S. 197.

FUCHS, W.: Geologischer Bau und Geschichte des Ruster Berglandes. — Diss. Universität Wien 1960.

GRILL, R.: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. — Mitt. R. A. f. Bodenf., 6, Wien 1943, S. 33.

GRILL, R.: Der Flysch, die Waschbergzone und das Jungtertiär von Ernstbrunn (NÖ.). — Jahrb. Geol. B. A., 96, Wien 1953, S. 65.

GRILL, R.: Über die Verbreitung des Badener Tegels im Wiener Becken. — Verh. Geol. B. A., Wien 1955, H. 2, S. 113.

HÄUSLER, H.: Über das Vorkommen von Windkantern am Westrande des Neusiedlersees. — Verh. Geol. R. A., Wien 1939, H. 5—6, S. 185.

HASSINGER, M.: Geomorphologische Studien aus dem Inneralpinen Wiener Becken und seinen Randgebieten. — Geogr. Abh., 8, Wien 1905, S. 361.

HASSINGER, M.: Beiträge zur Physiographie des Inneralpinen Wiener Beckens mit seiner Umrahmung. — Penck-Festband, Stuttgart 1918, S. 160.

HOERNES, R.: Sarmatische Conchylien aus dem Ödenburger Comit. — Jahrb. Geol. R. A., 98, Wien 1897, H. 1, S. 57.
















HOERNES, R.: Bau und Bild der Ebenen Österreichs — in: E. SUSS: Bau und Bild Österreichs, Wien 1903, F. Tempsky, S. 917.

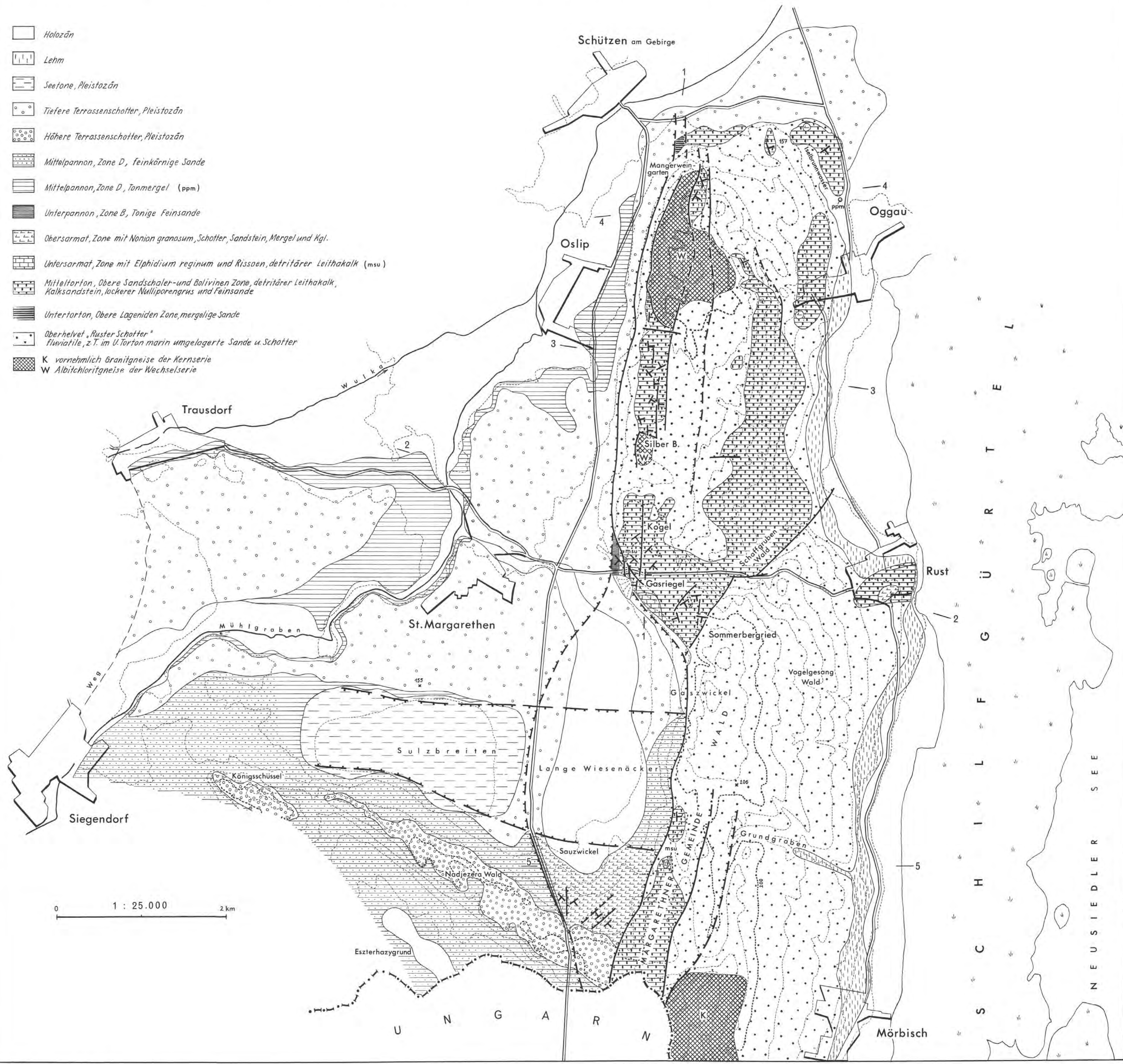
JANOSCHEK, R.: Die Geschichte des Nordrandes der Landseer Bucht im Jungtertiär. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 24, Wien 1931, S. 38.

- JANOSCHEK, R.: Das Inneralpine Wiener Becken. — In: F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich, Wien 1955.
- KAPOUNEK, J.: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Eisenstadt. — Jahrb. Geol. R. A., 88, Wien 1939, S. 49.
- KIESLINGER, A.: Rezente Bewegungen am Ostrande des Wiener Beckens. — Geol. Rundschau, 43, Stuttgart 1955, S. 178.
- KOLLMANN, K.: *Cytherideinae* und *Schulerideinae n. subfam. (Ostracoda)* aus dem Neogen des östl. Österreichs. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 51, Wien 1960, S. 89.
- KÜHN, O.: Korallensteinkerne im österr. Miozän. — Ann. Nat. Mus. Wien, 66, Wien 1963, S. 101.
- KÜMEL, F.: Über Untersuchungen entlang der burgenl. Nord-Südstraße (Bericht 1951). — Verh. Geol. B. A., Wien 1952, H. 1, S. 57.
- KÜPPER, H.: Beiträge zur Pleistozänforschung Österreichs, Abschnitt Wien—Neusiedlersee. — Verh. Geol. B. A., Sonderh. D, Wien 1955, S. 127.
- KÜPPER, H.: Geologische Karte von Mattersburg-Deutschkreutz, 1 : 75.000. — Geol. B. A. Wien 1957.
- KÜPPER, H.: Erläuterungen zur geol. Karte Mattersburg—Deutschkreutz. — Geol. B. A. 1957.
- KÜPPER, H., PRODINGER, W. und WEINHANDL, R.: Geologie und Hydrologie einiger Quellen am Ostabfall des Leithagebirges. — Verh. Geol. B. A., Wien 1955, S. 133.
- MOHR, H.: Versuch einer tektonischen Auflösung des NO-Spornes der Zentralalpen. — Denkschr. Akad. Wiss. math.-natw. Kl., 88, Wien 1912, S. 1.
- MOHR, H.: Geologie der Wechselbahn, insbesondere des großen Hartbergtunnels. — Denkschr. Akad. Wiss. math.-natw. Kl., 89, Wien 1913, S. 59.
- PAPP, A.: Das Pannon des Wiener Beckens. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 39—41, Wien 1949, S. 99.
- PAPP, A.: Die Molluskenfauna des Pannons im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 44, Wien 1953, S. 85.
- PAPP, A.: Die Molluskenfauna des Sarmats im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 45, Wien 1954, S. 1.
- PAPP, A.: Über die Entwicklung der Artengruppe der *Uvigerina bononiensis* FORNASINI im Jungtertiär. — Koberfestschr. Wien 1953, S. 303.
- PAPP, A.: Fazies und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 47, Wien 1956, S. 35.
- PAPP, A. und KÜPPER, K.: Über die Entwicklung der Heterosteginen im Torton des Wiener Beckens. — Anz. Akad. Wiss. Wien 1952, 89, S. 110.
- PAPP, A. und TURNOVSKY, K.: Die Entwicklung der Uvigerinen im Vindobon des Wiener Beckens. — Jahrb. Geol. B. A., 96, Wien 1953, H. 1, S. 117.
- PREY, S.: Zur Geologie der NWAbdachung des Leithagebirges. — Verh. Geol. B. A., Wien 1949, S. 72.
- RICHARZ, P. S.: Über die Geologie der Kleinen Karpathen, des Leithagebirges und des Wechsels. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 1, Wien 1908, S. 26.
- RICHARZ, P. S.: Die Umgebung von Aspang am Wechsel (NÖ.). — Jahrb. Geol. R. A., 61, Wien 1911, S. 285.
- RIEDL, H.: Die befahrbaren Klüfte im Steinbruch von St. Margarethen (Bgl.). — Wiss. Arbeiten aus dem Burgenlande, Eisenstadt 1960, H. 25.
- ROTH-FUCHS, G.: Beiträge zum Problem „Neusiedlersee“. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, 72, Wien 1929, S. 47.
- ROTH-TELEGD, L.: Geol. Skizze der Kroisbach-Ruster Berge und des südl. Teiles des Leithagebirges. — Földt. Köz., 20, Budapest 1879, H. 3—4, S. 139.
- ROTH-TELEGD, L.: Geol. Spez. Karte der Länder der ung. Krone, Umgebung Kismarton (Eisenstadt), Sekt.-Blatt Zone 14, Col. XV., 1 : 75.000, Budapest 1905.
- ROTH-TELEGD, L.: Erläuterungen zu dieser Karte. — Budapest 1905.
- SAUERZOPF, F.: Beitrag zur Kenntnis der burgenl. Lößablagerungen (Siegendorf). — Burgenl. Heimatbl., 16, Eisenstadt 1954, H. 2, S. 87.

- SAUERZOPF, F.: Das Werden des Neusiedlersees. — Burgenl. Heimatbl., 18, Eisenstadt 1956, H. 1, S. 1.
- SCHMIDT, W. J.: Die tertiären Würmer Österreichs. — Denkschr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 109, 7. Abhandlung, Wien 1955.
- SIEBER, R.: Systematische Übersicht der jungtertiären Bivalven des Wiener Beckens. — Ann. Nat. Mus. Wien, 60, Wien 1954—55.
- SIEBER, R.: Zur makropaläontologischen Zonengliederung im österr. Tertiär. — Erdölztg., 74, 1958, H. 4, S. 108.
- SIEBER, R.: Die Tortonfauna von Mattersburg und Forchtenau (Bgl.). — Verh. Geol. B. A., Wien 1956, H. 3, S. 236.
- SIEBER, R.: Systematische Übersicht der jungtertiären Gastropoden des Wiener Beckens. — Ann. Nat. Mus. Wien, 62, Wien 1958.
- SIEBER, R.: Die miozänen *Turrillidae* und *Mathildidae* Österreichs. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 51, Wien 1960, S. 229.
- SIEL, A.: Das Jungtertiär in der näheren Umgebung von Hornstein im Burgenland. — Mitt. Ges. Geologie- und Bergbaustud. Wien, 8, Wien 1957, S. 60.
- SZADECZKY-KARDOSS, E.: Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene. — Mitt. berg. und hüttenm. Abt., Sopron 1938, 10, S. 1.
- TAUBER, A. F. und Mitarbeiter: Landschaft Neusiedlersee. — Wiss. Arbeiten aus dem Burgenlande, 23, Eisenstadt 1959, S. 55.
- TEPPNER, W.: Die tertiäre Lithodomusart. — Mitt. Nat. Ver. f. Stmk., 50, Graz 1915, S. 99.
- TOLLMANN, A.: Das Neogen am NW-Rande der Eisenstädter Bucht. — Wiss. Arbeiten aus dem Burgenlande, 10, Eisenstadt 1955.
- TOLLMANN, A.: Foraminiferenentwicklung im Torton und Untersarmat in der Randfazies der Eisenstädter Bucht. — Sitzber. Akad. Wiss. math.-natw. Kl., 164, Wien 1955, S. 193.
- TOULA, F.: Ein neuer Aufschluß in den Congerienschichten bei Margarethen in Ungarn. — Verh. Geol. R. A., Wien 1885, H. 10, S. 246.
- VACEK, M.: Über die krystallinen Inseln am Ostende der alpinen Centralzone. — Verh. Geol. R. A., Wien 1892, H. 15, S. 367.
- VENDL, M.: Geologische Karte der Umgebung von Sopron, 1:25.000, Sopron 1928.
- VENDL, M.: Geologie der Umgebung von Sopron, I. — Mitt. berg. und hüttenm. Abt., Sopron 1929, 1, S. 225.
- VENDL, M.: Daten zur Geologie von Brennberg und Sopron. — Mitt. berg. und hüttenm. Abt., Sopron 1933, 5, H. 2, S. 386.
- VENDL, M.: Bentonit (Walkerde) aus dem Leithakalkstein von Tertörákos (Kroisbach) unweit Sopron. — Földt. Közl., 68, Budapest 1938, S. 89.
- VENDL, M.: Über die Beziehungen des Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 51, Wien 1960, S. 281.
- WESSELY, G.: Geologie der Hainburger Berge. — Jahrb. Geol. B. A., 104, Wien 1961, H. 2, S. 273.
- WIESENER, H.: Petrogr. Untersuchungen im Kristallin östl. der Wechselserie. — Anz. Akad. Wiss. Wien 1930, S. 219.
- WIESENER, H.: Studium über die Metamorphose im Altkristallin des Alpenostrandes. — Min. petr. Mitt., 42, Leipzig 1932, S. 136.
- WIESENER, H.: Ergänzungen zu den Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpenostrandes. — Min. petr. Mitt., 48, Leipzig 1937, S. 317.
- WIESENER, H.: Die Verteilung der Schwerermineralien im nördlichen Inneralpinen Wiener Becken und ihre geol. Bedeutung. — Verh. Geol. B. A., Wien 1952, H. 2, S. 207.
- WIESENER, H.: Über die Veränderungen des Schwerermineralbestandes der Sedimente durch Verwitterung und Diagenese. — Erdöl und Kohle, Jg. 6, 1953, S. 369.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Geologisches Kräftespiel und Landformung. — Wien 1957.
- WOLETZ, G.: Schwerermineralanalysen von klastischen Gesteinen aus dem Bereich des Wienerwaldes. — Jahrb. Geol. B. A., 94, (Festband) Wien 1950, Teil 1, S. 167.
- WOLF, H.: Die Stadt Ödenburg und ihre Umgebung (mit geol. Karte). — Jahrb. Geol. R. A., 20, Wien 1870, S. 15.

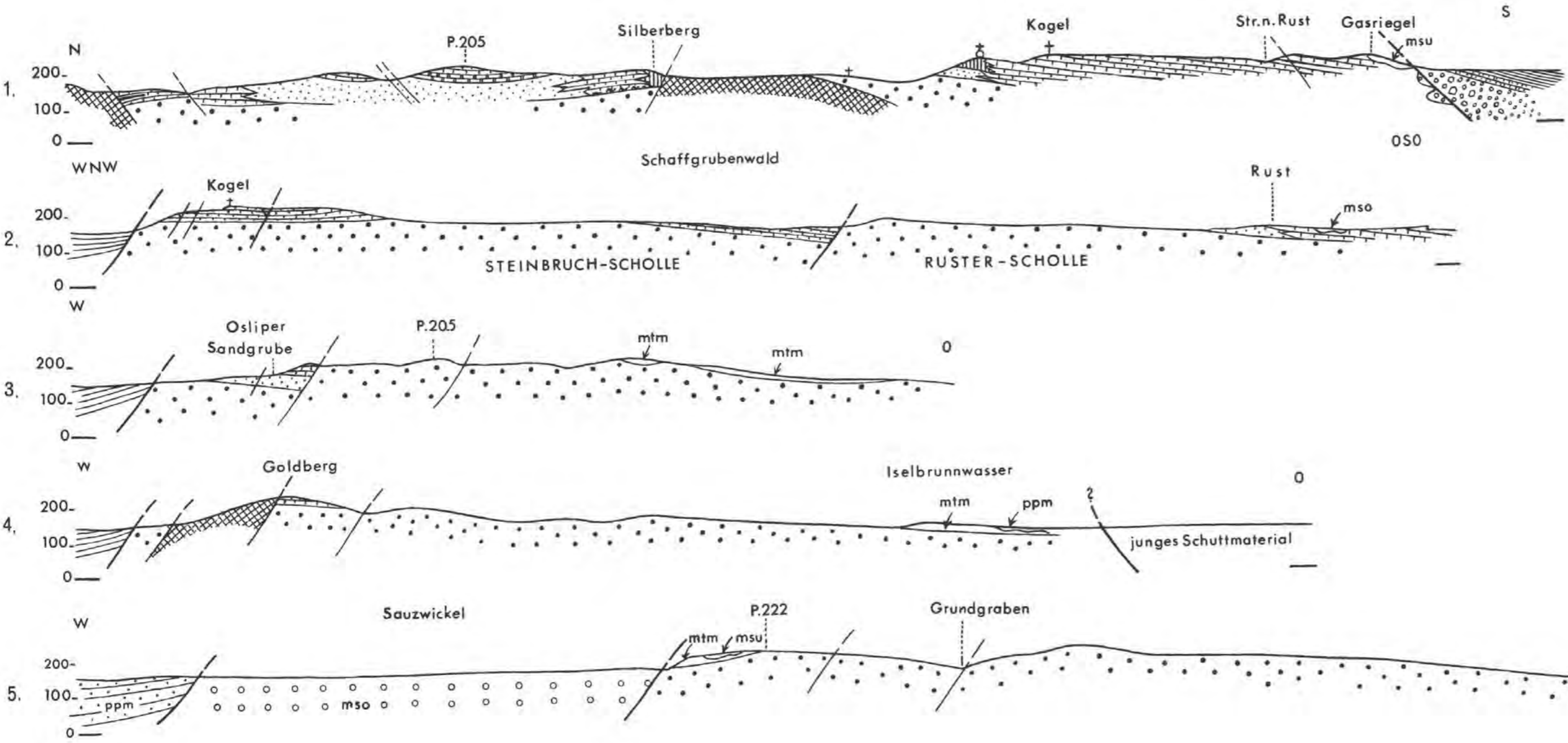
GEOLOGISCHE KARTE DES RUSTER HÜGELLANDES aufgenommen W.FUCHS, 1960

-  Holozän
-  Lehm
-  Seetone, Pleistozän
-  Tiefere Terrassenschotter, Pleistozän
-  Höhere Terrassenschotter, Pleistozän
-  Mittelpannon, Zone D, feinkörnige Sande
-  Mittelpannon, Zone D, Tonmergel (ppm)
-  Unterpannon, Zone B, Tonige Feinsande
-  Obersarmat, Zone mit Nonion granosum, Schotter, Sandstein, Mergel und Kgl.
-  Untersarmat, Zone mit Elphidium reginum und Rissoen, detritärer Leithakalk (msu)
-  Mitteltorton, Obere Sandschaler- und Bolivinen Zone, detritärer Leithakalk, Kalksandstein, lockerer Nulliporengrus und Feinsande
-  Untertorton, Obere Lageniden Zone, mergelige Sande
-  Oberhelvet, „Ruster Schotter“
Fluviatile, z.T. im U-Torton marin umgelagerte Sande u. Schotter
-  K vornehmlich Granitgneise der Kernserie
-  W Albitchloritgneise der Wechselserie



PROFILE DURCH DAS RUSTER BERGLAND von W.FUCHS, 1960

Maßstab 1:12.500



Zeichenerklärung

- | | | | | | |
|--|--|------------------|--|--------------|------------------|
| | Tegel | } M. Pannon, ppm | | Mergelbänder | } M. Torton, mtm |
| | feinkörniger Quarzsand | | | Sande | |
| | tonige Sande - U. Pannon | | diagenetisch verfestigter, echter Leithakalk | | |
| | Flußschotter | | detritärer Leithakalk u. lockerer Nulliporengrus | | |
| | Cerithiensandstein | | Riffkalk | | |
| | Strandkonglomerat | | Muschelbank | | |
| | detritäre Leithakalke - U. Sarmat, msu | | Ruster Schotter - O. Helvet | | |
| | | | Kristallines Grundgebirge | | |

mächtiges (ca. 600m), oberpannonisches Schuttmaterial

JB. Geol. B. A.	Bd. 108	S 195—212	Wien, Juni 1965
-----------------	---------	-----------	-----------------

Ein bemerkenswerter Fund von *Mastodon* (*Bunolophodon*) *longirostris* KAUP 1832 (*Proboscidea*, *Mammalia*) aus dem Unterpliozän (Pannon) des Hausruck-Kobernaußerswald-Gebietes in Oberösterreich

Von Fritz STEININGER *)

Paläontologisches Institut der Universität Wien

Mit 6 Tafeln, 2 Tabellen und 2 Textabbildungen

Inhaltsübersicht:

	Seite
Summary	195
Einleitung und Problemstellung	195
Fundort und Erhaltungszustand	196
Beschreibung und Vergleich der Reste von <i>M. (B.) longirostris</i> KAUP 1832	198
Morphologische Ergebnisse und ihre taxonomische Auswertung	209
Stratigraphische Ergebnisse (Einstufung der Fundschichten)	210
Zusammenfassung	211
Literaturverzeichnis	211

Summary

A mandible fragment with the M_3 dext. of *Mastodon* (*B.*) *longirostris* KAUP with two appertaining mandibular incisors at the apex distinctly contacting each other, is described. The significance of this form of mandibular incisors of *Mastodon* (*B.*) *longirostris*, in a taxonomic and phylogenetic respect is discussed. The fossils were found at Großweiffendorf near Mettmach, west of Linz in Upper Austria in the gravel series ("basal gravel") of the coal bearing freshwaterbeds. *Mastodon* (*B.*) *longirostris* thus confirms the Lower Pliocene age of that part of the gravel-coal-clay series of the Hausruck-Kobernaußerswald area (Upper Austria).

Einleitung und Problemstellung:

Der im folgenden beschriebene Fundkomplex wurde im Jahre 1960 durch das Oberösterreichische Landesmuseum Linz erworben und mir freundlicherweise von Herrn Direktor Dr. W. FREH zur Bearbeitung überlassen. Durch Herrn Schulrat L. WEINBERGER (1960) wurde der Fund kurz nach der Bergung der Öffentlichkeit in einem Zeitungsartikel vorgestellt.

*) Adresse des Autors: Paläontologisches Institut der Universität Wien, Wien I, Universitätsstraße 7/II.

Da Säugetierreste aus den Schotter-Kohlen-Ton-Serien des Hausruck-Kobernaußerald-Gebietes praktisch die einzigen tierischen Fossilfunde darstellen, die zur genaueren Einstufung der Fundschichten herangezogen werden können (vgl. THENIUS 1952), schien es wünschenswert, auch Einzelfunde zu beachten und sie einer systematisch gesicherten Bestimmung zuzuführen. Der Fundkomplex stammt aus einer Schottergrube bei Großweiffendorf südlich von Mettmach, Oberösterreich, und umfaßte neben einem Unterkiefer-Bruchstück mit Resten der Molaren auch vom stark verhärteten Sediment umgebene Stoßzahntrümmer. Besonders die Präparation und Rekonstruktion der Stoßzahnreste gestaltete sich äußerst interessant, da es sich bald zeigte, daß es sich um zwei zusammengehörige Unterkieferincisiven handelte. Es konnten schließlich aus den einzelnen Teilen zwei gut erhaltene Incisiven in einer Länge von zirka 400 mm zusammengesetzt werden, an denen auch die noch im ursprünglichen Verband an den Kontaktflächen aneinanderliegenden Spitzen erhalten waren. Da sich unter den Trümmern der beiden Unterkieferincisiven noch etliche Fragmente der Zahnkrone des M_3 dext. und der Mandibel fanden, die sich mühelos an den vorderen Teil des Mandibelrestes anfügen ließen, kann angenommen werden, daß ursprünglich wohl die ganze Mandibel oder zumindest der rechte Ast mit der zugehörigen Symphyse vorlag. Die übrigen Teile sind durch die Baggerarbeiten beim Abbau der Schottergrube zerstört worden, was durch die frischen, nicht mit Sediment verklebten Bruchflächen angedeutet und von den Arbeitern der Schottergrube bestätigt wurde.

Durch die einwandfrei mögliche Bestimmung des Restes war auch eine sichere stratigraphische Einstufung der Fundschichten innerhalb der Schotter-Kohlen-Ton-Serien des Hausruck-Kobernaußerald-Gebietes gegeben.

In morphologischer Hinsicht ist das Auftreten funktioneller Unterkieferincisiven mit Kontaktflächen bei *Mastodon (Bunolophodon) longirostris* KAUP bemerkenswert, weshalb auch aus diesem Grund eine Publikation wünschenswert erschien.

Herrn Dr. W. FIEB, Direktor des Oberösterreichischen Landesmuseum Linz, sei auch an dieser Stelle für die Überlassung des Restes zur Bearbeitung herzlich gedankt. Ferner bin ich folgenden Damen und Herren einerseits durch wertvolle Hinweise, andererseits durch Mithilfe bei der Material- und Literaturbeschaffung zu Dank verpflichtet: Dr. F. ABERER (Wien), Kustos Dr. F. BACHMAYER (Wien), Prof. Dr. Edg. CASIER (Bruxelles), Dr. V. FAHLBUSCH (München), Dr. H. KOLLMANN (Wien), Kustos Dr. M. MOTTL (Graz), Kustos F. SCHAEFFER (Eggenburg), Prof. Dr. R. SIEBER (Wien), Prof. Dr. E. THENIUS (Wien), Schulrat L. WEINBERGER (Mettmach), Dipl.-Kfm. E. WEINFURTER (Wien) und Prof. Dr. H. ZAPPE (Wien).

Fundort und Erhaltungszustand:

Fundort: Schottergrube Reinhaller am Viehberg, SSE von Großweiffendorf (zirka 4 km südlich von Mettmach) (siehe Abb. 1).

Die Schottergrube selbst liegt am NW-Hang des Viehberges (609 m), etwas im Wald, 560 m ü. d. M. und ist auf der österreichischen Karte 1: 50.000, Blatt 47, (Ried im Innkreis) westlich des Wortes „Viehberg“ eingetragen (n. B.: 48° 9', ö. L. 13° 21'). Der Abbau der rechteckig ange-

legten Grube wird in zirka 20 m hohen Wänden gegen Norden—Osten und Süden vorgetrieben und erfolgt mittels Bagger und Sprengungen.

Bei den Schottern handelt es sich um helle, bis maximal kleinfaustgroße Quarz- und Kristallinschotter mit reichlich sandigem Bindemittel ohne

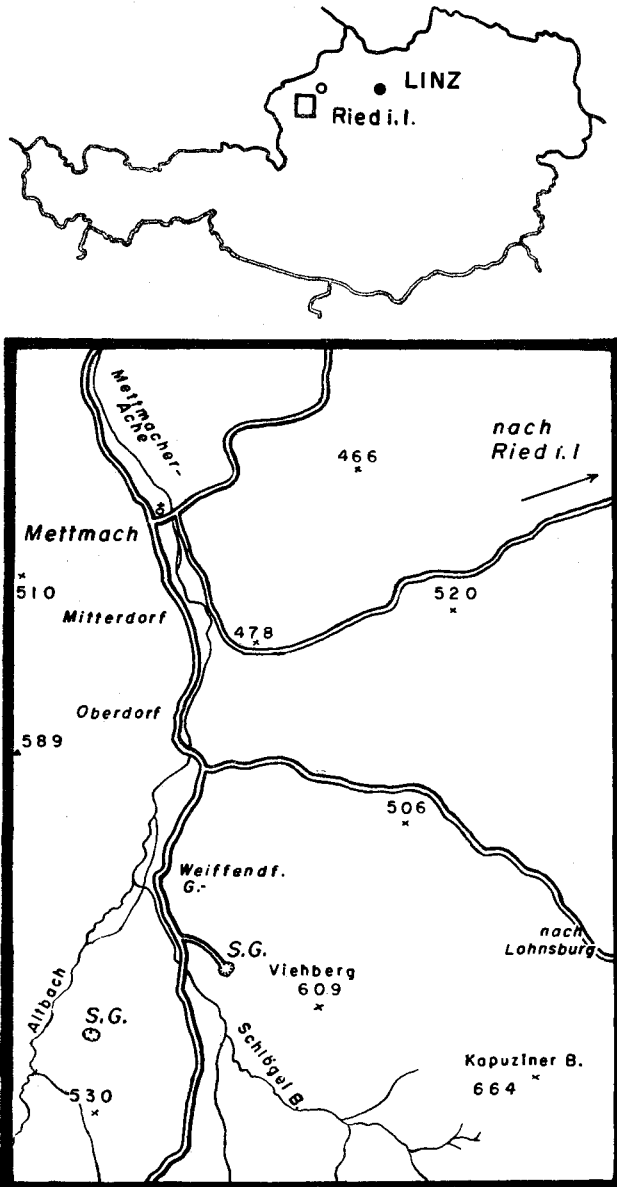


Abb. 1: Lageskizze des Fundortes von *Mastodon (B.) longirostris* KAUP aus der Schottergrube Reinhaller am Viehberg, SSE von Großweiffendorf (südwestlich von Ried im Innkreis). Maßstab: 1 : 50.000.

deutlicher Kreuzschichtung, die lagenweise tiefrostbraun verfärbt sind und unregelmäßig hellgraue, feinsandige tonige, bis einen Meter mächtige Einschaltungen aufweisen. An der Südwand treten in zirka 10 m Höhe quarzitischer verhärtete Bänke auf, aus diesem Niveau entstammt auch der Fundkomplex nach den Angaben des Baggerführers F. JETZINGER. Nach seiner Mitteilung waren ihm beim Abräumen des gesprengten Materiales im Juli 1960 immer wieder knochenähnliche Stücke aufgefallen, doch erst als der große M_3 dext. mit dem Mandibelrest zum Vorschein kam, wurde er aufmerksam, legte ihn zur Seite und grub die dann noch in der Wand steckenden Unterkieferincisiven aus.

Erhaltungszustand: Die Reste waren größtenteils mit den oben näher beschriebenen Schottern verkrustet. So war der Mandibelrest teilweise, die Unterkieferincisiven völlig mit einer dicken, stark limonitisierten rötlichbraunen, oft außerordentlich stark verfestigten Schotterkruste verbacken, wobei einzelne Schotterkörner durch Drucklösung in die Fossilreste eingepreßt waren und dadurch eine leicht grubige, nicht ganz glatte Oberfläche hervorriefen.

Der Mandibelrest ist dunkelbraunrot bis weißgelblich unregelmäßig fleckig verfärbt und zeigt neben den nicht angewitterten und ohne Sediment verklebten Bruchflächen noch etliche Sprünge. Der ganze Erhaltungszustand mit den frischen Beschädigungen am M_3 und dem Knochen und die Angaben der Arbeiter deuten darauf hin, daß ursprünglich wohl zumindest ein ganzer rechter Unterkieferast mit der dazugehörigen Symphyse vorlag.

Die Unterkieferincisiven zeigen die gleiche Verfärbung und Oberflächenstruktur und waren in 30—50 mm lange Stücke zerbrochen, die von einer stark verkrusteten Schotterschicht umhüllt waren. Beim Herauslösen der Zahnstücke lösten sich oft größere Teile des Zementringes mit dem Sediment ab und konnten dann nur mühsam von der Schotterkruste befreit werden. Die beiden Spitzenteile wurden mit den Kontaktflächen aneinanderliegend freigelegt, was darauf hinweist, daß die Unterkieferincisiven scheinbar in ihrem ursprünglichen Zusammenhang eingebettet wurden.

Da außerdem weder an dem Mandibelrest noch an den Unterkieferincisiven Schleif- oder Abrollungsspuren zu finden sind, kann ein Vorkommen auf heterochronallochtoner Lagerstätte (im Sinne EHRENBERG, 1929) ausgeschlossen werden.

Beschreibung und Vergleich der Rest von *Mastodon (Bunolophodon) longirostris* KAUP 1832:

Material: Bruchstück einer rechten Mandibel mit den Wurzelresten des M_2 und einem fragmentären M_3 sowie den beiden Unterkieferincisiven.

Mandibelrest: Vom Knochen selbst liegt der Hinterabschnitt des Ramus horizontalis vor (zirka 380 mm lang, 120 mm hoch), der knapp vor dem basalen Teil des Ramus ascendens abgebrochen und nur bis zum Vorderende des M_2 erhalten ist. Der basale Teil des Ramus horizontalis ist weggebrochen, so daß der Alveolarkanal bloßliegt. Er verläuft mehr lingual, ist äußerst mächtig entwickelt und queroval im Durchschnitt (Durchmesser

35—40 mm unter den Molaren jeweils anschwellend). In der Mitte zwischen den vorderen und hinteren Wurzelresten des M_2 ist noch die Ausmündung des Foramen mentale zu erkennen. Sämtliche Brüche am Mandibelrest sind frisch, so daß angenommen werden kann, daß ursprünglich zumindest die ganze Kieferhälte samt der Symphyse vorlag (vgl. Taf. 2, 3).

M_2 dext. inf.: Von dem oben erwähnten M_2 sind nur die Wurzelalveolen der vorderen und hinteren Wurzel erhalten, in der hinteren Alveole stecken noch geringe Reste der Wurzelspitze selbst, woraus hervorgeht, daß der M_2 wahrscheinlich noch in Funktion war und bei der Bergung ausgebrochen wurde (vgl. Taf. 1).

M_3 dext. inf.: Der M_3 wird von fünf Jochen und einem stark jochförmigen Talonid aufgebaut, von denen das erste gänzlich und die vordere Hälfte des zweiten Joches weggebrochen sind. Der Zahn selbst stand bereits voll in Funktion, sämtliche Joche außer dem Talonid sind usiert, die vorderen Joche praetrit schon sehr stark niedergekauft. Das vollständige 3. Joch wird praetrit von einem Haupthöcker, einem Nebenhöcker und dem damit verschmolzenen vorderen Sperrhöcker sowie einem an der Hinterseite des Nebenhöckers anschließenden Sperrhöcker aufgebaut. Posttrit finden sich immer zwei nebeneinanderstehende an den vorderen Jochen stärker, an den hinteren schwächer miteinander verschmolzene Pfeiler. Der prätrite Nebenhöcker des 4. Joches ist völlig mit dem vorderen Sperrhöcker verschmolzen, so daß eine Unterscheidung von zwei Höckern unmöglich ist.

An die Hinterwand dieses Neben-Sperrhöckers ist ein kleinerer hinterer Sperrhöcker angegliedert. Das 5. Joch läßt praetrit nur mehr einen sehr kräftigen Haupthöcker und einen nach vorne gequetschten kräftigen Nebenhöcker erkennen, der damit auch die Funktion eines Sperrhöckers übernimmt. Ein hinterer Sperrhöcker fehlt völlig. Das kräftige, jochförmige Talonid zeigt einen großen stumpfkegeligen Haupthöcker praetriterseits und einen noch deutlich zweigeteilten Jochkamm posttrit. Ansonsten findet sich labial an den praetriten Haupthöcker des Talonids angeschlossen ein knotenförmiger kleiner Hügel und ein ebensolcher distal an den posttriten Nebenhöcker angepreßt. Ein Cingulum ist nicht entwickelt, lediglich am Talausgang praetrit zwischen 4. und 5. Joch findet sich gegen den Haupthöcker des 5. Joches zu eine wulstförmige, geringmächtige Auftreibung im Bereich des labialen Zahnrandes. Die Täler selbst sind, soweit dies der weit fortgeschrittene Zustand der Abkautung erkennen läßt, eng, die Wände der Zahnhöcker nach beiden Seiten gleichmäßig steil abfallend, zwischen 2. und 3., 3. und 4. Joch praetrit, durch vordere und hintere Sperrpfeiler gänzlich gesperrt und zwischen 4. und 5. Joch gut gesperrt. Das Tal zwischen dem 5. Joch und dem Talonid ist ungesperrt und besonders praetrit etwas mit Zementfüllung versehen (vgl. Taf. 1, 2, 3).

Maße: Jochzahl: $5 \times$; Länge: mehr als 200 mm; größte Breite am 4. Joch: 94 mm (1. und 2. Joch weggebrochen); 3. Joch: 91 mm; 4. Joch: 94 mm; 5. Joch: 87 mm; Talonid: 57 mm; Höhe: 55·6 mm (3. Joch).

Vergleich: Wie aus der obigen Beschreibung hervorgeht, zeigt dieser Zahn trotz seines fragmentären Erhaltungszustandes die für longirostris charakteristischen Merkmale, wovon ich mich beim Studium der einschlägigen Literatur und beim Vergleich mit den in den einzelnen Sammlun-

gen vorhandenen Stücken überzeugen konnte. Nachstehend seien aber wenigstens die unserem Rest sehr nahestehenden letzten Molare angeführt: Schon der von KAUP (1835, p. 82, Taf. 20, Fig. 5) beschriebene und abgebildete Zahn gleicht unserem Rest in Anordnung der Mammillen und der einzelnen Joche sowie in der Ausbildung der Sperrhöcker. Auch die von ihm 1857 unter „*M. angustidens*“ auf Taf. 4, Fig. 1, 2 und 3 wiedergegebenen Unterkiefer lassen sich gut vergleichen. 1910 bildet BACH (p. 108, Taf. 10, Fig. 8) einen M_3 aus Kühberg bei Söchau, Steiermark, ab, bei dem die praetriten Nebenhöcker, besonders des 4. Joches, noch stärker nach vorne verschoben sind und hinten kein Sperrhöcker mehr entwickelt ist. Posttrit besteht der Talonid nur aus einem kegelförmigen Hügel. SCHLESINGER (1917, p. 93, Taf. 23, Fig. 4) beschreibt den schon von VACEK (1877, p. 26, Taf. 3, Fig. 1, 1 a) angeführten Unterkieferrest aus Stettenhof bei Gösing in Niederösterreich, den ich im Naturhistorischen Museum Wien selbst untersuchen konnte und der dem Rest aus Mettmach besonders in der Anordnung und im Bau der praetriten Nebenhöcker gleicht, posttrit aber nur bis zum 4. Joch 2 Mammillen zeigt, das 5. Joch besteht nur aus einem kegelförmigen starken Höcker, das Talonid ist wohl stark, doch nicht jochförmig. Am nächsten steht unser Zahn aus Großweiffendorf bei Mettmach der von SCHLESINGER (1922, p. 53, Taf. 9, Fig. 7 und Taf. 10, Fig. 1) aus Gubacs bei Budapest als „Urbild von *longirostris*“ angeführten Mandibelrest, dem unserer nur an Größe etwas nachsteht, auch scheint bei dem ungarischen Rest der posttrite Teil des Talonids nicht mehr deutlich zweigeteilt. KLÄHN (1922, p. 60, Fig. 13) bildet unter dem Namen „*Mastodon grandis* KAUP“ einen M_3 sin. aus Eppelsheim ab, der im Bau mit unserem nahezu übereinstimmt, er scheint aber an den Talonid noch ein deutliches Bourrelet angefügt zu haben. KLÄHN bildet (1931, Taf. 1, Fig. 4) einen ähnlichen, ebenfalls aus Eppelsheim stammenden M_3 ab, der jedoch eine stärkere Sperrhöckerentwicklung zeigt und ein posttrit nur einteiliges Talonid ansonst aber wiederum unserem Rest sehr nahe kommt. Nahezu gleichartig ist der von LEHMANN (1950, p. 179, Taf. 18, Fig. 73) wiedergegebene Molar aus Geratskirchen, der sich nur durch das praetrit am hinteren Zahnteil entwickelte Cingulum unterscheidet. Weiters liegen in den verschiedenen österreichischen Sammlungen eine Reihe von unpublizierten *longirostris*-Molaren, die ebenfalls sehr große Übereinstimmung mit unserem Rest zeigen. (Naturhist. Museum-Wien, Joanneum-Graz, Krahuletz-Museum-Eggenburg, NÖ.) Die durch die Unterkieferincisiven sich aufdrängende Frage, ob der Rest nicht noch *M. (B.) angustidens* oder zumindest *M. (B.) angustidens longirostris* zugerechnet werden kann, wird meines Erachtens durch die Größe, die höhere Jochzahl, die hohen Joche, das Vorpellen der praetriten Nebenhöcker, der Stellung der Höcker zueinander und die engen Täler des M_3 hinfällig. Ebenso scheidet die von WEGNER (1913, p. 255) beschriebene Form „*austrogermanica*“ schon von vornherein durch die weiten Täler aus. Der von STROMER (1938, p. 26—27, Taf. I, Fig. 2) aus dem Flinzsand von München zu dieser Form gestellte M_3 dext. kann meiner Meinung nach schon zu *M. (B.) longirostris* gerechnet werden und läßt sich auch mit unserem Rest gut vergleichen. Lediglich die praetriterseits an der hinteren Seite des 3. und 4. Joches gut ausgebildeten Sperrhöcker scheinen zu fehlen. Zu überprüfen wäre nun noch die Frage, ob wir es nicht mit *M. (B.) grandincisivus* SCHLESINGER zu tun haben. Dagegen

spricht vor allem die bedeutendere Größe und Stellung der Unterkiefer-incisiven dieser Art (siehe unten) und weiters die im Vergleich mit *M. (B.) longirostris* relativ weiten und besonders im rückwärtigen Abschnitt mit Zement erfüllten Täler der Molaren sowie die erhöhte Jochzahl (6×), die pfeilerförmige Anordnung der Jochmammillen und das meist durch seine höckerige Entwicklung sehr deutliche Basalband (vgl. auch Tab. 1).

Autor oder Sammlung	Fundort und stratigraphische Einstufung	Länge	Breite der Joche an der Basis gemessen:					Talo- nid
			1.	2.	3.	4.	5.	
Oberösterr. L.-Mus. Linz, Inv.-Nr.: MG 4/1960	Großweiffendorf b. Mettmach, OÖ., Pliozän: U-Pannon	dext.: +200	—	—	91	94	87	57
KAUP 1835, S. 82 Taf. 19, Fig. 1, 3		220	71	80	96	96	76	56
KAUP 1835, S. 82 Taf. 20, Fig. 5		231	84	91	96	94	89	68
BACH 1910, S. 108 Taf. 10, Fig. 8	Kühberg b. Söchau, Stmk. Pliozän: U-Pannon	dext.: +136	—	—	91	89	86	66
SCHLESINGER 1917, S. 93, Taf. 13, Fig. 4	Stettenhof b. Gösing, NÖ. Pliozän: U-Pannon	sin.: —220	87	91	88	—	—	—
SCHLESINGER 1922, S. 53, Taf. 9, Fig. 7, Taf. 10, Fig. 1	Gubacs, Ungarn Pliozän: U-Pannon	dext.: 234	94	101	100	98	88	68
KLÄHN 1931, Taf. 1 Fig. 4	Eppelsheim, BRD Pliozän: U-Pannon	sin.: 220	—	86	80	76	64	48
LEHMANN 1950, S. 179, Taf. 18, Fig. 73	Geratskirchen, BRD Pliozän: U-Pannon	dext.: 227	gr.Br.: 91					
JOANNEUM (Graz) Inv.-Nr.: 59.768 Inv.-Nr.: 59.641	Breitenfeld, Stmk. Pliozän: U-Pannon Pliozän: U-Pannon	sin.: 237 dext.: 237	84 82	94 94	98 98	— +86	71 —	— —
JOANNEUM (Graz) Inv.-Nr.: 45.799	Wolfsau, Bgld. Pliozän: U-Pannon	dext.: 211	76	87	86	—	68	—
PAL. INST. UNIV. WIEN	Wien (Laaerberg) Pliozän: U-Pannon	dext.: 223	80	88	90	90	84	64
KRAHULETZ-Mus. Eggenburg, NÖ.	Kiplitz b. Ziersdorf, NÖ. Pliozän: U-Pannon	sin.: 245	82	92	98	98	80	56

Tabelle 1: Vergleichsmaße der 3. Unterkiefermolaren bei *Mastodon (B.) longirostris* KAUP (Maßzahlen in Millimetern).

Unterkiefer-Incisiven: auf die Zugehörigkeit der beiden Unterkiefer-Incisiven zu dem oben beschriebenen Mandibelrest mit dem teilweise erhaltenen M_3 dext. wurde bereits in der Einleitung (siehe S. . . .) hingewiesen.

I_2 dext.: Der Zahn ist bis zu einer Länge von 410 *mm* erhalten, läßt aber an seiner proximalen Bruchfläche noch keinen Hohlraum, der als Beginn der Pulpahöhle gedeutet werden kann, erkennen. Der ganze Incisiv ist schwach konkav nach oben gekrümmt (vgl. Taf. 6, Fig. 1 b, 1 c) und zeigt eine leichte Torsion von hinten oben gegen vorne außen. Er besitzt den charakteristischen ovalen „birnförmigen“ Querschnitt, der durch eine sehr deutliche oben innen verlaufende Längsrinne, die erst zirka 135 *mm* von der Spitze verflacht (vgl. Taf. 4) und zwei wesentlich schwächere an der Außenseite oben gelegene Rinnen zustande kommt (vgl. Taf. 6, Fig. 1 c). An der Zahnspitze läßt sich an der morphologischen Innenseite eine deutliche Kontaktfläche mit lanzettförmigem Umriß in einer Länge von 115 *mm* und einer größten Breite im vorderen Drittel von 25 *mm* erkennen (vgl. Taf. 6, Fig. 1 b). Von der Spitze weg sind an der Oberseite, an der Außenkante und an der Unterseite des Zahnes starke sich weit zungenförmig nach rückwärts erstreckende Nutzsuren zu erkennen, wobei der äußerliche Zementbelag meist gänzlich durchgescheuert ist und als scharfer Rand diese Zungen umgrenzt (vgl. Taf. 4, Taf. 6). Die Länge der Nutzsuren beträgt an der Oberseite 115 *mm*, an der Außenkante 165 *mm* und an der Unterseite zirka 100 *mm*. Außerdem findet sich am Hinterende des Zahnes eine zirka 120 *mm* lange Kanellierung. Da der Zahn, wie oben erwähnt, durch zahlreiche Querbrüche in einzelne Stücke zerlegt war, konnte der Verlauf des äußerlich um den Dentinkern gelegenen Zementringes gut studiert werden. Dabei zeigte sich, daß der Zementring an den Nutzsuren, wie oben bereits erwähnt, meist gänzlich abgerieben war und die Dentinlamellen, mit dem an allen Querbrüchen sichtbaren, kennzeichnenden guilochierenden, Verlauf bis nach außen durchzogen. Ansonst ist der Zementring an der Außen- und Unterseite bis zirka 280 *mm* von der Zahnspitze weg schwach entwickelt (nur zirka 1.7 bis 2.2 *mm* stark), während er an der Ober- und Innenseite relativ dick ist (zirka 3.2 bis 3.8 *mm*). Gegen das Hinterende gleicht sich dieser Unterschied in der Stärke des Zementbelages fast ganz aus und liegt bei zirka 3.7 bis 4 *mm* (Maße des I_2 dext. siehe unten).

I_2 sin.: Dieser Zahn ist bis zu einer Länge von 365 *mm* erhalten und ebenso wie der oben beschriebene I_2 dext. leicht gekrümmt und torsiert (vgl. Taf. 5, Fig. 1 a, 1 b), mit querovalen „birnförmigen“ Querschnitt und einer deutlich oben innen gelegenen, zirka 140 *mm* vor der Spitze endigenden Längsrinne (vgl. Taf. 4). Die beiden außen oben verlaufenden Rinnen sind nur schwach angedeutet (vgl. Taf. 5, Fig. 1 a). Zahnspitze mit 115 *mm* langer, 25 *mm* breiter, vorne ovaler, unten zugespitzter lanzettförmiger Kontaktfläche (vgl. Taf. 5, Fig. 1 b), 105 *mm* oberer, 185 *mm* äußerer und 118 *mm* langer unterer Nutzsuren, die von scharfen Zementrändern umgrenzt werden (vgl. Taf. 4, Taf. 5, Fig. 1 a, 1 b, 1 c). Kanellierung am Hinterende zirka 84 *mm* lang, doch nicht sehr deutlich ausgeprägt, was aber sicherlich zum Teil durch die Fossilisation bedingt ist. Der an den einzelnen Querbrüchen zu studierende Verlauf des Zementringes gleicht dem am rechten Zahn beschriebenen.

Maße (in Millimeter):

	dexter:		sinister:		
Länge:	410		365		
Anliegefläche:	Länge	115	115		
	größte Breite	25	25		
Nutzspur-Länge:	oben	115	105		
	außen	165	185		
	unten	100	118		
Durchmesser:	größter	kleinster	größter	kleinster	
	50 mm von der Spitze	42	33	51	38
	100 mm von der Spitze	58	48	63	52
	150 mm von der Spitze	71	54	74	55
	200 mm von der Spitze	74	55	79	57
	250 mm von der Spitze	74	56	82	59
	bis zum Zahnende		bis zum Zahnende		

Legt man die beiden Unterkieferincisiven, an der durch die Kontaktfläche und den Verlauf der oberen und der unteren Nutzspurkante gegebenen Flächen und Linien aneinander, ergibt sich der von VACEK (1877) als „bügel-eisenförmige“ Gestalt der Unterkieferschaufel bezeichnete Umriß. Dabei muß festgestellt werden, daß der I_2 dext. gegenüber dem I_2 sin. ein Stück nach rückwärts versetzt ist, wodurch dann die vollkommene Abrundung und der funktionell zu erwartende gleichmäßige Verlauf der Unterkieferschaufel gegeben ist, wie dies überzeugend von SCHLESINGER (1922, Taf. 7, Fig. 2) von *M. (B.) angustidens* Cuv. abgebildet wurde. Die beiden vorliegenden Incisiven divergieren schwach nach rückwärts außen (bei 300 mm divergieren die Innenseiten der Incisiven um 25 mm).

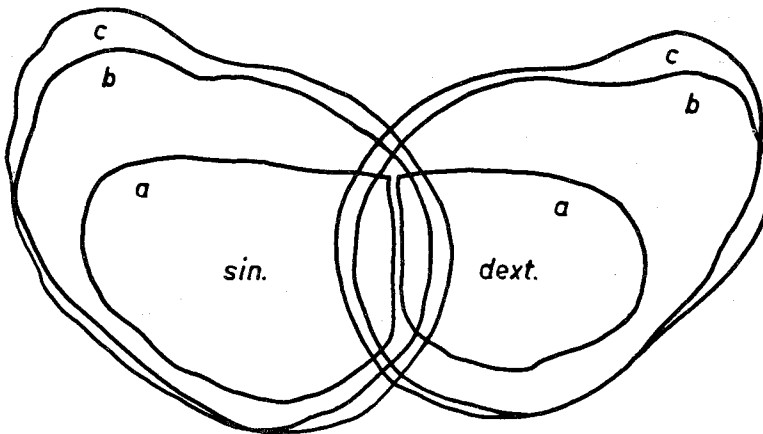


Abb. 2: Querschnittsbilder der Unterkieferincisiven (sin. & dext.) in Abständen von a) 50 mm, b) 150 mm, c) 250 mm von der Incisivenspitze ($\frac{1}{5}$ der natürlichen Größe).

Vergleich: Schon KAUP (1832, Heft 1, p. 3, Taf. III, Fig. 1 a, b, c, 2, 3) beschreibt Unterkieferincisiven von *M. (B.) longirostris*, wobei der auf Taf. III, Fig. 1 a, b, c, wiedergegebene Rest unseren Zähnen in den Größen-dimensionen sowie in den Querschnittsbildern äußerst ähnlich ist. Am vorderen Querschnittsbild Taf., III, Fig. 1 c, ist recht gut die innere Kontaktfläche zu erkennen, außerdem erwähnt KAUP eine nur außen verlaufende Nutspur. Ebenso charakteristisch ist das hintere Querschnittsbild, Taf. III, Fig. 1 b, das deutlich den „birnförmigen“ Umriß erkennen läßt. 1835 (im Heft 4, p. 84, Taf. XIX, Fig. 1 und 2) beschreibt er nochmals den jetzt restaurierten Unterkiefer, das Typusstück zu *Mastodon (Bunolophodon) longirostris* KAUP 1832 (siehe auch Isis, 25, Heft VI, p. 628—631, Taf. II A). In der Symphyse dieses Unterkiefers finden sich zwei in den Dimensionen auch unseren Incisiven entsprechende Alveolen, die durch eine vorne etwas stärkere Zwischenwand voneinander getrennt sind. In BLAINVILLES Atlas [Zur Osteographie von Elephas (und Mastodon) — Lieferung 16, 1839—1864] ist diese Eppelsheimer Symphyse auf Taf. 14 ausgezeichnet wiedergegeben. VACEK (1877, p. 27, Taf. I, Fig. 1 und 2, Taf. II, Fig. 1 und 2) erwähnt einen Unterkiefer mit Milchbezaehlung vom Laaerberg in Wien und zwei schwäch-tigen nach vorne divergierenden Incisiven (? Milchincisiven) und schließt daraus und dem ihm anscheinend auch schon vorliegenden Material am Naturhistorischen Museum Wien (siehe unten) VACEK (1877, p. 28), daß bei *M. (B.) longirostris*: „durch dieses gelindere Auftreten sämtlicher Charaktere — der Unterkieferincisiven — eine Art Rückbildung zeigen im Vergleich zu denen des *M. angustidens*.“ Von dem bekannten Fundort Croix-Rousse im Rhonetal bei Lyon (Pannonium siehe THENIUS 1959, p. 63 und p. 72, Tab. 4) bilden LORTET & CHANTRE (1872, Taf. 14, Fig. 2, 3, 4) Unterkieferincisiven ab, die dann später auch von DEPERET (1877, p. 186) eingehend beschrieben werden. Nach den Abbildungen und den angegebenen Maßen sind sie in den Dimensionen und den Querschnittsbildern sowie in den breiten Kontaktflächen sehr ähnlich. Das damit anscheinend im Verband gefundene Unterkieferbruchstück zeigt den Hinter-teil der Symphyse mit den großen Alveolen, einen ziemlich niedergekauften großen 4jochigen M_2 (nicht ganz drei erhaltene Joche) und den vorderen Teil des angekauften M_3 .

Zur Übergangsform von *M. (B.) angustidens* zu *M. (B.) longirostris* rechnet SCHLESINGER (1917) den Unterkiefer aus der Stirlingsandgrube am Laaerberg bei Wien (siehe p. 65 ff, Taf. 9, Fig. 4, Taf. 10, Fig. 1,3), da hier in der größtenteils erhaltenen Symphyse noch zwei funktionelle am Vorderende mit einer Kontaktfläche aneinanderliegende Unterkieferincisiven vorhanden waren. Der vollständig erhaltene I_2 dext. steht in der Ausbildung der deutlichen Kontaktfläche, des Querschnittsbildes und dem charakteristischen Verlauf der Nutspurfächen unseren Resten aus Großweiffendorf bei Mettmach sehr nahe, er ist nur in den Dimensionen etwas schwächer (vgl. Tab. 2). Da aber sowohl der Bau der Molaren (M_2 $4 \times$, M_3 $5 \times$ und knopfförmiges Talonid) als auch der Kieferbau typische longirostrine Merkmale zeigen, möchte ich diesen Rest eher der Art *M. (B.) longirostris* zurechnen. Einen einzigen Unterkieferincisiv aus den Belvederegruben in Wien (ehemals im Besitz der Geol. Bundesanstalt, derzeit im Naturhistor. Museum Wien) stellt SCHLESINGER (1917, p. 83, Taf. 13, Abb. 2) zu *M. (B.) longirostris*. Der leicht gerollte Zahnrest läßt den charakteristischen „birnförmigen“

Querschnitt mit der oben innen verlaufenden Längsrinne erkennen. An der Spitze sind drei Flächen abgrenzbar, die SCHLESINGER als untere äußere und innere Nutzsprur deutet und diese allseitige Abnutzung auf ein Divergieren der Incisiven nach vorne zurückführt.

Durch die außerordentliche Liebenswürdigkeit von Frau Kustos Dr. M. MOTTL (Joanneum-Graz) wurde es mir ermöglicht, einen von ihr geborgenen Neufundkomplex von *M. (B.) longirostris* aus Breitenfeld bei Riegersburg (Oststeiermark) zu studieren. Unter der Inv.-Nr. 59.641 findet sich eine rechte Mandibel mit noch z. T. erhaltener, ziemlich langer Symphyse, in der eine mächtige, 180 mm lange Alveole für den I_2 vorhanden ist. Im kugelförmig abgerundeten Ende mündet das Foramen alveolare. Ferner besitzt der Unterkiefer einen typisch longirostrin gebauten $4 \times M_2$ und einen $5 \times M_3$ (siehe Tab. 1). Von den dazugehörigen Incisiven ist der rechte (Inv.-Nr.: 59.649) leider nur als 80 mm langes Fragment erhalten, dafür der linke (Inv.-Nr.: 59.662) fast vollständig. Er zeigt denselben querovalen „birnförmigen“ Querschnitt, eine tiefe, oben innen bis fast an die Spitze reichende und zwei schwache, außen oben verlaufende Längsrinnen sowie die charakteristischen Nutzspruren. Leider ist an der Spitzeninnenseite, wo man die Kontaktfläche erwarten müßte, der Schmelz abgesplittert. Doch steht der Zahn unseren Stücken so nahe, daß man diese Kontaktfläche mit größter Wahrscheinlichkeit annehmen kann. Diese Vermutung wird auch durch den kennzeichnenden Verlauf der Nutzsprurkanten und -flächen bekräftigt. Am Hinterende des Restes ist noch das Ende der Pulpahöhle sichtbar (Maße vgl. Tab. 2).

Ein weiterer neuer Incisivenfund aus pliozänen Ablagerungen sei hier angeführt. Er stammt aus dem Neusiedlersee-Gebiet, Burgenland, und dank dem Entgegenkommen von Herrn Prof. THENIUS liegen mir Photographien und Angaben von Herrn Prof. Edg. CASIER (Bruxelles) vor, die dieser vom Finder erhalten hat. Es handelt sich um einen Incisiven von zirka 500—600 mm Länge, der leicht nach vorne außen verdreht ist und eine deutliche Kontaktfläche aufweist. Weiters sind eine obere äußere und eine untere Nutzsprur sowie der typisch querovale „birnförmige“ Querschnitt charakteristisch, der durch die tiefere oben innen und die beiden flacheren oben außen gelegenen Längsrinnen hervorgerufen wird. Dieser Rest gleicht unseren Stücken sehr, scheint jedoch einen flacheren Querschnitt zu besitzen.

Da sich die wenigen bekannt gewordenen Reste von Unterkieferincisiven des *Mastodon (B.) grandincisivum* durchwegs in ihren enormen Dimensionen alle gleichen (siehe PAVLOW 1903, SCHLESINGER 1917, 1922) ferner nach vorne divergieren und stark nach aufwärts gekrümmt sind (siehe SCHLESINGER 1922, Taf. II, Fig. 1, 2 und das Rekonstruktionsbild Taf. I, Fig. 1, 2), ist eine Identifizierung mit dieser Art nicht nur durch den Bau des M_3 dext. (siehe oben) ausgeschlossen.

Morphologisch und dimensionell stehen unseren Resten vielmehr die Unterkieferincisiven der um *M. (B.) angustidens* (im Sinne von LEHMANN, 1950) zu gruppierenden Arten und Unterarten am nächsten. So findet sich ein Spitzenstück in BLAINVILLES Atlas (Taf. 14) unter der Bezeichnung „de Gascogne“ zusammen mit einer langgestreckten Unterkiefersymphyse. (Meines Erachtens handelt es sich bei der Spitze um ein linkes Fragment,

Autor oder Sammlung	Fundort und stratigraphische Einstufung	Länge	größter und kleinster Durchmesser bei					
			100 gr. kl.	200 gr. kl.	300 gr. kl.	400 gr. kl.	500mm gr. kl.	
Kreis: <i>Mastodon (B.) angustidens</i> Cuv.								
VACEK 1877, Taf. IV, Fig. 1 SCHLESINGER 1917, Taf. I, Fig. 6	Eibiswald, Stmk. Miozän: Helvet	sin.: — dext.: —	46	41				
SCHLESINGER 1917, Taf. I, Fig. 4, 5	Eibiswald, Stmk. Miozän: Helvet	dext.: 170	44	30	48	30		
Geol. Bundesanst. Wien, Nr. 81	? Eibiswald, Stmk. Miozän: Helvet	sin.: 470	73	53	81	55	84	57 86 54
Nat.hist. Mus. Wien, Nr. XXXII/1/1843	Leithagebirge, NÖ. Miozän: Torton	? 245	39	39	47	39		
Nat.hist. Mus. Wien, Nr. SK(Pia)2931	St. Ulrich, Stmk. Miozän	sin.: 180	37	29	43	32		
SCHLESINGER 1922, Taf. VII, Fig. 1, 2, 3, 4	Salgotarjan, Ungarn Miozän: Burdigal	sin.: 92 dext.: 76	47	34				
KLÄHN 1931, Taf. II, Taf. IV, Fig. 5, 6	Steinheim a. Alb., BRD Miozän: Sarmat	sin.: 503 dext.: 600	54	54				
LEHMANN 1950 p. 168	Schönbrunn bei Haag Miozän	dext.: 320	—	—	64	64		

Kreis: *Mastodon (B.) longirostris* KAUP

Oberösterr. L.-Mus. Linz, Inv.-Nr.: MG. 4/1960	Großweiffendorf b. Mettmach, OÖ. Pliozän: U-Pannon	dext.: 410 sin.: 365	58	48	74	55	76	57	76	57
SCHLESINGER 1917, Taf. 9, Fig. 4, Taf. 10, Fig. 1, 3	Wien (Laaerberg) Pliozän: U-Pannon	dext.: 510	42	35	52	48	56	49	58	52 59 51
SCHLESINGER 1917, Taf. 13, Fig. 2	Wien (Belvedere) Pliozän: U-Pannon	218	44	37						
JOANNEUM (Graz) Inv.-Nr.: 59.662	Breitenfeld, Stmk. Pliozän: U-Pannon	sin.: 520	—	—	69	56	66	57	66	55 67 56

Tabelle 2: Maße der Unterkieferincisiven von *M. (B.) angustidens* Cuv. und *M. (B.) longirostris* KAUP (Maßzahlen in Millimeter).

dann würde die deutliche außen gezeichnete bandförmige Fläche die innere Kontaktfläche darstellen.) SCHINZ (1833, Taf. 1, Fig. 5, 9, 10, 11) bildet sehr ähnliche Incisivenreste von *M. (B.) angustidens turicensis* ab, ähnliche beschreibt auch MAYER (1867). Ein wahrscheinlich zu *M. (B.) angustidens* zu stellender Rest ist bei demselben Autor auf Taf. VIII, Fig. 1, 2, 3 abgebildet, der unseren Stücken sehr nahe kommt, wengleich das Querschnittsbild sehr flach ist (größter Querschnittsdurchmesser 67·5 mm, kleinster 39 mm). Die von BIEDERMANN (1876, Taf. I und II, sowie 1868, Taf. V) angeführten Incisiven scheinen von einem mehr rundovalen Querschnitt. Der von VACEK (1877, Taf. IV, Fig. 1) „in situ“ aus der Braunkohle von Eibiswald, Steiermark (unteres Helvet nach MOTTL 1958, p. 19) und von SCHLESINGER (1917, Taf. I, Fig. 6, nur vorderer Teil der Schaufel) abgebildete Rest konnte in der Geologischen Bundesanstalt studiert werden. Der ganze Rest ist ziemlich verquetscht, die Schaufel scheint davon am wenigsten betroffen zu sein. Die Incisiven wirken klein und schmal, fast zart, mit deutlicher langovaler hinten zugespitzter Kontaktfläche und einem vorderen Querschnittsbild, das dem unserer Incisiven gleicht. Fügt man die Spitzenteile so zusammen, wie sie von SCHLESINGER abgebildet wurden, so stimmt der Nutzpurenverlauf nicht exakt überein, es muß auch hier der rechte Zahn gegenüber dem linken etwas zurückgenommen angelegt werden, wodurch auch der Verlauf der Schaufelaußenkante organischer abgenutzt wirkt. Die bei BACH (1910, p. 89) angeführten Reste lassen einige interessante Tatsachen feststellen: Der erste, obwohl ein relativ sehr kleines Stück (108 mm lang, größter Durchmesser 29 mm, kleinster 19 mm, birnförmiger Querschnitt, deutliche Kontaktfläche, Längsrinnen sowie Kannelierung) schon mit den typischen Merkmalen eines ausgewachsenen Unterkieferincisiven. Das zweite Stück aus Brunn bei Wies, Steiermark, zeigt ebenso alle charakteristischen Einzelmerkmale, auch deutlich die sogenannte „bügeleisenförmige“ Nutspur, doch findet sich nach BACH (p. 94) bei diesem Stück an der Innenseite keine Kontaktfläche, sondern eine, wenn auch schwächere, Nutspur.

Nicht unerwähnt möchte ich auch den von BACH (p. 94) beschriebenen Unterkiefer aus Vordersdorf bei Wies (Helvet, siehe THENIUS 1959, p. 73, Tab. 4) lassen, an dem BACH keine Spur von Unterkieferincisiven entdecken kann, obwohl die Symphyse in ziemlicher Vollständigkeit erhalten ist. Er nimmt deshalb an, daß die Incisiven schon zu Lebzeiten ausgefallen sind und die scheinbar auch nicht feststellbaren Alveolen durch Verquetschung des Restes vollkommen geschlossen wurden (siehe BACH, p. 96). Aus dem Miozän von Oppeln (Sarmat, siehe THENIUS 1959, p. 73, Tab. 4) wird von WEGNER (1913, p. 258, Textfig. 30) ein Spitzenstück erwähnt. SCHLESINGERS Rest (1917, p. 9, Taf. I, Fig. 4) aus Eibiswald ist wesentlich schwächer und flacher, auch die Längsrinnen sind wenig tief, zeigt aber eine deutliche längsovale, nach rückwärts spitz zulaufende Kontaktfläche und die entsprechenden Nutzpuren. Ein weiterer Incisiv aus dem miozänen Leithakalk (SCHLESINGER 1917, p. 11) ist zwar sehr abgerollt, läßt aber alle für solche Zähne charakteristischen Merkmale erkennen, besitzt auch starke Nutzpuren, nur fehlt jede Andeutung einer inneren Anliegefläche. Die schönste in der Literatur zu findende Unterkieferschaukel von *M. (B.) angustidens* bildet SCHLESINGER (1922, p. 38, Taf. VII, Fig. 2, 3, 4) aus Ungarn-Salgótarjan (Burdigal, siehe THENIUS, p. 73, Tab. 4) ab, die sich

nur in ihren geringeren Dimensionen von unseren unterscheidet (daraus schließt SCHLESINGER, p. 39: „Daß wir ein sehr primitives Tier vor uns haben, geht aus der Kleinheit der Stoßzähne ... hervor“). Er weist auch auf die unterschiedliche Dicke der Zementdecke hin, die aber anscheinend schon primär vorhanden ist und nicht nur durch die verschieden starke Beanspruchung zustande kommt (siehe oben). Ob bei dem von PONTIER (1926, p. 51, Taf. VIII) als *M. (B.) angustidens turicensis* (nach LEHMANN, p. 195 als *M. (B.) angustidens tapiroides* zu bezeichnen) abgebildeten Unterkiefer die Incisiven wirklich so stark divergierten oder nur durch unsachgemäße Montage des Kiefers zustande kamen, ist ohne Original nicht zu entscheiden. Die Incisiven selbst zeigen das gewohnte Bild mit abgeflachtem Querschnitt.

Von KLÄHN (1931) werden die Mastodonten aus Steinheim am Albuch beschrieben (Sarmat, siehe THENIUS 1959, p. 72, Tab. 4 und STEININGER 1963, p. 159): sie sind von unseren Incisiven und den übrigen zu *M. (B.) angustidens* zu stellenden Formen durch ihren elliptischen bis kreisrunden Querschnitt und das dadurch bedingte Fehlen der Längsfurchen unterschieden, lassen aber eine deutliche Anliegefläche (75 mm lang) und starke Nutzsuren erkennen (siehe auch KLÄHN 1931, Taf. II, Fig. 1 a, b, 2, 3, 4, Taf. IV, Fig. 5, 6). Zwei weitere Stücke werden p. 8 beim Vergleich der Steinheimer Incisiven aus Großaitingen (Dinotheriensande) beschrieben (siehe auch Textfig. 1 und 2) und zeigen die typischen Querschnittsbilder, wobei sie auch größenmäßig unseren Formen nahestehten. LEHMANN (1950, p. 163) erwähnt ein Unterkieferbruchstück aus Schierling bei Eggmühl, Nürnberg, das er zu *M. (B.) angustidens turicensis* rechnet, mit einer großen, weiten, schräg nach außen weisenden Alveolarhöhle, p. 165 (Taf. 14, Abb. 26, 27) einen sehr gut erhaltenen Unterkiefer aus Freising [*M. (B.) angustidens turicensis*], bei dem die beiden Unterkieferincisiven 83 mm aus der Symphyse hervorragen, einen „birnförmigen“ Querschnitt zeigen (horizontal \varnothing 40 mm, vertikaler \varnothing 31 mm), eine obere 57 mm lange Nutzsuren, vorne aneinanderliegen und wie LEHMANN schreibt, die organische Verlängerung der schwach nach abwärts gebogenen Symphyse zu einer richtigen Schaufel bilden. Sowohl diese Zähne als auch die aus Tutzing angeführten Reste (p. 166, siehe auch OSBORN 1936, p. 697, Fig. 657 unten) sind 400 mm lang, wobei nach LEHMANN nach der Weite der Pulpahöhle nicht mehr viel bis zum Zahnende fehlen kann, einem größten \varnothing von 72 mm, einem kleinsten \varnothing von 51 mm und einer Nutzsuren außen und oben) scheinen in den Dimensionen unseren Stücken sehr nahe zu kommen. Aus Schönburg bei Haag (p. 167) führt er einen linken Unterkieferast mit den 4 Stoßzähnen an, die beiden Unterkieferincisiven mit eiförmigem Querschnitt und oberen Nutzsuren sind schwächer als die Reste aus Großweiffendorf bei Mettmach, OÖ. (Durchmesser 200 mm von der Spitze: gr. 64 mm, kl. 46 mm Länge: dext. 320 mm, sin. 220 mm), die dazu gehörige Symphyse dürfte ziemlich lang gewesen sein (vgl. auch SCHLESINGER 1917, Taf. 9, Fig. 4 und Taf. 10, Fig. 3 Unterkiefer vom Laaerberg). Der Molarenbau des dazugehörigen Unterkiefers entspricht nach LEHMANN, p. 168 schon *M. (B.) longirostris*, der Incisivenbau und die Länge der Symphyse aber noch *M. (B.) angustidens*. Mehrere Unterkiefer zum Teil mit noch „funktionellen“ Incisiven werden aus Pfaffenhofen an der Ilm erwähnt, jedoch nicht näher beschrieben. Ein typisches Symphysenstück wird p. 169 aus Massenhausen bei Freising angeführt, 400 mm lang,

anscheinend mit Zahnresten, die den typischen birnförmigen Querschnitt zeigen (größter \varnothing vorne 67 mm, kleinster \varnothing vorne 57 mm), etwa 16 mm divergieren und außen deutlich karnelliert sind. Sie entsprechen damit dem Bild, wie es auch bei unseren Resten anzutreffen ist (vgl. auch Tab. 2).

Weiters werden von einigen Autoren Unterkieferstoßzähne erwähnt, die sie zum Teil durch das Auftreten von bestimmten morphologischen Merkmalen deren gemeinsames Vorkommen mit höher entwickelten *longirostris*-Molaren oder durch deren stratigraphisches Auftreten *M. (B.) longirostris arvernensis* zurechnen. So findet sich eine solche Angabe bei BACH (1910, p. 110 ff., Taf. IX, Fig. 6), der eine 670 mm lange, völlig gerade, im Querschnitt kreisrunde Stoßzahnspitze, mit einer meißelförmig, schneideartig abgenutzten Spitze hierherstellt. (Nach LEHMANN 1950, p. 126, könnte es sich auch um einen Oberkieferstoßzahn von *M. (B.) borsoni* handeln.) Von SCHLOSSER (1907, p. 2, siehe auch Taf. I, Fig. 28, 29) wird aus Spanien (Cueva Rubbia) ein verdrücktes Unterkiefer dieser Übergangsform mit zwei kleinen, im Querschnitt kreisrunden Incisiven erwähnt, bei einer mit *M. (B.) longirostris* vergleichbaren Symphysenlänge. SCHLESINGER (1922, p. 57, Taf. 7, Fig. 8) rechnet dazu eine im Querschnitt birnförmige Spitze eines Unterkieferincisiven aus den Asphalten von Tataros, Komitat Bihar (Ungarn) (Jungpannon nach THENIUS 1959, p. 92, p. 73, Tab. 4) mit deutlichen Nutzpuren, die ein Divergieren der Incisiven am Vorderende vermuten lassen — nachdem er einen „transitorischen M_3 “ (Taf. 11, Fig. 1 kann als isolierter Zahnrest ebensogut noch zu *M. [B.] longirostris* gerechnet werden) aus derselben Fundstelle vorliegen hat.

Morphologische Ergebnisse und ihre taxonomische Auswertung

Durch den Fund aus Großweiffendorf bei Mettmach konnte der eindeutige Nachweis erbracht werden, daß bei einem im Backenzahngebiß typisch *longirostris*-artigen Mastodonten im Unterkiefer noch funktionelle, das heißt an der Spitze mit einer deutlich ausgebildeten Kontaktfläche aneinanderliegende Incisiven vorhanden waren, die eine „bügeleisenförmig“ abgenutzte Unterkieferschaukel bilden. Unterkieferincisiven in dieser Ausbildung treten ansonst in Mitteleuropa nur bei miozänen Mastodonten (besonders im Formenkreis um *M. (B.) angustidens*) auf.

Damit war die Frage nach der taxonomischen Beurteilung des Restes zu beantworten. Handelt es sich hier um eine Übergangsform zwischen *Mastodon (B.) angustidens* und *M. (B.) longirostris*, wie SCHLESINGER (auf Grund des Unterkiefers aus der Stirlingsandgrube am Laaerberg in Wien) annahm, oder konnte der Rest doch auf *M. (B.) longirostris* bezogen werden, bei dem — nach SCHLESINGER — die reduzierten Unterkieferincisiven keine Kontaktfläche erkennen lassen, sondern leicht divergieren und daher praktisch allseitige Nutzpuren aufweisen sollten. Mit einer Entscheidung dieser Frage war nicht nur die Möglichkeit einer stratigraphischen Auswertung von Mastodonten auf Grund der Ausbildung von Unterkieferincisiven verknüpft, sondern auch stammesgeschichtliche Probleme.

Wie bereits aus dem vergleichenden Kapitel hervorgeht, variiert die Ausbildung der Unterkieferincisiven nicht nur bei *M. (B.) angustidens*.

innerhalb weiter Grenzen, sondern auch bei *M. (B.) longirostris*. In Anbetracht dieser Feststellung kann dem Ausbildungsgrad der Unterkieferincisiven weder ein bestimmter taxonomischer Wert noch eine besondere Aussagekraft in stratigraphischer Hinsicht beigemessen werden. Isoliert vorliegende Unterkieferincisiven sind daher taxonomisch nicht verwertbar. Demgegenüber stellt die Ausbildung des Backenzahnggebisses durch die geringere Variationsbreite eine weitaus besser fundierte Grundlage für die Beurteilung in taxonomischer Hinsicht dar.

Diese Beobachtungen sind vom phylogenetischen Gesichtspunkt aus recht interessant, bestätigen sie doch neuerlich den Mosaikmodus der stammesgeschichtlichen Entwicklung, demzufolge die einzelnen Organe nicht synchron evolvieren.

Stratigraphische Ergebnisse (Einstufung der Fundgeschichten)

Wie bereits betont wurde, sind die wenigen bekanntgewordenen Säugerreste (THENIUS 1952, ABERER 1958) aus den verschiedenen Ablagerungen der kohleführenden Süßwasserschichten und den Schottern des Hausruck- und Kobernaußewald-Gebietes, neben seltenen limnisch-terrestrischen Schneckenfaunen und wenigen palynologischen Untersuchungen (MEYER 1956) zur stratigraphischen Untergliederung dieser Serien äußerst wertvoll.

Die Fundstelle der hier beschriebenen Reste von *Mastodon (B.) longirostris* liegt SSE von Großweiffendorf, südlich von Mettmach in Oberösterreich, am Viehberg (Schottergrube Reinhaller), 560 m ü. d. M. Dadurch dürften diese Ablagerungen zu den kohleführenden Süßwasser-Schichten zu rechnen sein, da die Liegend-Grenze der im Hangenden darauf folgenden Hausruck-Kobernaußewaldschotter (= Hausruck-Kobernaußewald-Deckschotter nach BECKER 1947) mit 660—680 Höhenmetern angegeben wird (siehe ABERER 1958, p. 76 ff.).

Nun konnte THENIUS (1952) aus dem Schotterniveau („Basisschotter“) der kohleführenden Süßwasserschichten von Kobernaußewald-Lohnsburg aus der Schottergrube Straß S Lohnsburg *Anchitherium aurelianense* (CUV.) (zwei Unterkieferäste) und *Mastodon (B.) longirostris* KAUP (M₂ Fragment, M inf. Joch) nachweisen. Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. ABERER, der dieses Gebiet geologisch aufgenommen hat, könnte unsere Fundstelle mit dem Schotterniveau in Straß S Lohnsburg parallelisiert werden, dies umso eher, da Lohnsburg nur zirka 4-5 km östlich unserer Fundstelle liegt.

Durch den Erhaltungszustand der Mastodontenreste, besonders durch das Aneinanderliegen der beiden Unterkieferincisivenspitzen an den Kontaktflächen im Sediment, kann ein Vorkommen auf heterochron-allochthoner Lagerstätte (im Sinne von EHRENBERG 1929) mit Sicherheit ausgeschlossen werden. Da nun *Mastodon (B.) longirostris* KAUP bisher nur aus dem Pannon (— Unterpliozän — Pont s. 1.) bekannt geworden ist (siehe auch PAPP & THENIUS 1949) und auch die von THENIUS beschriebenen Säugetierreste der nahegelegenen Schottergrube Straß auf Pannon hinweisen, scheint eine Einstufung unserer Fundstelle bei Mettmach in das Unterpliozän gerechtfertigt zu sein.

Es konnte damit ein neuerlicher Hinweis für das unterpliozäne Alter des Schotterhorizontes („Basisschotter“) der kohleführenden Süßwasserschichten erbracht werden.

Zusammenfassung

Aus Großweiffendorf bei Mettmach westlich von Linz in Oberösterreich wird aus einem Schotterhorizont („Basisschotter“) der kohleführenden Süßwasserschichten des Hausruck-Kobernaußerald-Gebietes ein Mandibel-fragment mit dem M_3 dext. von *Mastodon (B.) longirostris* KAUP mit zwei dazugehörigen, an der Spitze an einer deutlich ausgebildeten Kontaktfläche aneinanderliegenden Unterkieferincisiven beschrieben. Die Bedeutung dieser Ausbildung der Unterkieferincisiven bei *Mastodon (B.) longirostris* in taxonomischer und phylogenetischer Hinsicht wird diskutiert. *Mastodon (B.) longirostris* bestätigt damit das Unterpliozäne Alter dieses Anteiles der Schotter-Kohlen-Tonserien des Hausruck-Kobernaußerald-Gebietes.

Literaturverzeichnis

Die gesamte zitierte ältere Literatur findet sich in:

LEHMANN, U., 1950: Über Mastodontenreste in der Bayerischen Staatssammlung in München. — *Palaeontogr.*, 99, Abt. A, 122—228, Taf. 10—22. Stuttgart.

OSBORN, H. F., 1936: Proboscidea. — Vol. I. New York.

Ferner wurden herangezogen:

ABERER, F., 1958: Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 50 (1957), 23—94, 1 Karte. Wien.

BECKER, H., 1947: Bericht über geologische Untersuchungen im westlichen Hausruck und im östlichen Kobernaußerald (Bl. Ried—Vöcklabruck). — *Verh. Geol. Bundesanst.*, 42—45. Wien. 1950.

BERGOUNIOUX, F. M. & CROUZEL, F., 1955 a: Quelques nouvelles formes de Mastodontes du Miocène de la péninsule iberique. — *C. R. Ac. Sc.*, 241, 1488—1490. Paris.

BERGOUNIOUX, F. M. & CROUZEL, F., 1955 b: Les Mastodontes miocenes de la péninsule iberique. — *Ibid.*, 241, 1607—1609. Paris.

BERGOUNIOUX, F. M. & CROUZEL, F., 1956: Le Genre *Serridanancus*. — Mastodontidé de l'Helvetien moyen de Simorre (Gers). — *Bull. Soc. Geol. France*, 6. Ser. 6, 431—443, Taf. 15. Paris.

EHRENBERG, K., 1929: Erhaltungszustand und Vorkommen der Fossilreste und die Methoden ihrer Erforschung. — *Handb. biol. Arb. Meth. Abt. X*, H. 7, 751—882. Wien (Urban & Schwarzenberg).

KUSS, S. F., 1963: Mastodonten vom Schienerberg. — *Ber. Naturforsch. Ges. Freibg.* i. Br., 53, 213—233. Freiburg.

MEYER, B., 1956: Mikrofloristische Untersuchungen an jungtertiären Braunkohlen im östlichen Bayern. — *Geol. Bavarica*, 25, 100—128. München.

MOTTL, M., 1955: Neuer Beitrag zur Säugetierfauna von Penken bei Keutschach in Kärnten. — *Carinthia II, Mitt. Naturwiss. Ver. Kärnten*, 65, 60—91. Klagenfurt.

MOTTL, M., 1958: Neue Säugetierfunde aus dem Jungtertiär der Steiermark. — V: Neue Proboscidierrunde aus dem Sarmat der Steiermark. — *Mitt. Mus. Bergbau, Geol. & Technik Joanneum*, H. 19, 16—41. Graz.

PAPP, A. & THENIUS, E., 1949: Über die Grundlagen der Gliederung des Jungtertiärs und Quartärs in Niederösterreich. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl., 158, 763—787, 6 Tab. Wien.

STEININGER, F., 1963: Über die stratigraphische Verwertbarkeit von *Anchitherium aurelianense* (Cuv.) im Jungtertiär Österreichs. — N. Jb. Geol. Paläontol. Abh., 116, 149—161. Stuttgart.

STROMER, E., 1938: Huftierreste aus dem unterpliozänen Flinzsande Münchens. — Abh. Bayer. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Abt., N. F., 44, 40 S, 3 Taf. München.

THENIUS, E., 1952: Die Säugetierreste aus dem Jungtertiär des Hausruck und Kobernaüßwaldes (O.-Österr.) und die Altersstellung der Fundschichten. — Jb. Geol. Bundesanst., 95, 119—144. Wien.

THENIUS, E., 1959: Tertiär. — 2. Teil: Wirbeltierfaunen. — ex: Handb. strat. Geologie. — III. Stuttgart (Enke).

VIBET, J. & BATTETTA, J., 1961: Sur une Crane de *Tetralophodon grandincisivus* de Turquie. — Nouv. Arch. Mus. hist. Nat. Lyon, VI, 8—13, Taf. I—II. Lyon.

WEINBERGER, L., 1960: Der Mastodonfund von Mettmach. — Die Heimat. Heimatkdl. Beil. „Rieder Volksz.“, Nr. 11, 1—2. Ried i. I.

ZAPPE, H., 1957: Ein bedeutender Mastodonfund aus dem Unterpliozän von Niederösterreich. — N. Jb. Geol. Paläontol. Abh., 104, 382—406, Taf. 24—27. Stuttgart.



Tafel 1

Mastodon (B.) longirostris KAUP, Mandibel mit M_3 dext. (von oben, zirka 1 : 2·5) aus dem Schotterhorizont der kohleführenden Süßwasserschichten von Großweiffendorf südlich von Mettmach, OÖ., Schottergrube Reinthaller am Viehberg. Unter-Pliozän. Original Oberösterreich. Landesmus. Linz, Inv.-Nr.: MG 4/1960.



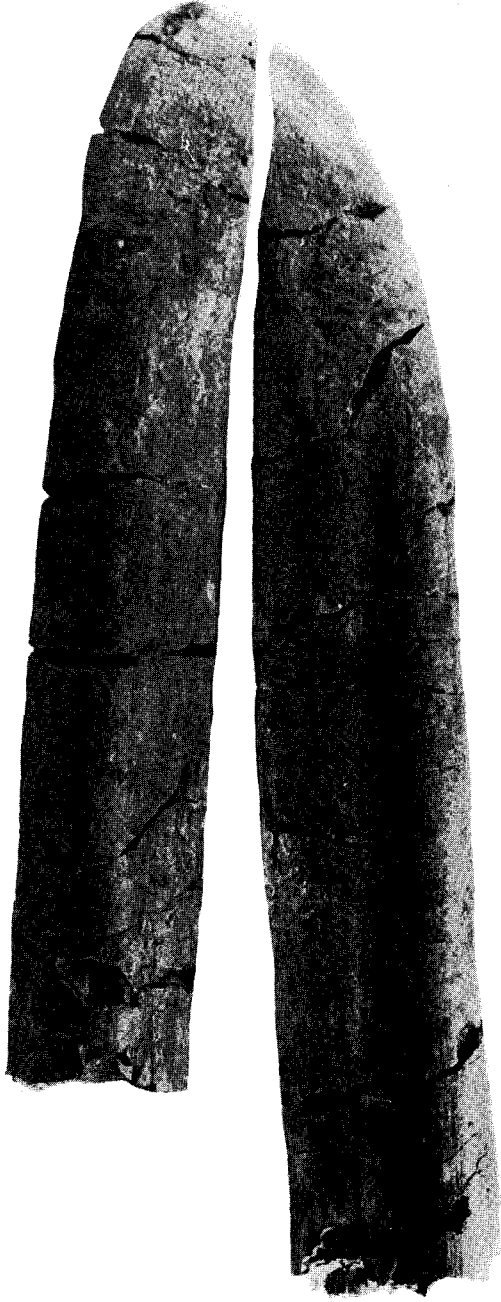
Tafel 2

Mastodon (B.) longirostris KAUP, Mandibel mit M_3 dext. (von außen, zirka 1 : 2·5). Fundangaben siehe Taf. 1.



Tafel 3

Mastodon (B.) longirostris KAUF, Mandibel mit M_3 dext. (von innen, zirka 1 : 2·5). Fundangaben siehe Taf. 1.



Tafel 4

Mastodon (B.) longirostris KAUP, Unterkieferneisiven sin. & dext. in natürlicher Lage zueinander (von oben, zirka 1:2.5). Fundangaben siehe Taf. 1.

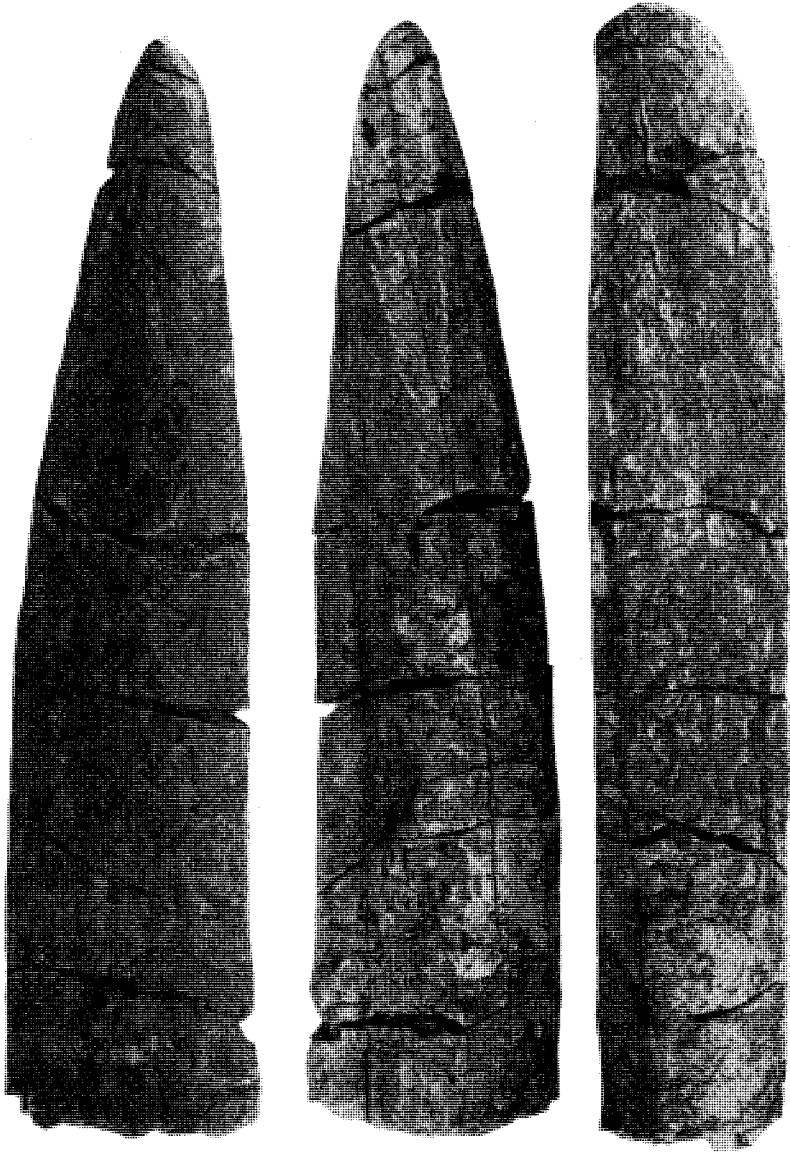


Fig. 1 a

Fig. 1 b

Fig. 1 c

Tafel 5

Mastodon (B.) longirostris KAUF, I₂ sin.: Fig. 1 a) von außen, Fig. 1 b) von innen, Fig. 1 c)
von unten (alle zirka 1:2·5). Fundangaben siehe Taf. 1.

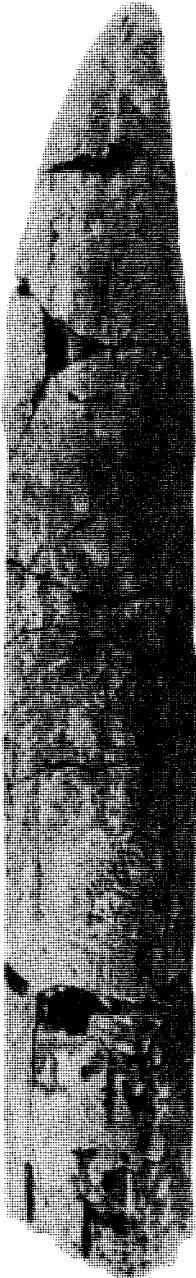


Fig. 1 a

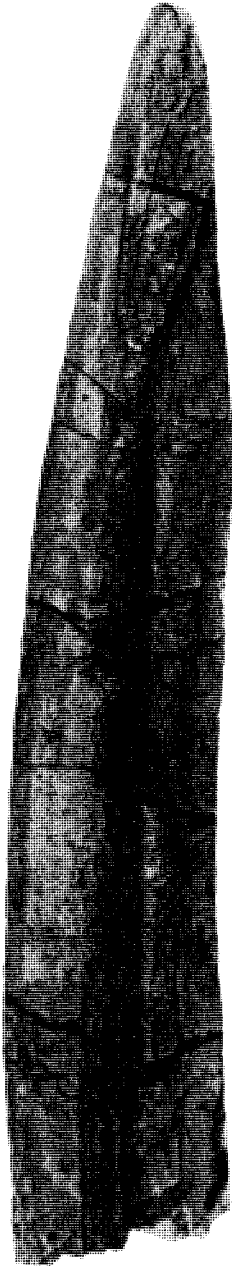


Fig. 1 b

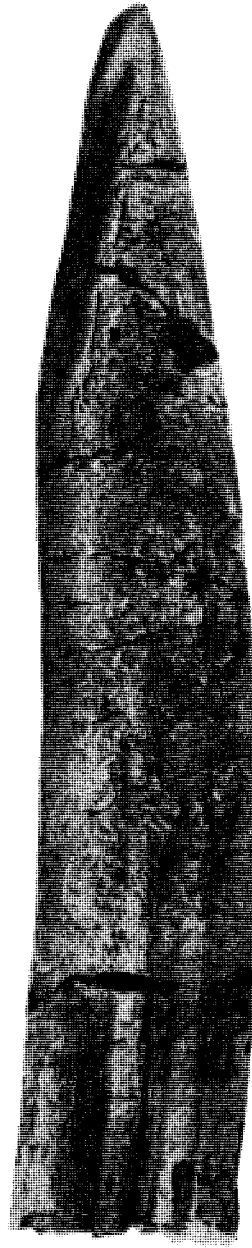


Fig. 1 c

Tafel 6

Mastodon (B.) longirostris KAUP, I₂ dext.: Fig. 1 a) von unten, Fig. 1 b) von innen,
Fig. 1 c) von außen (alle zirka 1:2·5). Fundangaben siehe Taf. 1.

Beiträge zur Geologie des Drauzuges (Kärnten, Österreich)

(dritter und letzter Teil)¹⁾

Die Lienzer Dolomiten

und ihre geodynamische Bedeutung für die Ostalpen

Von R. W. van BEMMELEN und J. E. MEULENKAMP *)

(Mit 4 Abbildungen, 1 Tabelle und 3 Tafeln)

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung	214
Summary	214
I. Einleitung	214
II. Die Schichtenfolge der Lienzer Dolomiten.....	217
a) Kristalline Schiefer	217
b) Grödener Folge	218
c) Werfener Folge	218
d) Knollenkalk Folge	219
e) Übergangsschichten zwischen Knollenkalk- und Partnach Folge.....	220
f) Partnach Folge	221
g) Jauken Folge	222
h) Hauptdolomit	227
i) Tscheltcher Folge	228
j) Kössener Folge	229
k) Jura	231
l) Amlacher Wiese Folge	232
m) Jüngere Bildungen	233
III. Die Tektonik der Lienzer Dolomiten	233
a) Das Kartenbild (Tafel I)	233
b) Die Querschnitte (Tafel II)	237
c) Die Geodynamik (Tafel III)	246
IV. Die Tektonik des Alpenen Rahmens	248
a) Die Störungslinien im Alpenen Rahmen	248
b) Ergebnisse der paläomagnetischen Untersuchungen	250
c) Die Geodynamik des Alpenen Rahmens	251
d) Geodynamische Hypothesen bezüglich der periadriatischen Naht.....	254
e) Die Geodynamik des Gartnerkofel—Trogkofel-Gebietes	255

¹⁾ Der erste Teil ist im Jb. Geol. B. A. 1957, der zweite Teil im Jb. Geol. B. A. 1961 erschienen.

*) Anschrift der Verfasser: Geologisches Institut der Reichsuniversität Utrecht, Oude Gracht 320, Utrecht, Niederlande.

	Seite
V. Die Geologische Geschichte	259
a) Das Kristalline Grundgebirge	259
b) Die Variscische Diskordanz	259
c) Die Alpine geosynklinale Phase	259
d) Die Flysch-Phase der Alpenen Orogenese	260
e) Die intermediäre Dehnungsphase	261
f) Die Molasse-Phase der Alpenen Orogenese	262
g) Die Schlußphase der Tektogenese	264
VI. Literatur	266

Zusammenfassung

Die Lienzer Dolomiten bilden den westlichen Teil des Drauzuges. Der Drauzug ist zuerst im Alttertiär, während einer intermediären Phase lokaler Krustendehnung, grabenartig abgesunken. Dieser Grabenzug wurde dann im Jungtertiär (am Ende der Molasse-Phase) zusammengedrückt. Im Querschnitt südlich Lienz beträgt diese nachträgliche Einengung des Grabens etwa 7 km.

Die geodynamische Deutung der Strukturgeschichte dieser Gebirgskette wird gegeben nach den Gesichtspunkten einer relativistischen Stockwerktektonik, wobei sich tektogenetische Prozesse verschiedener Maßstäbe und in verschiedenen Tiefenbereichen im Laufe der Zeit überlagerten (siehe Tabelle 1 auf S. 265).

Summary

The Lienz Dolomites represent the western part of the Drauzug. The latter is primarily a graben, which originated in the Lower Tertiary during an intermediary phase of local crustal extension. This graben was then compressed in the Younger Tertiary, at the end of the Molasse-Phase. The subsequent narrowing of its cross-section amounted to about 7 km in the cross-section of Lienz.

The geodynamic explanation of the structural history of this mountain range is given, according to the points of view of relativistic „Stockwerk“ tectonics. The tectogenetic processes of various dimensions and in different structural levels are superimposed upon each other in the course of time (see table 1 on p. 265).

I. Einleitung

In dieser Arbeit wird die Geologie der Lienzer Dolomiten besprochen, welche die westliche Fortsetzung der Gailtaler Alpen bilden.

In den Jahren 1953—1955 wurde nach Anregung von Prof. Dr. H. KÜPPER vom erstgenannten Verfasser Kartierungsübungen mit jungen Geologiestudenten der Reichsuniversität Utrecht in den westlichen Gailtaler Alpen ausgeführt. Die Ergebnisse wurden im Band 100 dieses Jahrbuches publiziert (1957).

Dann folgten in den Jahren 1956—1958 ähnliche Untersuchungen in den zentralen Gailtaler Alpen, welche als zweiter Teil unserer Beiträge im Band 104 des Jahrbuches veröffentlicht wurden (1961).

Schließlich arbeiteten wir auch drei Sommer (1958—1960) in den Lienzer Dolomiten, welche als westliche Fortsetzung der Gailtaler Alpen ebenfalls zum „Drauzug“ gehören.

Im Sommer 1959 wurde der östliche Teil der Lienzer Dolomiten vom Kandidatgeologen H. de BRUIJN und der westliche Teil vom Kandidatgeologen C. C. VERVLOET bearbeitet.

Des weiteren machte der zweitgenannte Verfasser im Sommer 1961 noch eine ergänzende, stratigraphisch betonte Aufnahme der Lienzer Dolomiten. Im selben Sommer arbeitete auch W. SCHLAGER für die Kärntner Elektrizitäts AG. im Ostende der Lienzer Dolomiten. Mittels Professor Dr. F. KAHLER konnten wir ihm damals unsere vorläufige Karte und unsere Profile zur Verfügung stellen. Die Arbeit SCHLAGERS ist inzwischen schon als seine Doktorarbeit im Jahre 1963 erschienen, während unsere Ergebnisse erst jetzt als dritter und zugleich letzter Beitrag zur Geologie des Drauzuges abgeschlossen werden.

Anfang 1964 veröffentlichte GUICHERIT die Ergebnisse seiner Untersuchungen der Jahre 1960—1962 über das Mesozoikum der Karnischen Alpen (Paularo—Pontebba—Tarvis-Gebiet). Schließlich machte erstgenannter Verfasser mit einigen Schülern aus Utrecht 1963 noch eine Exkursion im Grenzgebiet von Österreich und Jugoslawien, woran u. a. auch N. ANDERLE, K. GRAD, M. ISKRA, E. KRAUS, W. MEDWENITSCH, B. SIKOSEK und I. STRUČL teilnahmen. Während dieser Exkursion wurden unsere Einsichten bezüglich des Bauplanes des alpin-dinarischen Rahmens an der Südseite des Drauzuges weiter abgerundet.

So wie in den vorigen Beiträgen ist nur der Bauplan der alpinen Sedimentserie des Drauzuges studiert worden und nicht jener der Kristallinen Schiefer des Rahmens.

Die Karte des Mesozoikums der Lienzer Dolomiten (Tafel I) ist eine abgedeckte Karte, worauf nur größere Anhäufungen Quartärer Ablagerungen weiß gelassen sind. Auch abgerutschte Gesteinsmassen und Groß-Hanggleitungen, wie jene südlich von Bad Jungbrunn, sind nicht unterschieden worden.

Für Daten bezüglich der Forschungsgeschichte der Lienzer Dolomiten können wir auf W. SCHLAGER (1963, S. 47—50) verweisen.

Der Direktor der Geologischen Bundesanstalt, Prof. Dr. H. KÜPPER, stellte uns eine handkolorierte Karte, 1:25.000, der Lienzer Dolomiten mit den Originalaufnahmen von G. GEYER (1893—1902) zur Verfügung.

Die Querschnitte (Tafel II) sind absichtlich auch diesmal wieder so konstruiert worden, daß sie nicht nur in Übereinstimmung sind mit den Geländebeobachtungen (Tafel I), sondern daß damit auch eine Deutung der tieferen Strukturen gegeben wird. Nur so wird ein wirklich dreidimensionales Bild erreicht, das zugleich als Basis dienen kann für die weitere Diskussion über die Entstehungsgeschichte des Bauplanes, die geodynamische Entwicklung (Tafel III). Mit den Überlegungen über das Werden der tektonischen Strukturen in der Zeit wird dann das vierdimensionale Bild der Geodynamik dieses Gebirges entwickelt.

Der erstgenannte Verfasser möchte diese Einleitung noch mit einigen allgemeinen Bemerkungen abschließen.

Diese Arbeit über die Lienzer Dolomiten ist die dritte und letzte seiner Studien des Drauzuges, welche mit Hilfe jüngerer Geologiestudenten der Reichsuniversität Utrecht gemacht wurden.

Mit diesen Untersuchungen wurde keine geologische Detailkartierung mit Verfeinerungen der stratigraphischen Einstufungen nachgestrebt, sondern Hauptziel war die Tektonik, die Erkenntnis des geodynamischen Werdeganges.

H. KÜPPER schrieb in einem Begleitwort zu der ersten Arbeit im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt (Jahrgang 1957, 100. Band, Heft 2, Seite 212) u. a.:

„Es ist klar, daß dieser Art von Betrachtungen ihre Berechtigung zukommt. Ob dieser Weg in vollem Ausmaß zu jenen Deutungen führt, die van BEMMELEN ableitet, wird in einem räumlich größeren Bereich überprüft werden müssen, da ja die momentan in einem Ausschnitt des Alpenkörpers erzielten Resultate erst dann ihre Gültigkeit erweisen werden, wenn sie in ihren allgemeinen Fassungen auf streichende Fortsetzungen sich als anwendbar erweisen.“

Zuerst wurde dann die Anwendbarkeit dieser Auffassungen bestätigt in der ostwärts streichenden Fortsetzung (Gailtaler Alpen, zweiter Teil), wo wir schreiben konnten (van BEMMELEN 1961, S. 215): „Diese weitere Bearbeitung der Geologie der Gailtaler Alpen bestätigt vollkommen die in dem westlichen Teil gewonnenen Einsichten bezüglich der Stratigraphie und Tektonik dieser zum Drauzug gehörenden Gebirgskette“.

In diesem dritten und letzten Teil werden die Ergebnisse unserer Studien des Drauzuges festgelegt, und auch jetzt können wir die Konklusion der Bestätigung wiederholen.

Es ist natürlich wahrscheinlich, daß genauere Feldaufnahmen lokale Fehldeutungen aufweisen werden; aber das allgemeine Bild der Entstehungsgeschichte des Drauzuges hat ihre Gültigkeit erwiesen.

Inzwischen erschienen in der Serie „Geologica Ultraiectina“ die Doktorarbeiten von DIETZEL (Nr. 4, 1960), van HILTEN (Nr. 5, 1960), AGTERBERG (Nr. 8, 1961), de BOER (Nr. 11, 1963), ENGELEN (Nr. 13, 1964) und GUICHERIT (Nr. 14, 1964), die alle Gebiete in dem italienischen Teil der Ostalpen behandeln und die ausnahmslos die Prinzipien der Gravitationstektonik rechtfertigen.

Dazu haben die paläomagnetischen Studien von DIETZEL, van HILTEN, de BOER und GUICHERIT noch zu einem anderen wichtigen Ergebnis geführt, nämlich zu dem Vorkommen sehr großer lateraler Verlagerungen der Krustenteile im Laufe der Entwicklung der alpinen Tethysgeosynklinale. Speziell van HILTEN und de BOER haben in dieser Hinsicht bahnbrechende Arbeit geleistet.

Erstgenannter Verfasser hat diese paläomagnetischen Ergebnisse in seinen allgemeinen Auffassungen eingebaut und kam so zu einer relativistischen Konzeption der Geodynamik (van BEMMELEN 1963, 1964 a und 1964 b).

Damit wird auch die Bemerkung von H. KÜPPER beantwortet (1957, S. 212): „Schließlich wird vielleicht auch in Betracht zu ziehen sein, ob und in welchem Ausmaß ‚strike-slip faults‘ eine Rolle spielen könnten,

was bei einem tektonisch schmalen Element, wie der Drauzug es ist, zumindest vorsichtig zu prüfen sein wird“.

In dieser Arbeit über die Lienzer Dolomiten wird versucht, die geotektonische Bedeutung der großen Seitenverschiebungen, wie der Gaillinie, zu integrieren mit der regionalen und lokalen Geodynamik (siehe Fig. 2). Damit wird die relative Bedeutung der Entstehung der Lienzer Dolomiten im Rahmen der alpinen Orogenese skizziert.

Wir glauben deshalb, mit dieser Arbeit die Studien des Drauzuges in befriedigender Weise abschließen zu können. Hoffentlich werden die künftigen Alpenstudien österreichischer und ausländischer Geologen diese Konzeption der Wechselbeziehungen zwischen Undations- und Gravitations-tektonik (Primär- und Sekundärtektogenese) nicht kurzwegs und voreingenommen ablehnen, sondern versuchen, diese aussichtsvolle Betrachtungsweise weiter auszubauen.

II. Die Schichtenfolge der Lienzer Dolomiten

Kristalline Schiefer bilden die Basis der Schichtenfolge der Lienzer Dolomiten. Transgressiv aufgelagert finden sich die permischen Grödener Sandsteine und Konglomerate. Die gesamte Trias ist in den Lienzer Dolomiten vertreten mit einer mächtigen, hauptsächlich kalkig und dolomitisch entwickelten Serie. Es wurde eine Gliederung der Trias in Werfener-Knollenkalk-, Partnach- und Jauken-Folge, Hauptdolomit, Tscheltscher- und Kössener Folge durchgeführt. Der Jura und die kretazische Amlacher Wiese-Folge bilden die jüngsten Ablagerungen der alpinen Sedimenthaut. Stellenweise tritt Quartär auf.

Die Schichtentwicklung

a) Kristalline Schiefer

Gneise, chloritische Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer setzen den kristallinen Basiskomplex der Lienzer Schichtenfolge zusammen. Die Granatkristalle können, z. B. in der Gegend des Radigunder Bachs, bis 6–8 mm heranwachsen.

Das Kristallin bildet einen breiten Zug nördlich der Gail. Ein weiteres Vorkommen befindet sich zwischen Tristach und Tristacher See. Bemerkenswert sind die kleinen geschuppten Linsen, die im Wildbach, am Breitenstein und am Lienzer Stadtweg in die Triasschichten eindringen.

Am neuen Weg, der von Bad Jungbrunn nach dem Tristacher See führt, liegen zerstreut große Blöcke eines Intrusivgesteins herum. Es handelt sich um einen biotitführenden Hornblende-diorit, der sich schon mit bloßem Auge ganz deutlich vom Glimmerkersantit der Amlacher Wiese-Folge unterscheiden läßt. Das Anstehende des Gesteins war leider nicht mehr aufzufinden, soll sich aber nach Mitteilungen der Bevölkerung etwa an der auf der Karte angedeuteten Stelle befinden. Dieses fragliche Vorkommen ist der einzige Hinweis für Intrusiva im Kristallin der Lienzer Dolomiten.

Das Kristallin wurde nicht im Detail bearbeitet; man sehe die Arbeiten von HERITSCH und PAULITSCH (1958) und PAULITSCH (1960).

b) Grödener Folge

An einigen Stellen wurde eine transgressive Lagerung des Grödener auf dem Kristallin festgestellt, z. B. im Tuffbach, westlich Tuffbad. Große Flatschen kristalliner Schiefer liegen eingebettet in einem vorwiegend aus Quarz und Quarzsandsteingeröllen bestehendem Konglomerat. Im allgemeinen wird jedoch das Kristallin gleich von einer Serie polymikter, meist roter Konglomerate, in regelmäßiger Wechsellagerung mit roten oder grauen Sandsteinen, überlagert. Die Konglomerate führen neben Quarzgeröllen vielfach, von einigen Millimetern bis etwa 15 cm großen Komponenten der Kristallinen Schiefer und rote Quarzporphyrgerölle. Typisch ist das Vorkommen am Tristacher See, wo häufig violettgefärbte Bänke eingeschaltet sind. Mit Recht könnte man hier mit CORNELIUS-FURLANI (1953, S. 282) von einem „Buntsandstein“ sprechen. Kreuzschichtung ist in den Sandsteinen nicht selten.

Südlich des Eggenkofels, beim Sattel, südlich des Hochsteins und östlich Tuffbad stehen an der Basis der Grödener Folge Quarzporphyre an. Mehrere dieser Vorkommen werden schon von STUR (1856, S. 416) genannt. Die Quarzporphyrllinsen sind wohl vergleichbar mit den aus den westlichen Gailtaler Alpen bekannten Vorkommen (van BEMMELEN 1957, S. 182—183). Die Ausdehnung dürfte größer sein als auf der Karte angegeben ist.

Die Grödener Folge bildet einen nahezu geschlossenen, an das Gailtal-kristallin anschließenden Zug; stellenweise, z. B. nördlich Laken, fehlt sie; hier stößt der Jura unmittelbar ans Kristallin. Auf das Vorkommen beim Tristacher See wurde bereits hingewiesen; im Wildbach, südlich Abfaltersbach, kommt der Grödener zusammen mit der erwähnten Kristallinlinse eingeschuppt in den Schichten der Partnach-Folge vor.

Die Mächtigkeit wechselt von 20 bis 30 m im Abfaltersbachgebiet bis über 500 m südlich der Modalpe, letztere große Mächtigkeit ist aber möglicherweise tektonisch bedingt.

c) Werfener Folge

Aus den Konglomeraten und Sandsteinen der Grödener Folge gehen allmählich die buntgefärbten Sandsteine, Mergel und Tonschiefer der Werfener Folge hervor; westlich Röthen z. B. schalten sich zwischen die oberen Konglomeratbänke des Grödener schon rote und grüne Tonschiefer ein. Als charakteristisch gilt das Vorkommen von detritalen Glimmerschüppchen auf den Schichtflächen. In den oberen Partien sind manchmal Rauhwacken in den Sandsteinen eingelagert (Modalpe, westliche Lienzer Dolomiten); auch SCHLAGER (1963, S. 52) weist darauf hin. Pflanzenhäcksel und Kriechspuren sind häufig zu beobachten. Eine schöne Fundstelle des ersteren ist aufgeschlossen am neuen Holzweg der vom Gailberg Sattel nach Röthen führt: in einem bräunlich grauen, kalkigen Sandstein liegen bis 20 cm große Stielglieder eingebettet. Die Ablagerung der Werfener Schichten sollte also unweit der damaligen Küste stattgefunden haben.

Gipsführende dolomitische, vielleicht dem Bellerophon Niveau der Südalpen gleichzustellende Kalke, wie van BEMMELEN (1957, S. 183) sie aus den westlichen Gailtaler Alpen beschreibt, sind in den Lienzer Dolomiten unbekannt.

Im allgemeinen wird den Werfener Schichten skytisches Alter zugerechnet; SCHLAGER konnte diese Annahme für die Lienzer Dolomiten durch Fossilfunde (1963, S. 52) bestätigen. Es wird klar sein, daß eine genaue Belegung der (chronostratigraphischen) Grenze Perm—Trias nicht möglich ist.

Die Werfener Folge bildet einen mehrmals unterbrochenen, an die Grödener Folge anschließenden, Streifen. Ihre Mächtigkeit ist sehr verschieden; an mehreren Stellen sind die weichen Schichten tektonisch völlig ausgequetscht und andererseits sind sie (z. B. oberhalb des Golzentipp) bis zu mehreren hundert Metern Mächtigkeit zusammengestaucht. In einer normalstratigraphischen Aufeinanderfolge beträgt die Mächtigkeit aber niemals mehr als etwa 100 m. Das Vorkommen von Werfener beim Tristacher See, auf das CORNELIUS-FURLANI (1953, S. 283) und GEYER (1903) hinwies, konnte nicht einwandfrei nachgewiesen werden. Nur an einer Stelle stehen hier einige Meter glimmerführende Sandsteine an. Anzunehmen ist, daß der Werfener wahrscheinlich schon vorhanden war, jedoch zwischen dem kompetenteren Grödener und dem Knollenkalk tektonisch bis auf winzige Reste ausgequetscht worden ist.

d) Knollenkalk Folge

Als Knollenkalk Folge bezeichnen wir die von van BEMMELEN (1957, S. 183, 1961, S. 219) als „Unterer Muschelkalk“ gedeuteten Gesteine. Weil der „Muschelkalk“ einen Begriff aus der germanischen Fazies der Trias darstellt, möchten wir diesen Namen im Alpenraum, zu dem die Lienzer Dolomiten gehören, jedoch nicht mehr benutzen.

Im Osten des Gebietes wird die Knollenkalk-Folge zusammengestellt aus dunkelgrauen Kalken, grauen Dolomiten und gelblich anwitternden, sandigen Flaserkalken. Die Kalke weisen durch den wechselnden Bestand an tonig-sandigem Material quer zu den Schichtflächen meist eine netzförmige Zeichnung auf. Auf den Schichtflächen gibt es mannigfaltig bis zu 10 cm große, ausgefüllte Grabgänge, die teilweise als *Rhizocorallum jenense* zu deuten sind (van BEMMELEN 1957, S. 184). Beide genannte Merkmale verleihen dem Kalk ein wulstig-knolliges Aussehen („Knollenkalk“!). Die Flaserkalke, die im Laner Graben, östlich der Modalpe, schön aufgeschlossen sind, zeigen ebenfalls diese Lebensspuren in großer Menge. SCHLAGER (1962, S. 54) hat den Knollenkalk der östlichen Lienzer Dolomiten untersucht und erwähnt eine Serie, den Flaserkalken auflagernder crinoidenspatführender Hornsteinkalke, die bisweilen in schmutziggrauen, splittigen Dolomit verwandelt sind. Zwischengeschaltete Dolomitbänke gibt es die ganze Knollenkalk-Folge hindurch.

Ein allmählicher Übergang zur liegenden Werfener Folge, wie van BEMMELEN (1957, S. 184; 1961, S. 219) diese aus den Gailtaler Alpen beschreibt, ließ sich in den Lienzer Dolomiten nicht feststellen.

VAN BEMMELEN (1961, S. 219) und SCHLAGER (1963, S. 54—55) geben Fossilfunde aus dem Knollenkalk der Gailtaler Alpen und der östlichen Lienzer Dolomiten. Insgesamt weisen diese zweifellos auf anisiches Alter für die Knollenkalkfolge hin.

Im Westteil der Lienzer Dolomiten ist die Knollenkalk Folge etwas anders ausgebildet als im östlichen Teil. Zusammen mit den typischen Knollenkalken finden sich hier massive und feingebankte kaffeebraune

und graue Kalke und Dolomite, in die häufig dünne Pakete von Mergeln und Mergelschiefern zwischengeschaltet sind. Die stratigraphischen Verhältnisse der kaffeebraunen und grauen Kalke und Dolomite zu den typischen Knollenkalken ließen sich im Gelände nicht eindeutig feststellen. Es kommt uns aber vor, daß erstere das Hangende der wulstigen Knollenkalken bilden. GEYER (1903) beschrieb eine reiche Fossilfundstelle östlich der Alpelspitz. Im Abfaltersbachgebiet ergaben sich aber, außer den Lebensspuren, keine bestimmbareren Fossilien.

Auch die reichlich mit Calcitadern durchzogenen, schwarzen und grauen, tektonisch stark beanspruchten Kalke und Dolomite beim Tristacher See möchten wir in die Knollenkalk Folge einstufen.

Die stratigraphische Mächtigkeit der Knollenkalk Folge beträgt im Osten etwa 300 m, im Westen ist sie wegen der intensiven Verfaltungen schwierig festzustellen, wird jedoch die 200 m nicht überschreiten.

Maximal entwickelt erscheint der Knollenkalk auf den Mussen; nach Westen keilt er aber rasch aus und wird von einer Störung abgeschnitten. Von hier ab führt ein mehrmals unterbrochener Zug über die Latter Alm, Kofel und Alpelspitz nach Westen, bis ins Gebiet von Abfaltersbach, wo die Knollenkalk Folge in einer eng mit der Partnach Folge verfalteten Serie vorliegt.

e) Übergangsschichten zwischen Knollenkalk- und Partnach Folge

VAN BEMMELEN (1957, S. 184—185; 1961, S. 220) unterscheidet an der Grenze des „Unteren und Oberen Muschelkalks“ ein „Dolomitisches Zwischenniveau“. Auch in den östlichen Lienzer Dolomiten liegt im Hangenden der Knollenkalk Folge eine Dolomitserie, die entweder gut geschichtet oder massiv ausgebildet ist und eine Mächtigkeit von einigen Zehnern Metern erreicht. Auf der Karte sind diese Dolomite der Knollenkalk Folge eingegliedert. Die Dolomite bilden auch hier die Übergangsschichten zur Partnach Folge. Stellenweise fehlt dieses Niveau aber ganz und man trifft im oberen Teil der Knollenkalk Folge mit dem charakteristischen Knollenkalk wechsellagernde, glimmerführende Sandsteine und Kalksandsteine an, die ziemlich reichlich Lebensspuren führen. Ein derartiges, glimmerreiches Niveau ließ sich auch in den westlichen Lienzer Dolomiten feststellen, wo ein „Dolomitisches Zwischenniveau“ fehlt. Die Sandsteine schwellen, z. B. bei der Alpelspitz, bis zu einer Mächtigkeit von 50 m an. Wo möglich, sind sie auf der Karte mit eigener Signatur ausgeschieden. Das Hangende der Sandsteine wird auch hier von den mergelig-kalkigen Schichten der Partnach Folge gebildet.

SCHLAGER (1963, S. 56) gibt für das „Dolomitische Zwischenniveau“ eine Mächtigkeit von etwa 100 m an; ein Großteil seines Zwischenniveaus möchten wir aber viel höher, das heißt, in die Jauken Folge bzw. in den Hauptdolomit, einstufen. Dies ist z. B. der Fall mit den geschichteten Dolomiten, die vom Jukbühel her über den Gailberg Sattel nach Westen streichen und die westliche Fortsetzung der in der Jauken Folge ausgebildeten Mulde darstellen (vgl. VAN BEMMELEN 1957, S. 199). Im Gailbergsattelgebiet erscheint diese spitze Jukbühel Synklinalen noch als eine sehr stark zusammengepreßte Mulde. Den massigen Dolomit, der oberhalb

des Wirtshauses auf dem Gailberg Sattel ansteht, möchten wir in den Hauptdolomit einstufen, wie van BEMMELEN (1957, Tafel XVII und Profil I A) das schon tat.

Die massigen Dolomite des Röthenkopfs stellen wir ebenfalls in den Hauptdolomit. SCHLAGER (1963, S. 56, 57) möchte in diesen Gesteinen eine massige Entwicklung des „Dolomitischen Zwischenniveaus“ sehen. Das Gestein entspricht aber gut dem an anderen Stellen vorliegenden, massigen Hauptdolomit, ist jedoch tektonisch sehr stark beansprucht und stellenweise fast völlig zerquetscht, z. B. am neuen Holzweg, der vom Gailberg Sattel nach der Röthen führt. In der Schlucht oberhalb des Röthenkopfes stoßen die Sandsteine und Tone der Werfener Folge unmittelbar an diesen Dolomit heran; der Kontakt wird gebildet von einer morphologisch sehr schön ausgeprägten Störungzone, die sich von dieser Stelle aus fast „messerscharf“ nach Osten, bis über den Pittersberg hinweg, verfolgen läßt.

Van BEMMELEN (1957, S. 185) erwähnt aus den westlichen Gailtaler Alpen *Daonella* cf. *taramelli* MOJSISOVIC (Det. ZAPFE), welche ladinisches Alter für die Übergangsschichten zwischen Knollenkalk- und Partnach Folge aufweisen sollen.

f) Partnach Folge

Feingebankte (einige Millimeter bis etwa 20 cm), oft papierdünn spaltende dunkelgraue und schwarze Kalke und stellenweise Dolomite wechsellagernd mit Mergelschiefern bilden in den Lienzer Dolomiten eine den Partnach Schichten der Nordalpen ähnliche Gesteinsserie. Sandsteine und aufgefüllte Lebensspuren sind aus der Partnach Folge in unserem Gebiet unbekannt.

Im Westteil der Mussen sind nur im unteren Teil der Serie noch häufig Dolomitbänke eingeschaltet; im Abfalterbachgebiet dagegen kommen Dolomitbänke durch das ganze Paket hindurch vor. Nach SCHLAGER (1963, S. 58) sind auf den Mussen in den Partnachkalken Vulkanite eingelagert, die wahrscheinlich als Porphyrite und Porphyrituffe gedeutet werden sollen. Er zieht eine Parallele mit den Augitporphyriten des Dobratschgebietes und mit dem Vulkanismus der ladinischen Wengener Schichten in den Südalpen.

Wie schon erwähnt, finden sich in den westlichen Lienzer Dolomiten in der ganzen Serie dolomitische Einschaltungen; verfolgbare Kalk- und Dolomithorizonte ließen sich aber nicht ausscheiden. In diesem Gebiet spielen Mergelschiefer einschaltungen eine bedeutendere Rolle als im Osten. Im oberen Teil der Partnach Folge wurde südöstlich Abfalterbach ein etwa 10 m mächtiges, fossilieres Paket schwarzgrauer und grüner Tonschiefer beobachtet; das Hangende ist unbekannt, weil der ganze Knollenkalk-Partnach-Komplex von Abfalterbach hier von einer E—W-Störung abgeschnitten wird.

Auch SCHLAGER (1963, S. 57, 58) ist die große Ähnlichkeit der Gesteine der Partnach- und Kössener Folge aufgefallen; er stellt (S. 57) die Kalke und Mergel vom westlichen Teil der Mussen bis an den Podlanig Bach zum Großteil in die Partnach Folge. Wir möchten aber GEYERS (1903) Einstufung dieser Gesteine in die Kössener Folge beibehalten. Nur Fossilfunde könnten für diese Gesteine die Entscheidung des Alters bringen.

Die Partnach Folge der westlichen Lienzer Dolomiten ergaben sich als fossilifer; im Ostteil, auf der Mussen, fand SCHLAGER (1963, S. 59) *Posidonia wengensis* WISSM. Dieselbe Muschel erwähnt van BEMMELEN (1961, S. 221) aus den zentralen Gailtaler Alpen; diese Form spricht sehr für ladinisches Alter.

Die Mächtigkeit der Partnach Folge ist durch die intensive Faltung nicht einwandfrei bestimmbar, wird jedoch 100 m nicht überschreiten. Die Partnach Folge findet sich hauptsächlich auf den Mussen und im Abfaltersbachgebiet. Es sei noch das kleine, isolierte Vorkommen im Tuffbach, westlich Tuffbad erwähnt, die einzige Stelle, wo die Jauken Folge ungestört auf der Partnach Folge liegt.

g) Jauken Folge

Als „Jauken Kalke und Dolomite“ oder als „Jauken Serie“ hat van BEMMELEN (1957, 1961) die zwischen seinem „Oberen Muschelkalk“ und dem Hauptdolomit vorkommende Kalk- und Dolomitserie zusammengefaßt. In vorliegender Arbeit möchten wir diese Einheit behalten, jedoch den Namen ändern in „Jauken Folge“. Es handelt sich also um eine lithostratigraphische Einheit, welche dem oberen Ladin, dem Karn und wahrscheinlich der Basis des Nor entspricht.

Die Jauken Folge kann man in den Lienzer Dolomiten in fünf Glieder unterteilen: A = Diploporen Riffgesteine, B = Grüne Schichten, C = Plattendolomite, D = Cardita Schichten und E = Brekzien-Schichten. Das zwischen Hängende Wand und Hochstadel aufgeschlossene Profil umfaßt die fünf genannten Glieder und wird als Leitprofil der Jauken Folge in unserem Gebiet betrachtet.

Jauken A: Diploporen Riffgesteine

Hellgrauer bis weißer, feinkörniger Dolomit mit stellenweise auftretenden rötlichen Verfärbungen. Häufig findet man Diploporen. Die massig entwickelten Dolomite werden als richtige Riffe betrachtet und die z. B. im Birnbach, nördlich Luggau anstehenden, mit dem massigen Dolomit lateral abwechselnden, feinplattigen, sehr diploporen-reichen Dolomite, als Riffdetritus. Die Gesteine lassen sich, abgesehen von der reichlichen Diploporenführung, ohne Schwierigkeiten von dem zuckerkörnigen, bräunlich-grauen Hauptdolomit unterscheiden. Die Hängende Wand, der Hochstein und der Sandeck bieten schöne Beispiele dieser Diploporenriffe; auch am Eggenbach stehen die massigen Dolomite an, sind aber hier tektonisch stark zertrümmert. Im Abfaltersbachgebiet finden sich noch zwei kleinere synklinal in der Partnach Folge eingefaltete Vorkommen.

Der Übergang zur liegenden Partnach Folge ist nirgends gut abgeschlossen, im Abfaltersbach-Gebiet ist der Kontakt vielleicht gestört und bei der Hängenden Wand steht das Liegende überhaupt nicht an. Nur im Tuffbach gehen die Diploporen-Riffgesteine des Hochsteins konkordant aus der Partnach Folge hervor. Es stehen hier noch einige Meter feinplattige, dunkle Kalke an, die lithologisch ganz den Kalken der Partnach Folge entsprechen. Es folgen einige Meter schmutziggraue, grobgebänkte Dolomite, die den Übergang zum hangenden Riffkalk des Hochsteins bilden.

Die Mächtigkeit der Jauken-A-Diploporen-Riffgesteine beträgt im Hängende Wand—Hochstadel-Profil etwa 300 m. Im Hochstein—Eggen-

bach-Gebiet und am Sandeck mindestens 500—600 *m*. Letztgenannte große Mächtigkeiten entsprechen aber vielleicht nicht der stratigraphischen, weil in diesen Bereichen kein ungestörtes Profil vorliegt.

Jauken B: Grüne Schichten

Die Diploporen-Riffgesteine gehen über in graue, feingebankte, stellenweise feingeschichtete und bisweilen blau anwitternde Dolomite, in denen häufig dünne schwarze Dolomitmergel und Tonschieferschichten eingeschaltet sind. Im Hängende Wand—Hochstadel-Profil gibt es in dieser Serie mehrere (drei ?) 50—250 *cm* mächtige grüne Dolomitmergel- und Tonschieferpakete, von denen der Name „Grüne Schichten“ (nach SCHLAGER 1963, S. 60) für die ganze Jauken-B-Gesteinsserie herrührt.

Die liegenden Dolomitbänke der einzelnen Dolomitmergel- und Tonschiefer-Pakete sind manchmal an ihrer Oberseite brekzienartig zerbrochen.

Die drei genannten grünen Pakete sind wahrscheinlich Zeichen vulkanischer Aktivität. Auch SCHLAGER (1963, S. 60) denkt daran, muß aber melden, daß eine röntgendiffraktometrische Untersuchung keine Anhaltspunkte dafür gegeben habe. Eine chemische Analyse dieser Gesteine, die auf der geochemischen Abteilung der Utrechter Universität durchgeführt wurde, ergab, daß das Gestein einen sehr hohen Prozentsatz von Kalium und Silizium enthält, wie er von nicht-vulkanischen tonmergeligen Sedimenten unbekannt ist. Weil der sehr hohe Kalk/Dolomitanteil das chemische Bild trübt, ist eine einwandfreie Deutung dieser grünen Schiefer als vulkanische Aschen enthaltende Sedimente zwar noch nicht sicher, aber jedoch wohl sehr wahrscheinlich geworden.

Im Hängende Wand—Hochstadel-Profil erreichen die Grünen Schichten eine stratigraphische Mächtigkeit von etwa 100 *m*. Die vulkanischen (?) Einschaltungen wurden nur in diesem Bereich festgestellt. Einige Zehnern Meter dünnbankige, blau aussehende, manchmal Feinschichtung aufweisende, schwarze Dolomitmergel führende Dolomite am Eggenbach, die den Diploporen-Riffgesteinen aufgelagert sind, wurden mit der Jauken B der östlichen Lienzer Dolomiten gleichgestellt.

Jauken C: Plattendolomite

Zwischen dem ersten „Cardita Band“ und den „Grünen Schichten“ ist im Hängende Wand—Hochstadel-Bereich eine ziemlich monotone Serie gutgebankter, plattiger Dolomite aufgeschlossen. Die Farbe wechselt von hell- bis mittelgrau. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke beträgt 50—100 *cm*, nach oben hin finden sich aber auch bedeutend geringmächtigere Bänkechen (bis zu 5 *cm*). Stellenweise kommen in der Serie noch einige Meter mächtige diploporenführende Dolomite vor. Feinbänderung tritt schon häufig auf, vor allem in den oberen Partien der Serie. Diese Feinbänderung zeigt sich nur in der angewitterten Oberfläche. SCHLAGER (1963, S. 60) meldet dunkle Dolomite mit kleinen Megalodontenquerschnitten unter dem ersten Cardita Band. Er zieht eine Parallele mit den Megalodusbänken des „Oberen Wettersteinkalkes“ von Bleiberg, wie HOLLER (1960, S. 64—66) sie beschreibt.

Die Plattendolomite sind im Hängende Wand—Hochstadel-Profil etwa 800—1000 *m* mächtig.

Die Diploporen-Riffgesteine, die Grünen Schichten und die Plattendolomite werden alle ins Ladin gestellt. SCHLAGER (1963, S. 61) nennt *Diplopora annulata* SCHAFF, womit die Alterseinstufung Ladin für den Plattendolomit sicher belegt sei.

Nur im Hängende Wand—Hochstadel-Gebiet liegen Jauken A, B und C in stratigraphischer Aufeinanderfolge vor. Nur in diesem Gebiet finden sich auch eindeutig die grünen (vulkanischen?) Tonschiefer der Jauken B. Die Jauken A, B und C sind lithostratigraphische Einheiten, welche einander lateral vertreten können; im Sandeck-Gebiet greifen die Diploporen-Riffgesteine vielleicht bis ins Karn hinein; im Lavantergraben (zwischen Lavant und Innstein) gibt es keine Diploporenriffe und unterhalb der Cardita-schichten ist eine mächtige Serie, meist plattiger Dolomite des Jauken-C-Typus entwickelt.

Wo die Jauken Folge nicht weiter aufgegliedert werden konnte, ist sie auf der Karte mit der Signatur Jauken C ausgeschieden.

Jauken D- oder „Cardita-Schichten“

Zwischen den Plattendolomiten des Jauken C und den Brekzien-schichten des Jauken E ist in den östlichen und zentralen Lienzer Dolomiten eine Serie Dolomite, Kalke, Tone und Sandsteine entwickelt, welche als Jauken D- oder „Cardita-Schichten“ gedeutet wird. Es lassen sich zwei, etwas verschiedenartig ausgebildete Typen der Jauken D unterscheiden. Der erste Typ besteht aus drei sandig-tonig-kalkigen Bändern, von einander getrennt durch Plattendolomite des Jauken C-Typus.

Die eigentlichen drei Carditabänder werden von, oft glimmerführenden, Sandsteinen, grauen Kalken und schwarzen, grünen oder roten Tonschiefern und Mergeln zusammengesetzt. Manchmal trifft man Bivalvenreste, Crinoiden und Kriechspuren an. Aus dem Bereich westlich der Weittalspitze seien aus dem oberen Teil des dritten Carditabandes die großen und schön ausgeprägten Oolithen genannt. Für Detailaufnahmen und Einzelheiten der drei Carditabänder sei verwiesen auf SCHLAGER (1963, S. 61—64, Taf. 4). Die Gesamtmächtigkeit der Jauken D beträgt 140—200 m.

Den zweiten Typ der Jauken D findet man beim Innstein und im Frauenbach, südlich Lavant. Die Gesteine, welche die Mergel-Sandstein-Tonschieferpakete trennen, werden hier nicht von feingebänderten Plattendolomiten, sondern von grauen Kalkbänken gebildet, welche durchaus keine Feinbänderung aufweisen. Der Unterschied zwischen den eigentlichen Carditabändern und den trennenden Gesteinen ist also beim zweiten Typ wesentlich geringer: Beim Innstein kann man noch drei, morphologisch schön ausgeprägte Bänder unterscheiden, im Frauenbach ist ein derartiger Unterschied nicht mehr möglich. Beide genannten Vorkommen sind jetzt tektonisch begrenzt; zwischen Innstein und Frauenbach sind wahrscheinlich jedoch noch mehrere winzige Reste vorhanden.

Während der Sedimentation des Jauken D muß es also in unserem Bereich zeitweise zu einer großen und rasch einsetzenden Zufuhr von terrigenem Material gekommen sein; die Grenze zwischen den terrigenen Cardita-Schichten i. e. S. und den trennenden Dolomiten ist immer sehr scharf.

Die Cardita-Schichten des ersten Typus bilden einen morphologisch sehr schön ausgeprägten Zug im Nordschenkel der Böses Weibele-Anti-

klinale, von Pirkach bis ins Kerschbaumer Tal, wo sie durch das Westabtauchen der Antiklinale verschwinden. Stellenweise sind die Cardita-Schichten von meist kleineren Störungen zersetzt. In dem von der großen Störung des Pirkner Grabens abgeschnittenen Südschenkel der Böses Weibele-Antiklinale sind stellenweise noch kleine, geschuppte, stark tektonisierte Linsen der Cardita-Schichten aufgeschlossen (z. B. bei Schulter und am Zochen Paß).

Aus dem Westteil unseres Gebietes sind bisher keine sicheren Cardita-Schichten bekannt. Das Fehlen könnte tektonisch bedingt sein; es ist aber nicht ausgeschlossen, daß es in diesem Bereich nicht zur Ablagerung der Cardita-Schichten gekommen ist, weil die Riffbildungen des Sandeck vielleicht bis hoch in die Jauken-Folge hineingreifen. Damit sei auch erklärt weshalb die Jauken C-Plattendolomite hier so geringmächtig entwickelt sind bzw. ganz fehlen. Eine vergleichbare Entwicklung beschreibt van BEMMELEN (1957) aus den westlichen Gailtaler Alpen (Reißkofel-Riff).

Von mehreren Autoren (u. a. van BEMMELEN 1957, 1961; HOLLER 1951, 1953, 1960; SCHLAGER 1963) sind die Cardita-Schichten des Drauzuges eingehend beschrieben worden. Die Cardita-Schichten sind in der karnischen Stufe zu stellen.

Jauken E: Brekzien-Schichten

Über dem dritten Cardita Band setzen feingebänderte, graue Dolomite ein, welche lithologisch identisch sind mit den Plattendolomiten der Jauken C und den Zwischendolomiten der Jauken D. Charakteristisch sind aber die Brekzien, welche die Hauptmasse der Jauken E bilden. Dabei gibt es alle Übergänge von normal-geschichteten, feingebänderten Dolomiten über Schichten, in welchen die Feinbänderung „wellenartig“ verläuft und das Gestein schon teilweise zerbrochen ist, bis zu völlig zerbrochenen Gesteinen. Im letzten Fall liegen die großen, eckigen Bruchstücke fast ohne Bindemittel aneinander und es stehen große, wirre Brekzienhaufen an. Es sei darauf hingewiesen, daß Bindemittel und Komponente aus demselben feingebänderten Dolomit bestehen. Zweifellos handelt es sich um eine sedimentäre Brekzie, welche syndiagenetisch durch das Abrutschen eines halbverfestigten Schlammes entstanden ist. GEYER (1903, S. 175) erwähnt diese Brekzien schon und später sind sie auch von SCHLAGER (1963, S. 65) beschrieben worden. Aus den Gailtaler Alpen wurden gleichartige Brekzien aus demselben stratigraphischen Bereich von van BEMMELEN (1961, S. 225) erwähnt. Auch HOLLER (1953, S. 71) beschreibt eine Sedimentarbrekzie in demselben stratigraphischen Bereich aus den östlichen Gailtaler Alpen und den Nordkarawanken.

Innerhalb der Sedimentarbrekzien gibt es kleinere oder größere, entweder gebankt oder massiv ausgebildete, dem Hauptdolomit sehr ähnliche Dolomitmassive. Auf der Karte wurden diese als „Jauken E in der Hauptdolomit Fazies“ ausgeschieden. Größere Vorkommen sind der Wilde Sender und die Teplitzer Spitze, beide aufgebaut aus grobgebankten Dolomiten. Ein kleineres, massiges Dolomitvorkommen findet sich südwestlich des Kerschbaumer Törls. Es liegt nahe, in den genannten Dolomitvorkommen kleinere Riffbildungen zu sehen.

Die Entwicklungsgeschichte des Jauken E könnte dann folgenderweise erklärt werden: Nach der Ablagerung der Cardita-Schichten entstanden

an verschiedenen Stellen bereits kleine Riffe, zwischen denen noch feinkörniger Schlamm abgelagert wurde, der jetzt als typischer feingebänderter Plattendolomit vom Jauken-Typus vorliegt. Die Brekzienbildung könnte dann durch wiederholtes Abrutschen des halbverfestigten Schlammes an den Riffböschungen entlang erklärt werden. Nachher wurde lokal der Riffbau wieder bedeutend eingeschränkt (Sedimentation bitumenreicher dolomitischer Tone an der Basis des Hauptdolomits). Nachdem wieder günstige Bedingungen für Riffbildung eingetreten waren, kam es zur Ablagerung der großen Hauptdolomitmassive. Die hier skizzierte Sedimentationsgeschichte ist allerdings noch hypothetisch und sollte durch intensive Geländearbeit, nicht nur in den Lienzer Dolomiten, sondern im ganzen Drauzug überprüft werden.

Die Jauken E-Folge ist in einem breiten Streifen im Nordschenkel der Böses Weibele-Antiklinale bis ins Kühboden Tal zu verfolgen. Im Südschenkel derselben Antiklinale kommen nur noch kleine, geschuppte Linsen vor. Weitere mächtige Vorkommen sind am Frauental Eck, bei der Schönleiten Spitze, am Kofel und südlich des Sandeck aufgeschlossen.

Die stratigraphische Mächtigkeit der Jauken E beträgt maximal etwa 350—400 m.

Weil der gebänderte Plattendolomit den Hauptanteil der Brekzien-Schichten bildet und, wie erwähnt, lithologisch identisch ist mit dem typischen Jauken-Plattendolomit, wurden sie in der lithostratigraphischen Einheit der Jauken-Folge eingegliedert. Das Alter der Jauken E könnte als karnisch-norisch bezeichnet werden.

Im stratigraphischen Bereich der Jauken E kommt noch ein anderer, eigenartiger Brekzientyp recht häufig vor. Der Dolomit ist zerbrochen und die Hohlräume sind mit weißem Dolomitspat ausgefüllt. Die einzelnen Bruchstücke passen häufig noch mit ihren Umrissen zueinander. Da dieser Brekzientyp vor allem in den zentralen Lienzer Dolomiten beobachtet worden war, wurde im Sommer 1961 unter der Leitung von Dr. H. KÜBLER eine Exkursion durchgeführt, an welcher auch der zweitgenannte Verfasser und Herr Dr. SCHLAGER teilnahmen.

Am auffallendsten zeigte es sich, wie auch von SCHLAGER (1963, S. 65 und 66) schon bemerkt wird, daß „... die Brekzienbildung sich weder um Bewegungsfugen noch um Schichtung kümmert“. Manchmal verläuft die Brekzienbildung jedoch auch schichtparallel: in den feingebänderten Plattendolomiten sind einzelne Schichtchen angegriffen und zerbrochen, nachdem die Hohlräume von weißem Dolomitspat ausgefüllt wurden. Die Feinbänderung der hangenden und der liegenden Schichtchen setzt sich normal-parallel oberhalb bzw. unterhalb der zerbrochenen Zone fort.

Dr. KÜBLER deutete diesen Brekzientyp damals vorläufig als „Spatisationsbrekzie“. In einer späteren Publikation (KÜBLER & MÜLLER 1962) beschreibt er diesen Brekzientyp eingehend vom Brenner Mesozoikum und bildet dabei einige recht schöne Beispiele dieses Brekzientyps ab (Taf. 16).

Die „Spatisationsbrekzien“ treten vor allem auf in unserem Gebiet im Grenzbereich Jauken-Folge—Hauptdolomit und im Grenzbereich Hauptdolomit (und Tscheltscher Folge)—Kössener Folge. Sie sollten also auf unruhige Sedimentationsverhältnisse hinweisen.

h) Hauptdolomit

Bräunlich-graue, öfters „zuckerkörnige“ und bituminöse Dolomite mit splittrigem Bruch bilden die Hauptmasse des Gesteins, das als „Hauptdolomit“ gedeutet wird. Der erwähnte bituminöse Charakter ist in unserem Gebiet jedoch nicht auf den Hauptdolomit beschränkt.

An vielen Stellen ist der Übergang zum Liegenden aufgeschlossen. Im Westteil der Kerschbaumer Alm werden typische Sedimentarbrekzien der oberen Jauken-Folge (Jauken E) überlagert von feingebändertem, schwach brekziösem Dolomit. Es folgt dann 1—3 m feingeschichteter, dunkelgrauer, bituminöser Dolomit, der bereits dem Hauptdolomit zugerechnet wird. Nach oben hin geht hieraus 3—5 m feinbankiger, mittelgrauer Dolomit hervor, welcher bis 50 cm mächtige, schwarze Tonschiefereinschaltungen führt. Im Hangenden setzt dann der massige, bräunlich-graue, „zuckerkörnige“ Dolomit ein.

In den ganzen Lienzer Dolomiten sind an der Basis des Hauptdolomits diese, bis zu 50 cm mächtigen Tonschiefereinschaltungen vorhanden, wie z. B. südlich des Rastenkogels, oberhalb Pirkach. Die bei der Beschreibung des Jauken E genannten „Spatisationsbrekzien“ sind auch im unteren Teil des Hauptdolomits noch recht häufig vertreten.

Der Hauptdolomit ist in zwei verschiedenen Typen ausgebildet; entweder massig oder gebankt. Die grobkörnigen, massigen, splittrigen Dolomite des Rauchkofels, Spitzensteins, Eggenkofels und Breitensteins könnte man als Riffe betrachten, sichere Hinweise dafür, wie z. B. Anhäufungen von Diploporen, wie im Jauken A, gibt es jedoch dafür nicht.

Die gebankte Ausbildung besteht ebenfalls aus bräunlich-grauen, „zuckerkörnigen“ Dolomiten. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke wechselt von einigen Dezimetern zu etwa 2 m. Schöne Beispiele des gebankten Typus bieten die schräg nordfallenden Schichten des Spitzkofels und der Anett-Wände (westlich Pirkach). Auch innerhalb der gebankten Dolomitserien kommen jedoch an mehreren Stellen kleinere, „riffartige“ Bildungen vor. Derartige kleine „Riffe“ sieht man am Weg entlang, der von der Kerschbaumer Alm nach der Linder Hütte führt. Auch der Rote Turm und die Gämshöpfe sind derartige kleine „Riffe“ innerhalb des gebankten Typus. Beide Hauptdolomittypen sind also nicht wesentlich verschieden und sind stratigraphisch nebeneinander zu stellen.

Im oberen Teil des Hauptdolomits sind stellenweise schwarze, feinsplattige Dolomite, wechsellagernd mit schwarzen Stinkschiefern entwickelt. Vereinzelt findet man Hornsteinkonkretionen, mannigfaltig ist das Auftreten von „Spatisationsbrekzien“. GEYER (1903) und van BEMMELEN (1957, 1961) wiesen auf die Verwandtschaft dieser Gesteine mit den Nordtiroler Seefelder Schichten bereits hin. Auf unserer Karte wurden sie als „Hauptdolomit in Seefelder Fazies“ angedeutet. Die Seefelder Fazies bildet mehr oder weniger große Linsen im oberen Teil des Hauptdolomits, die stratigraphische Mächtigkeit beträgt maximal etwa 100 m. Wichtige Vorkommen sind am Nord- und Südschenkel der Gaillberg-Antikline aufgeschlossen, weiter u. a. westlich des Riebenkofels und im Sängerald, westlich des Lumkofels. Am schönsten entwickelt erscheinen Schichten der Seefelder Fazies bei der Modalpe, südlich des Lumkofels; reine Dolomit-

bänke finden sich hier nur ganz selten, es steht eine intensiv verfaltete Serie schwarzer, oft kohligler Stinkschiefer an.

Die stratigraphische Mächtigkeit des gesamten Hauptdolomits wird wahrscheinlich die 700—800 m nicht überschreiten, die weit größeren Mächtigkeiten, welche am Spitzkofel, am Hochstadel usw. erreicht werden, sind wahrscheinlich tektonisch bedingt.

Der Hauptdolomit gilt allgemein als norisch.

i) Tscheltscher Folge

Dem Hauptdolomit oder der Seefelder Fazies ist im Tscheltscher Berg-Bereich und beim Lumkofel eine Serie plattiger, schmutziggrauer, öfters Feinschichtung zeigender und Hornstein führender Dolomit aufgelagert. Die Gesteine ähneln manchmal sehr dem Plattendolomit der Jauken-Folge. Manchmal schalten sich auch Kalkbänke ein, die sich nur durch Salzsäurereaktion vom Dolomit unterscheiden lassen. Solch eine Wechsellagerung kann man z. B. im Graben nördlich pt. 1814, südlich des Lumkofels beobachten. Hier sind schmutzig-graue, ziemlich grobkörnige Kalke aufgelagert. Das Gestein ist feingeschichtet und läßt eine Spaltung bis zu papierdünnen Schichtchen zu. Im Bereich des Tscheltscher Berges führen die hier ebenfalls grauen, Feinschichtung aufweisenden Plattendolomite stellenweise Hornstein.

Im allgemeinen ist die Trennung der Gesteine der Tscheltscher Folge von den „Kalkigen Schichten“ der Kössener Folge nicht schwierig. Letztere sind ja charakteristisch dunkle bis schwarze, und vor allem dichte Plattenkalke, welche keine Feinschichtung zeigen und nie Hornstein führen. Auch die Grenze der Tscheltscher Folge mit den „Kalkigen Schichten“ der Kössener Folge ist sehr scharf: sowohl beim Lumkofel wie beim Tscheltscher Berg überlagern die dichten, sehr dunklen und hell anwitternden Kalke der Kössener Folge fast ohne Übergang die schmutzig-grauen, feingeschichteten, ziemlich grobkörnigen Gesteine der Tscheltscher Folge.

Unsere „Tscheltscher Folge“ entspricht zum Teil dem „Plattenkalk“ SCHLAGERS. SCHLAGER (1963, S. 66, 67) möchte jedoch auch unsere „Kalkigen Schichten“ der Kössener Folge noch in seinen „Plattenkalk“ einbeziehen. Weil Fossile fehlen, ist es nicht sicher, ob diese „Plattenkalke“ beim Nor oder beim Rhät eingestuft werden müssen. Wir können uns nicht dem Eindruck entziehen, daß die Tscheltscher Folge als eine faziell abweichende Entwicklung des oberen Hauptdolomites gesehen werden soll. Die „Kalkigen Schichten“ der Kössener Folge dagegen gehen lateral in die „Mergeligen Schichten“ der Kössener Folge über und führen an vielen Stellen an ihrer Basis eine sedimentäre Brekzie. Deswegen, und wegen der scharfen Grenze und des lithologischen Unterschieds zwischen der Tscheltscher Folge und den „Kalkigen Schichten“ der Kössener Folge, möchten wir SCHLAGER darin nicht folgen.

Bestimmbare Fossilien gibt es in der Tscheltscher Folge jedoch nicht. Die Gesteine dürften zum Großteil wohl norischen Alters sein; daß sie stellenweise bis ins Rhät hineingreifen ist jedoch nicht ausgeschlossen.

Die Tscheltscher Folge wurde nur in den östlichen Lienzer Dolomiten angetroffen, in den westlichen fehlt sie ganz; bemerkenswert ist auch das Fehlen der „Seefelder“ Fazies des oberen Hauptdolomits im Westteil unseres

Gebietes. Auch im Gailberg Sattel-Gebiet fehlt die Tscheltscher Folge. Die stratigraphische Mächtigkeit der Tscheltscher Folge beträgt etwa 250 m.

j) Kössener Folge

Die Basis der Kössener Folge wird an vielen Stellen von einer sedimentären Brekzie gebildet. Es folgen kalkig oder mergelig entwickelte Schichten. Im Hangenden dieser Serie tritt häufig ein Biostromniveau auf.

j') Basisbrekzie

Am schönsten läßt diese sich studieren am neuen Holzweg, der vom Gailberg-Sattel über den Silbergraben in die Richtung der Gailberger Alm führt. Das Liegende wird gebildet von dem durchaus massig entwickelten Hauptdolomit, der jedoch in den oberen Partien feingeschichtete, tonige Dolomitlinsen führt, die schönste Fließstrukturen zeigen. Es handelt sich wohl um Schlammströme, die Bruchstücke des damals halbverfestigten Untergrundes in sich aufgenommen haben. Über den Tonlinsen werden öfters dünne, aus zergrusten Bivalven zusammengesetzte Bänke beobachtet. „Spatisationsbrekzien“ im Sinne KÜBLERS sind ebenfalls recht häufig. Über diesen Schichten setzt dann die etwa 40 m mächtige Sedimentärbrekzie ein. Die Brekzie ist im allgemeinen polymikt, mit dunklen und hellen 0.5—10 cm großen Komponenten. Letztere sind meistens dolomitisch und häufig schon „vorbrekziös“ geklüftet. Das Bindemittel besteht aus einem dichten Kalk.

Bei der Ochsen-Alpe ist die hier einige zehn Meter mächtige Basisbrekzie in ihren Komponenten und ihrem Bindemittel fast rein dolomitisch. Beim Geierbichl, westlich des Lumkofels und auf der Stadelwiese ist die Basisbrekzie wesentlich geringmächtiger. Genannte und andere Vorkommen sind auf der Karte mit eigener Signatur ausgeschieden.

CORNELIUS-FURLANI (1955, S. 134) deutet den isolierten Brekzienhaufen östlich Soleck als „Rhät Basis Brekzie“. Es stehen hier einige Quadratmeter einer groben Brekzie an mit meist großen, abgerundeten Kalkkomponenten in einem Bindemittel desselben Gesteinstypus. Die Brekzie ist aber sehr verschieden von der sonst in den Lienzer Dolomiten vorkommenden Sedimentärbrekzien und läßt sich auch nicht weiter verfolgen.

j'') Kalkige und Mergelige Schichten

In den östlichen Lienzer Dolomiten ist der untere Teil der Kössener Folge fast rein kalkig entwickelt. Es liegen über dem Hauptdolomit, der „Seefelder Fazies“ oder der Tscheltscher Folge, schwarze, hell anwitternde, sehr dichte Plattenkalke, häufig mit der genannten sedimentären Brekzie anfangend. Südlich der Mukulin-Alm ist im Oberteil dieser Serie ein 15—20 m mächtiges Dolomitband eingeschaltet, das sich im Gelände über größere Entfernung verfolgen läßt, und einen guten Leithorizont darstellt.

Die gerade beschriebenen Gesteine sind in der Karte als „Kalkige Schichten“ der Kössener Folge eingetragen worden. Sie entsprechen dem „Unteren Rhät“ der Gailtaler Alpen (van BEMMELN 1957, 1961) und dem oberen Teil des „Plattenkalks“ SCHLAGERS (1963).

Die stratigraphische Mächtigkeit beträgt im Mukulin-Gebiet etwa 150—250 *m*; im Flaschberger Wald ist die Mächtigkeit wesentlich geringer. In den östlichen Lienzer Dolomiten gehen aus den Kalken durch Zunahme des Mergel- und Tonbestandes graue und schwarze Kalke, Tone und glimmerführende Mergel hervor. Vereinzelt finden sich limonitführende kalkige, sandige Bänke, manchmal von zergrusten Bivalvenresten aufgebaut.

Die Mächtigkeit läßt sich durch die sehr intensive Verfaltung schwierig schätzen, kann etwa 200—500 *m* sein. Diese „Mergeligen Schichten“ der Kössener Folge sind in den übrigen Lienzer Dolomiten gleich dem Hauptdolomit oder der „Seefelder Fazies“ aufgelagert. Die kalkigen Schichten gehen sowohl im Mukulin-Gebiet wie im Flaschberger Wald nach Westen lateral in die mergeligen Schichten über und müssen demgemäß als eine faziell abweichende Entwicklung der sonst hauptsächlich mergelig ausgebildeten Kössener Folge gesehen werden.

j''') Biostrom

Stellenweise findet sich in den oberen Partien der mergeligen Schichten eine massige hellgraue dichte Kalkbank, in ihrer Mächtigkeit wechselnd zwischen etwa zehn bis einigen Zehnern Metern. Schön ausgeprägt dieser Kalk südlich der Dolomitenhütte (Weißstein) an. Von hier aus führt ein manchmal unterbrochener Zug dieses Gesteins über den Franz Lerch-Weg bis an den Röthenbach heran, wo er sich in knollige Kalkbänke auflöst. Östlich des Weißsteins fehlt das Niveau in größerer Entfernung, bis es im Himperlacher Bach oberhalb Lavant wieder hervortritt. Weitere Vorkommen findet man bei Ötting und bei der Mukulin-Alm. Im letztgenannten Aufschluß enthält der Kalk schlecht erhaltene Korallen und fragile Stromatoporoïden.

Eine Deutung der beschriebenen massigen Kalke als Biostrom kommt uns sehr wahrscheinlich vor. Auch aus den westlichen Gailtaler Alpen ist ein derartiger Riffkalk bekannt (van BEMMELLEN 1957, S. 191).

Die Mächtigkeit der gesamten Kössener Folge wechselt an Stellen, wo ein ziemlich ungestörtes Profil vorliegt (Mitterberg, Hintental) von 150 bis 400 *m*.

Die Kössener Folge setzt sich von der Mukulin-Alm ab nach Westen über den stark verfalteten Schichten des Riebenkofels in einem schmalen, mehrmals unterbrochenen Streifen über Leiteneck und Frauental Eck bis zum Kosterberg fort. Auch der Rainer Berg, südöstlich Abfalterbach, besteht aus Gesteinen der Kössener Folge. Ein zweiter Zug dieser Schichten ist dem Nordschenkel der Hauptdolomitantiklinale des Spitzkofels aufgelagert und streicht südlich der Dolomitenhütte über den Roßboden weiter nach Osten bis ins Drautal.

Sehr mächtig erscheint die Kössener Folge im Flaschberger Wald; ist hier jedoch sehr stark verfaltet und geschuppt. Schwierig einzustufen sind die Kalke und Mergel zwischen Liesing und Laken (Gailtal). Sie sind auf der Karte als Kössener Folge gedeutet, könnten jedoch auch zur Partnach Folge gehören. Fossilien wurden in diesem Streifen bisher nicht gefunden. Die Kössener Folge der Stadelwiese ist eng mit dem Jura verknüpft.

Fossilien sind in der Kössener Folge im allgemeinen recht häufig. Nebst Korallen (*Thecosmilia* sp.) und Crinoidenstielglieder sind in den „Kalkigen-“

und in den „Mergeligen Schichten“ zahlreiche Brachiopoden und Lamelli-branchiaten vorhanden.

Mehrere Autoren (u. a. GEYER 1903, SCHLAGER 1963, S. 69) geben ein ausführliches Fossilverzeichnis, woraus für die Kössener Folge rhätisches Alter zweifellos hervorgeht. An Mikrofossilien ergaben sich aus einer Serie Proben aus dem Gamsbach schlecht erhaltene Foraminiferen und Ostracoden. Es ließen sich bestimmen (Det. C. C. Vervloet) *Cornuspira orbicula* (TERQ. & BERTH.), *Galea kollmanni* KRISTAN, *Spirophthalmidium triacum* KRISTAN und *Duotaxis metula* KRISTAN.

KOLLMANN (1963) untersuchte Proben, die aus den Mergeln bei der Dolomitenhütte entnommen wurden und bestimmte an Ostracoden: *Carinobairdia triassica* KOLLMANN und *Carinobairdia tenuicarinata* KOLLMANN.

k) Jura

Die Basis des Jura wird gleich über den Riffhorizont gelegt. Es überlagern den Riffkalk bei der Dolomitenhütte rote und graue Fleckenmergel und graue Kalke, die durch Ammonitenfunde nach CORNELIUS-FURLANI (1953, S. 287) unterliassisches Alter aufweisen. Die Fleckenmergel überlagern transgressiv rote, an der Basis öfters brekziöse (z. B. am Stadtweg) Knollenkalk, nach oben hin übergehend in rote, sandige glimmerführende Mergelschiefer. Das Alter dieser Schichten wird von GEYER (1903) und CORNELIUS-FURLANI (1953, S. 288) als mittelliasisch gedeutet. Über den Mergelschiefern, und stellenweise auch damit wechsellagernd, setzen rote und weiße, sehr dichte Hornsteinkalke ein. CORNELIUS & FURLANI-CORNELIUS (1943, S. 4) möchten diese Kalke mit dem nordalpinen, oberjurassischen Aptychenkalk gleichstellen; es würde dann in den Lienzer Dolomiten der ganze Dogger fehlen.

Am Franz Lerch-Weg werden die dunkelgrauen Kalke und Mergelschiefer der Kössener Folge von dem oberrhätischen Riffkalk überlagert; darauf liegen, an der Basis noch dünne Mergelschichten führende, graue Knollenkalk, die bereits dem Jura zugerechnet werden. Es folgen dichte sehr harte weiße Kalke. Südlich des Riebenkofels fehlt der oberrhätische Riffkalk; die Juraschichten gehen hier allmählich durch Einschaltung von roten Mergelschiefern und roten und weißen Kalken aus den grauen Mergeln der Kössener Folge hervor.

Vorkommen:

1. Als Nord- und Südschenkel der Amlacher Wiese/Kreithof Mulde und derer westlichen Fortsetzung bis Thal. Die Mächtigkeit wird hier etwa 80 m betragen.
2. Südlich des Riebenkofels, wo die Schichten den Eindruck einer eng verfalteten und geschuppten Serie machen. Stellenweise stoßen die Jura-Schichten in diesem Bereich an einer Störung unmittelbar ans Kristallin; die ganze mächtige permotriadische Serie fehlt. Eng mit der Kössener Folge verknüpft, setzt der Jura sich vom Riebenkofel über Leiteneck in einem schmalen mehrmals unterbrochenen Streifen nach Westen fort, bis er am Nudbichl wieder eine größere Mächtigkeit erreicht.

3. Im Jochbach, südlich des Rainerberges bei Abfaltersbach, stehen etwa 10 m rote und grünliche Kalke und rote Mergelschiefer an, die ebenfalls dem Jura zugerechnet werden.
4. Auf der Stadelwiese, wo jedoch die starke Tektonisierung eine Abtrennung des Jura von der Kössener Folge auf der Karte nicht zuläßt. Daß zweifellos Jura vorhanden ist, konnte SCHLAGER (1963, S. 71) durch Ammonitenfunde bestätigen.

1) Amlacher Wiese Folge

Die Gesteine der Amlacher Wiese Folge bilden den Kern der Amlacher Wiese/Kreithof Mulde. Die Folge wird von regelmäßig wechsellagernden schwarzen Kalksandsteinen, Kalken, Kalkmergeln, Mergeln und Tonen zusammengesetzt. Die Vermutung besteht, daß der Tonbestand nach oben hin in der Serie zu- und der Sandgehalt abnimmt. Die Sandsteine und Kalksandsteine führen häufig Pflanzenhäcksel und Pyritkonkretionen; die einzelnen Bänke sind manchmal deutlich gradiert („Geopetalschichtung“). Ebenfalls wurden, besonders bei Lavant, mehrmals Kreuzschichtung, Schrägschichtung und Erosionsflächen beobachtet. Die Unterseite der Schichten ist oft durch „Loadcasts“ („Auflastmarken“) und Kriechspuren charakterisiert.

An mehreren Stellen ist der Übergang zum Liegenden aufgeschlossen, z. B. südwestlich des Kreithofs und im Haßler Bach (bei Lavant). Südwestlich des Kreithofs steht am neuen Holzweg, der vom Weg Tristacher See—Dolomitenhütte nach Süden abzweigt, folgendes Profil an: Das Liegende besteht aus stark kalkigem, rotem Mergelschiefer des Jura, die Mächtigkeit der einzelnen Schichtchen beträgt etwa 4—5 cm. Aus dieser Serie gehen schmutzibraune, auf 3—10 cm Mächtigkeit anschwellende, sandige Kalkbänkchen hervor, die zahlreiche winzige Pflanzenreste führen; diese Gesteine werden schon in die Amlacher Wiese Folge einbezogen, es stehen etwa 4 m an. Das Hangende ist nicht aufgeschlossen. Nach einer Lücke von einigen Zehnern Metern folgen sandige und stark kalkige Mergelschiefer, in denen ein Intrusivgestein vorkommt. Im Haßler Bach schließt der Jura mit etwa 25 m bräunlich-hellgrauen, sehr dichten, etwas knollig ausgeprägten Kalken ab. Durch Abnahme der Schichtmächtigkeit und eine Farbänderung (nach dunkelgrau bis schwarz) setzen dann sehr dünnplattige, schwarze tonige Kalkbänkchen ein, die bereits der Amlacher Wiese Folge zugerechnet werden.

An mehreren Stellen gibt es in der Amlacher Wiese Folge kleinere Intrusionsvorkommen. GEYER (1903, S. 191) beschreibt ein derartiges Gestein von Thal a. d. Drau. CORNELIUS & CORNELIUS-FURLANI (1943, S. 5) und CORNELIUS-FURLANI (1953, S. 289) nennen mehrere Vorkommen südlich des Rauchkofels. In diesem Bereich fand MUTSCHLECHNER (1952) es südwestlich des Kreithofs, an dem schon oben erwähnten Aufschluß, wo das Gestein durch den Bau des neuen Holzwegs schön aufgeschlossen ist. Es handelt sich nach MUTSCHLECHNER um einen Glimmerkersantit. Das auf etwa 40 m anstehende Intrusivgestein ist hier in dunkelgrau und bräunliche Pflanzenreste führende sehr sandige und mergelige Kalkschiefer eingedungen. Letztere sind nahe der Intrusion auf etwa 2 m kontaktmetamorph in einen Hornfels verwandelt worden.

Mehrere, jedoch bedeutend geringmächtigere Vorkommen finden sich im Kohlstatt Bach. Die Glimmerkersantitintrusionen sind also in der Amlacher Wiese Folge recht häufig.

GEYER (1903) schied die Gesteine der Amlacher Wiese Folge als „sandiges Rhät“ aus. CORNELIUS & FURLANI-CORNELIUS (1943, S. 3) stellten die Schichten zum ersten Male in die Unterkreide. OBERHAUSER (1960, S. A 120, 1963, S. 24—25) führte eine mikropaläontologische Untersuchung durch. Aus Proben am Lienzer Stadtweg entlang ergaben sich *Ticinella* cf. *roberti* (GANDOLFI) und *Globigerina* sp., für den höheren Teil der Folge konnte Albien-Alter wahrscheinlich gemacht werden. Mit den Schichten der Amlacher Wiese Folge vergleichbare Gesteine, welche auch gleichartige Mikrofaunen enthalten, sind OBERHAUSER aus dem Rhätikon und den Lechtaler Alpen bekannt. Deshalb kommt uns eine Alterseinstufung der ganzen Folge ins Neokom richtig vor.

Wegen der sehr intensiven Verfaltungen ließ sich kein eindeutiges Profil aufnehmen; nimmt man für die Amlacher Wiese Mulde eine einfache Muldenstruktur an, so würde die Mächtigkeit etwa 200—300 m sein, die stratigraphische Mächtigkeit muß aber wesentlich geringer sein und wird vielleicht nicht über die 50—80 m hinausgreifen. In den westlichen Lienzer Dolomiten findet sich die Folge nicht, am Nordhang der Drau, oberhalb Thal kommt sie noch einmal im Bergsturzmateriale des Mordbichls vor.

m) Jüngere Bildungen

Die meisten, größeren Ausbildungen von Moränenschutt und rezenteren Rutschmassen wurden in die Karte eingetragen, jedoch wurde keine Trennung derselben durchgeführt. Es seien noch die schönen Endmoränewälle erwähnt, welche im westlichen Kerschbaumer Tal vorliegen.

III. Die Tektonik der Lienzer Dolomiten

a) Das Kartenbild (Tafel I: Karte der Lienzer Dolomiten (1 : 50.000))

Die Lienzer Dolomiten bilden den Westteil des Drauzuges. Die Länge beträgt 35 km zwischen Gailberg-Sattel und Abfaltersbach, die Breite $4\frac{1}{2}$ km am Ostende beim Gailberg-Sattel, maximal 11 km südlich von Lienz. Bei Abfaltersbach keilt die sedimentäre Schichtfolge aus.

Die maximalen Höhen werden erreicht im Hochstadl (2680 m), in der Großen Sandspitze (2772 m) und am Spitzkofel (2718 m). Da das Drautal im Norden auf etwa 600—800 m über dem Meer liegt, und das Lesachtal im Süden auf 700—1400 m Meereshöhe, sind die Höhenunterschiede auf kurzer Entfernung sehr groß.

Die Schichten und Störungen stehen im allgemeinen sehr steil. In den Anett-Wänden¹⁾ beim Tirolertor kommen z. B. schichtparallele Wände von etwa 65° nordfallenden Dolomitplatten vor, mit 500—600 m Höhenunterschieden.

¹⁾ „Anett“ ist wahrscheinlich Dialekt für „Einöde“.

Der Rückengrat der Lienzer Dolomiten wird gebildet von einem 29 km langen, 1½—3 km breiten Hauptdolomitzug, der sich von Pirkach im Osten bis Abfaltersbach im Westen erstreckt. Es sind steil nordfallende, stellenweise fast strukturlose Dolomitmassen, welche die obengenannten höchsten Gipfel dieses Gebirges bilden.

Weitere Höhenzüge sind im Norden die markante Hauptdolomitmasse des Rauchkofels (1911 m) und im Süden die Gruppe Böses Weibele (2599 m)—Grubenspitze (2671 m) und die Gruppe Eisenschuß (2615 m)—Kreuzkofel (2694 m). Nahe am Südrande liegt im westlichen Teil noch der Hauptdolomitzug vom Eggenkofel (2509 m)—Breitenstein (2304 m).

Wenn man die Lienzer Dolomiten als ganzes betrachtet, bilden sie eine eingesunkene Masse permo-mesozoischer Sedimente allseitig begrenzt von Kristallinen Schiefer. Im Norden kann man drei Gruppen unterscheiden: Das Deferegen-Gebirge mit dem Hochgrabe (2951 m) und dem Hocheck (2835 m), die Schober-Gruppe mit dem Roten Knopf (3281 m) und die Kreuzeck-Gruppe mit dem Hochkreuz (2708 m).

Im Süden findet man die Kristallinen Schiefer des Lesachtals, welche N vom Gailfuß nur bescheidenere wellige Höhenzüge bilden (Golzentipp, 2317 m; Leitner Wiese, 2248 m; Steinrastl, 2184 m). Aber südlich von der Gail ragt der aus paläozoischen Gesteinen bestehende Hauptkamm der Karnischen Alpen wieder zu imposanten Höhen (Königswand, 2686 m; Monte Peralba, 2693 m; Hohe Warte 2780 m) auf. Der Südrand der Lienzer Dolomiten im engeren Sinn wird von flexurartig abgebogenen Kristallinen Schiefer gebildet, welche noch in transgressivem Verband mit der Grödener Folge stehen. Darauf folgen dann, auch noch im stratigraphischen Verband, aber mit vielen schichtparallelen Vergleitungen, Untere und Mittlere Trias (Werfener Folge, Knollenkalk-, Partnach Folge; z. B. SE vom Breitenstein [2304 m] im Westen). Darauf folgt ein großer Abschiebungsbruch oder eine gestaffelte Abbruchzone, welche jüngere Schichten der Trias oder sogar Jura mit Perm, Untere Trias oder Kristalline Schiefer in Bruchkontakt bringt.

Diese Südrandstörung läßt sich E—W an der ganzen Südseite der Lienzer Dolomiten verfolgen und findet ihre östliche Fortsetzung in der Südrandstörung der Gailtaler Alpen (van BEMMELN 1957, 1961). Diese Südrandstörung enthält Keile jüngerer Sedimente, wie den Hauptdolomitzug des Rothenkopfes im Osten, welche zwischen älteren Sedimenten tiefer eingesunken sind. Dies ist ein Argument für unsere Auffassung, daß diese Südrandstörung ursprünglich unter Dehnungsbedingungen gebildet worden ist, obschon nachträglich eine Zusammenpressung stattgefunden hat.

An ihrem Westende wird diese E—W-streichende Südrandstörung von einer NW—SE-streichenden Querstörung geschnitten, welche zugleich das Drauzug-Mesozoikum abschneidet und beendet. Es handelt sich hier wahrscheinlich um eine NW—SE-streichende dextrale Seitenverschiebung.

Die Nordseite der Lienzer Dolomiten kann man in drei Abschnitte teilen. Die NW-Begrenzung der Lienzer Dolomiten wird von der östlichen Fortsetzung der Pusterlinie gebildet, der die Drau von Sillian (an der Grenze zwischen Ost- und Südtirol) bis Lienz folgt. Die Pusterlinie kann dann jenseits des Lienzer Beckens noch über das Perm des Gödnachgrabens und den Granodiorit von Wöllatratten nach Obervellach in ENE-Richtung weiter verfolgt werden.

Die Pusterstörung selber ist über die ganze Strecke zwischen Sillian und Lienz vom Drau-Alluvium bedeckt worden. Nur am Mordbichl (954 m) findet sich eine im Schichtverband abgerutschte Masse von Jura—Unterkreide am Nordufer des Drautales; 2 km weiter östlich eine abgerutschte, völlig brekziierte Hauptdolomitmasse (bei der Lienzer Klause).

Der zentrale Teil der Nordrandstörungen wird (südlich von Tristach und Bad Jungbrunn) von südvergent angeschoppten W—E bis WSW—ENE-streichenden Lamellen kristalliner Schiefer mit verschuppten Gesteinen der Grödener-, Werfener- und Knollenkalk-Folge gebildet.

Der östliche Teil der Nordrandstörungen wird wieder ganz vom Drau-Alluvium verdeckt. An der NE-Seite des Drautales ist der steil nordfallende Kontakt zwischen den Kristallinen Schiefen der Kreuzeck-Gruppe und der Hauptdolomit von Rabantberg im Antimonbergwerk aufgeschlossen (siehe van BEMMELN 1957, Tafel XVIII, Profil I B und FRIEDRICH 1963, S. 183—187).

Die Rabantbergstörung ist mit Bezug auf die Tristacher See-Störung etwa 6 km dem Drautal entlang in SE-Richtung versetzt worden. Es handelt sich hier wahrscheinlich um eine dextrale Seitenverschiebung im Drautal zwischen Lienz (bzw. Gödnach) und Oberdrauburg.

Im Drauzugmesozoikum zwischen Oberdrauburg und Gailberg-Sattel ist diese Seitenverschiebung nicht zu erkennen. Aber im südlichen Rahmen des Drauzuges wird sie wieder angedeutet vom NW—SE-Tale zwischen Laas und Köttschach. SCHLAGER (1964, S. 99) vermutet außerdem, daß im Bereich Gailberg-Sattel—Laaser Wald eine NW—SE-streichende Querstörung vorhanden ist.

Auch im inneren Bau der Lienzer Dolomiten findet man Andeutungen für NW—SE-streichende, dextrale Seitenverschiebungen, z. B. die Ober Alpl-Störung, welche die Jurakalke etwa einen Kilometer dextral versetzten.

Es ist bemerkenswert, daß die dextralen Seitenverschiebungen am Ost- und Westende der Lienzer Dolomiten die SWS—ENE-streichende Pusterlinie nicht beeinflussten. Letztere verschiebt aber die NW-Fortsetzung der Gödnach—Oberdrauburg-Störung sinistral zur Iselstörung. Die Puster-Störung ist also das jüngere Element im Bauplan.

Die innere Struktur der Lienzer Dolomiten besteht aus steilen, fast isoklinalen Antiklinen und Synklinen, welche von steilen Störungen geschieden werden. Die Hauptstörungen sind entweder schichtparallel oder schneiden die Schichten spitzwinklig. Auch diagonale Nebenstörungen treten auf. Die Bewegungsvergenz ist im allgemeinen südwärts (steil nordfallende Längsstörungen und Achsenflächen). Nur am Westende, S und SE von Abfaltersbach, kommen auch deutlich nordvergente Anschupungen vor.

Sofern an den nordfallenden Längsstörungen der relativ gehobene Nordblock aus älteren Gesteinen besteht, sind zwei Deutungen möglich. Entweder es handelt sich um eine primäre, südvergente Aufschiebung (Abb. 1 a) oder es war eine ursprünglich südfallende Abschiebung (normaler Dehnungsbruch), dessen oberer Teil nachträglich umgedrückt worden ist, so daß der Ausbiß jetzt wie eine steile Aufschiebung ist (Abb. 1 b). Viele Beispiele solcher sekundär-tektonogenetischen Umklappungen wurden durch

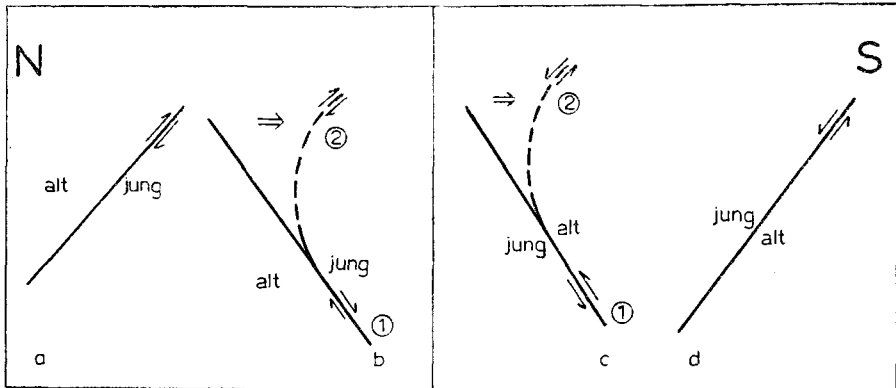


Abbildung 1:

Vier Deutungsmöglichkeiten der nordfallenden Längsstörungsflächen in den Lienzer Dolomiten.

kleintektonische Beobachtungen von Utrechter Geologen bewiesen, z. B.: Judikarien-Bruch N und S von Meran durch DIETZEL (1960) und van HILTEN (1960), Pustertal-Bruch und Suganer-Bruch von AGTERBERG (1961), Bossano-Bruch von de BOER (1963). Im Falle der Lienzer Dolomiten liegen aber keine statistisch bearbeiteten kleintektonischen Beobachtungsdaten vor und kann die Entscheidung zwischen beiden geomechanischen Erklärungsweisen (I a und I b) nicht darauf gegründet werden.

Zu ähnlichen Überlegungen kommt man für die steil nordfallenden Störungen, welche mit den oben genannten abwechseln und wobei der Nordblock aus Sedimenten besteht, die jünger sind als jene im Südblock. In diesem Falle könnten auch zwei Deutungen gegeben werden. Entweder es war eine primäre nordvergente Aufschiebung, deren oberer Teil durch nachträglich südvergenten Anschub umgeklappt ist, so daß ihr Ausstrich jetzt eine nordvergente Abschiebung indiziert (Abb. 1 c), oder es war primär ein nordfallender normaler Abschiebungsbruch, welcher durch Dehnung entstand, dessen oberer Teil auch durch einen nachträglichen südvergenten Anschub nicht weiter deformiert (höchstens etwas flacher gelegt) wurde (Abb. 1 d).

Bei der Kombination a+c würden südvergente und nordvergente Aufschiebungen miteinander abwechseln. In breiten Mulden können zwar entgegengesetzte, von den Rändern zum Zentrum hinggerichtete, Vergenzrichtungen auftreten, wenn Abgleitungen vom Rahmen zum Beckeninnern stattfinden („Volltroggleitungen“; siehe van BEMMELN 1955), aber ein Wechsel derselben, wie in den Querschnitten der Lienzer Dolomiten, ist in diesem Falle mechanisch weniger wahrscheinlich (siehe das nächste Subkapitel Punkt III b). Die Kombinationen a+d und b+c würden Abwechslung von Kompression und Dehnung im selben geodynamischen Akt bedeuten, was mechanisch unmöglich ist.

Aber die Deutungsmöglichkeit, wobei angenommen wird, daß eine intermediäre Dehnungsphase aufgetreten ist, welche das grabenartige Einsinken des Drauzuges verursachte und dann nachträglich eine größtenteils süd-

vergente Zusammenstauung stattfand (Kombination b+d) stimmt vollkommen mit den diagnostischen Beobachtungen überein, wie im nächsten Subkapitel (III b, die Querschnitte) noch näher dargelegt wird. Das komplexe Strukturbild der Lienzer Dolomiten kann nicht durch progressiven, andauernden Zusammenschub (Kombination a+c) erklärt werden (wie das z. B. von SCHLAGER 1964, vorgeschlagen wurde), wenn man den Mechanismus tiefergehend analysiert und nicht nur mit Schlagwörtern beschreibt.

In dem östlichen Teil des Drauzuges, südlich von Klagenfurt, bestehen außerdem zu dieser Zeit noch immer deutlich die von uns angenommenen Verhältnisse, nämlich grabenartige Senkungsfelder (worin in diesem Falle auch tertiäre Sedimente abgelagert sind), welche nachträglich wieder zusammengestaucht und teilweise überschoben wurden (die Nordkarawanken-Überschiebung).

b) Die Querschnitte (A bis H, Tafel II)

A—A' (Gailberg-Sattel)

Bei der Kirche von Oetting an der Nordseite kommt noch etwas Hauptdolomit vor, welcher mit höheren Teilen der Kössener Folge in Kontakt kommt. Dann folgt südwärts zuerst eine große Synkline, von Rhätschichten (Kössener Folge), welche wohl einen komplizierteren Bauplan hat als der einer einfachen Synkline, welche im Querschnitt angedeutet ist. Diese Synkline bzw. isoklinales südvergentes Synklinorium ist durch einen nordwärts konkaven Abschiebungsbruch getrennt vom nächsten Strukturelement, der Gailbergbach(-Silbergraben)-Antikline. Diese Antikline läßt sich im Bauplan der Lienzer Dolomiten westlich nach der Scharten Alm-Antikline verfolgen (B—B'). Die Gailbergbach-Antikline ist wiederum durch einen nordwärts konkaven Abschiebungsbruch getrennt von der Gailbergsattel-Antikline. Dieses Element, das in „Gailtaler Alpen I“ beschrieben wurde (van BEMMELEN 1957), taucht steil westlich ab. Es ist möglich, daß es sich um zwei gestaffelt angeordnete Antiklinen handelt. Aber die Verfasser sind der Meinung, daß die Gailbergbach-Antikline wahrscheinlich die nordwärts abgeschobene obere Partie der Gailbergsattel-Antikline ist, wie die konkave Form der Störung zwischen den beiden Elementen andeutet.

S der Gailbergsattel-Antikline folgt eine Serie von Abschiebungsbrüchen, welche mit der großen Südrand-Störung zusammenhängen. Bemerkenswert sind zwei Hauptdolomitkeile, welche tiefer als die umgebende Sedimentfolge eingesunken sind. Das deutet darauf hin, daß zuerst (und vorübergehend) Dehnungsbewegungen mit keilförmigen Rissen stattgefunden haben, worin Sedimentmassen tiefer als ihre Umgebung einsinken konnten. Dann wurde nachträglich die gesamte Struktur wieder zusammengestaucht, wobei der Bauplan seine endgültige Struktur erhielt.

B—B' (Stadelwiese—Scharten Alm)

Am Nordende des Profils läßt das Fehlen der Cardita Bänke, in den Anettwänden, zwischen steil nordfallendem ladinischem und norischem Dolomit (Jauken Folge und Hauptdolomit) eine steile, schichtparallele, südvergente Aufschuppung vermuten. Dann folgt der große Hauptdolomitkamm, der das Rückgrat der Lienzer Dolomiten bildet.

Die große Mächtigkeit des Hauptdolomites, der von etwa 1 km bis auf mehr als 2 km in der Großen Sandspitze anschwillt (Profil D—D'), läßt eine tektonische Verdopplung vermuten. Da der Südflügel normal stratigraphisch in ältere Sedimente übergeht, handelt es sich wahrscheinlich um eine zugedrückte isoklinale Syncline mit steil nordfallender Achsenfläche.

Eine Unterstützung für diese Annahme wird durch das merkwürdige Vorkommen der Kössener Folge und des Jura auf der Stadelwiese geliefert, welche man als Rest der vom Synklinalen Kern ausgequetschten plastischen Schichten betrachten kann.

Die Schichtfolge der Stadelwiese ist nur an ihrer NW-Seite im Gebirgskamm zwischen dem Rudnickofel und beim Grenzstein gut aufgeschlossen. An der NE-Seite kommen die Basis-Brekzien der Kössener Folge vor. Die weitere Oberfläche der Stadelwiese, speziell bei der Umholden-Alm an ihrem Südostfuß, macht den Eindruck einer Fließmasse (Gleitungs-masse).

Winzige Reste dieser verquetschten und verschuppten Muldenzone findet man noch E Stadelwiese (etwa 100 m S des Rastenkogels, 1169 m), und W Stadelwiese (am Weg Garnitzenkar—Hochstadel, sowie im Zabratkar, siehe SCHLAGER 1963, S. 93—94).

Unter dem liegenden Flügel der Hochstadel-Syncline folgt stratigraphisch normal die Jauken Folge. Zuerst die Dolomitischen Brekzien (Jauken E), dann im Rosengarten die Cardita Bänke mit zwischengeschalteten Dolomitbänken (Jauken D, siehe SCHLAGER 1964, Fig. 2 auf Tafel 4), schließlich im Raneck eine mächtige Serie plattiger, heller Dolomite (Jauken C). Die ganze Jauken Folge fällt steil Nord und ist hier etwa 1000 m mächtig. Im Raneck findet man Andeutungen für eine antiklinale Umbiegung.

Darauf folgte eine markante Störung, welche von Flaschberg über Villa Weinberg zum SE-Ende des Badstübelkars zu verfolgen ist. SCHLAGER (1963) zeichnet wohl richtig (in seinen Querschnitten 14—15—16) den Ostteil dieser Störung mit steilem Südfallen, das sich dann westwärts in steiles Nordfallen ändert (Profile 10—13). Das stimmt überein mit unserer Auffassung, daß das Oettinger Synklinorium ursprünglich eine grabenartige Einbruchzone bildete, welche dann nachträglich südvergent zusammengedrückt wurde.

Die Südflanke des Oettinger Synklinoriums schließt im Bereich des Pirknerbachs an die südvergent angeschuppte Tscheltcher Folge, welche die Nordflanke der Scharten Alm-Antikline bildet. Die Strukturen dieser Nordflanke konnten aber im Gelände nicht genügend geklärt werden.

Der Südflügel der Scharten Alm-Antikline wird durch die südfallende Podlanigbach-Störung abgeschnitten. Diese Störung ist konkav nach Süden und hat deutlich den Charakter eines normalen Abschiebungsbruches (Dehnung). Sie trennt die Scharten-Antikline von einer Syncline (oder „Synklinorium“), welche sich westwärts über den Lumkofel (C—C') bis zum Riebenkofel (D—D') verfolgen läßt. Dieser Synklinalzug ist ein grabenartig eingesunkenes Strukturelement zwischen dem Scharten Alm-Hoch und der Südrand-Störungszone, welche bei der Absenkung (oder nachträglich) noch einer Zusammenstauung unterworfen wurde.

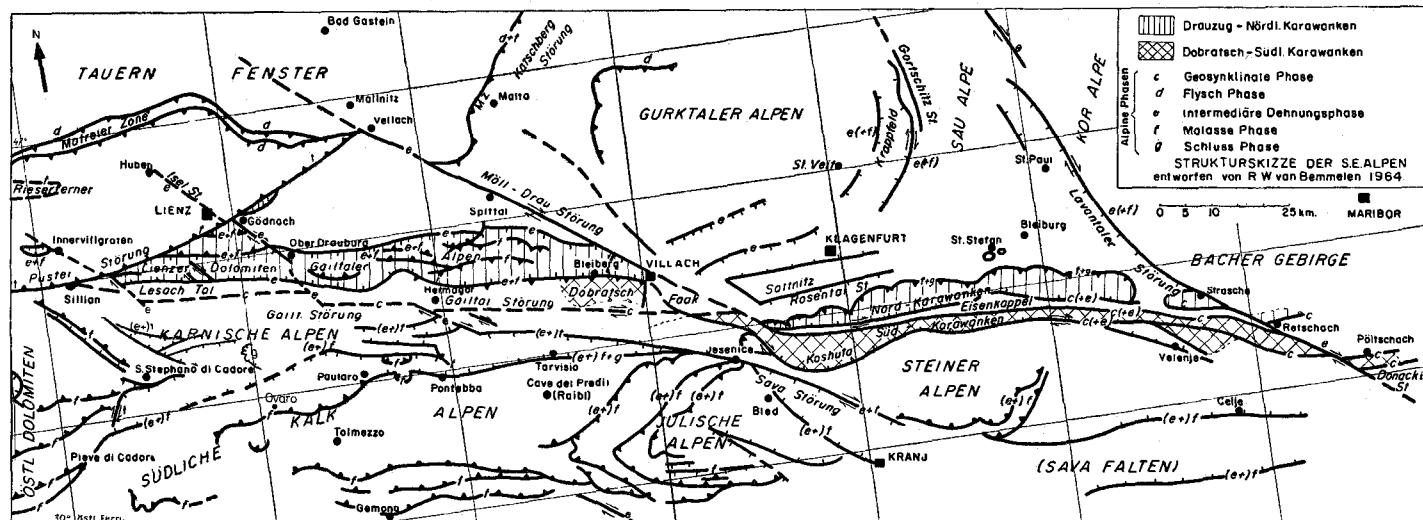


Abbildung 2:
Strukturskizze der SE-Alpen

C—C' (Lavant—Hochstadt—Lumkofel)

Bei Lavant fängt ein dritter und wichtigster Teilgraben des Drauzuges im Lienzer Bereich an; die Amlacher Wiese-Syncline. In diesem Ost—West-Grabenzug sind Jura—Neokom-Ablagerungen aufgeschlossen, welche nachträglich noch vom Norden her zusammengeschoben wurden.

Der Südflügel dieser Syncline besteht aus steil südfallenden Kössener Mergelkalken und Tonmergeln, welche durch einen schichtparallelen Abschiebungsbruch vom Plattendolomit des Jauken C geschieden werden.

Die Rhätschichten zeigen im Himperlanner Bach typische Kollaps-Erscheinungen mit Nordvergenz, zufolge der Reliefunterschiede. Die Erosion von Wasser und Eis verursachte hier lokale Akkumulationen der Energie der Lage, welche von den Mergelkalken und Tonschiefern nicht ertragen wurden, so daß die Schichten am Fuße der Abhänge durchknickten und hinausshoben.

Die Plattendolomite erreichen eine Gesamtmächtigkeit von etwa $1\frac{1}{4}$ km, ohne daß in diesem Querschnitt Einschaltungen von Carditabänken auftreten. Nur etwas östlicher, am Ausgang des Lavanttales, findet man einige verschuppte Massen derselben lokal aufgeschlossen. Diese Beobachtungen deuten auf eine Aufschuppung im Bereich der Plattendolomite, welche die große (scheinbare) Mächtigkeit erklärt.

Auch der Kontakt zwischen den Plattendolomiten und dem zentralen Hauptdolomitzug ist nicht stratigraphisch normal, da hier wiederum die Carditabänke fehlen.

Im Südabhang des Hauptdolomitkammes, zwischen Hochstadel (2680 m) und Pirkner Bach (etwa 1500 m), tritt eine sehr mächtige, nordfallende Serie der Jauken Folge auf, welche unmittelbar an die Scharten-Antikline anschließt, so daß hier die ganze Oettinger-Syncline als Strukturelement an der Tagesoberfläche verschwunden ist.

Diese merkwürdigen Verhältnisse lassen sich wie folgt erklären: Die Cardita Bänke erreichen an der Ostseite des Badstübelbachs im Rosengarten Höhen von fast 2200 m, während sie am Westufer des Baches nur bis 1950 m reichen. Unter dem Quartärschutt ist hier wahrscheinlich ein Abschiebungsbruch mit einem vertikalen Betrag von etwa 250 m vorhanden. Dieser Abschiebungsbruch biegt von E—W-Streichen am Westende des Badstübelkars um in N—S-Streichen wo er als sinistrale Seitenverschiebung zwischen Jauken Folge und Kössener Folge auftritt. Die südvergente Aufschiebung (südlich vom Raneck in B—B') wird von dieser Seitenverschiebung um etwa 750 m nach Süden versetzt und streicht dann weiter WSW zur Klause (± 1400 m) im Pirkner Bach, wo sie weiter westsüdwestlich den Störungskontakt zwischen der Jauken Folge (Hängende Wand) und der Tscheltscher Folge der Scharten-Antikline bildet.

Es ist deutlich, daß hoch an der Nordwand des Pirkner Baches vom Hochstadel Zug ein Abriß der Jauken Folge stattfand, wobei eine große Masse derselben über den Oettinger Graben hinwegschob. Das plötzliche Verschwinden der letztgenannten Einheit zwischen den Profilen B—B' und C—C' (so auch zwischen den Profilen 8 und 9 SCHLAGERS 1964) findet mit dieser Vorstellung eines schaufelförmigen Abschiebungsbruchs eine logische Erklärung.

Der Südteil von C—C' ist analog dem Südteil von B—B', das heißt, eine ziemlich einfach gebaute Syncline. Die scheinbar „Liegenden Falten“, die im NO-Hang des Lumkofel von der Scharten-Alm aus zu sehen sind, sind nur die Folge des kleinen Schnittwinkels zwischen Erosionsoberfläche und den flachwellig nordfallenden Schichten im Südflügel der Podlanigbach-Syncline.

D—D' (Tristach—Laserzwand—Böses Weibele—Rieben Kofl)

Dies ist der längste und vollständigste Querschnitt in den Lienzer Dolomiten, worin ihr Bau am klarsten hervortritt.

Im Norden, bei Tristach, sind die Kristallinen Schiefer mit steil nordfallenden Bruchflächen gegen Permo-Trias-Schichten aufgeschoben. Der eingeklemmte Keil der Knollenkalk Folge zwischen Grödener Folge im Süden (mit einem kleinen Fetzen Werfener Schichten) und Kristallinen Schiefern im Norden deutet darauf hin, daß man es auch hier mit einem ursprünglich südfallenden Abschiebungsbruch zu tun hat, welcher durch begleitende antithetische, nordfallende Abschiebungen zuerst einen Y-Bruch bildete, worin Keile jüngerer Schichten einsenken konnten. Nachher ist durch Anschub vom Norden her dieser Teil umgeklappt, so daß die Bruchflächen jetzt steil nordfallend sind (siehe auch Taf. III, Genetische Profile).

Der Kontakt zwischen der Grödener Lamelle und dem Hauptdolomitklotz des Rauchkofels ist durch das Quartär des Tristacher Sees verdeckt. An seiner Südseite ist der Rauchkofel gegen die Amlacher Wiese Folge aufgeschoben. Hier kommen auch Aufschlüsse von tertiären Ganggesteinen vor (Biotitkersantite, MUTSCHLECHNER 1952). Diese Intrusionen deuten darauf hin, daß hier (vorübergehende) post-neokome Dehnungen das Hochdringen des Magmas erleichterten, bevor die Schichten wieder zusammengepreßt wurden. Auch diese Intrusionen sind ein Argument, die Störung zwischen Rauchkofel und Amlacher Wiese-Syncline als eine Abschiebungsbruchstufe an der Nordseite des Drauzuggrabens zu betrachten, welche dann nachträglich durch Anschub vom Norden her umgeklappt wurde.

Der Südflügel der Lavanttaler Syncline schließt mit einem nordfallenden Abschiebungsbruch bei steil südfallendem Jaukendolomit an.

Letztere enthalten am Fuß der Laserzwand noch Cardita-Bänke. Die Hauptdolomitmasse der Laserz-Gamsköpfe-Wand ist ziemlich strukturlos. Doch die sehr große Mächtigkeit (etwa 2 km) läßt hier eine synklinale Verdopplung vermuten (westliche Fortsetzung der Hochstadl-Syncline).

S der Gamsköpfe passiert man zuerst den Oberrand der großen schaufelförmigen Abschiebung, welche im vorigen Profil (C—C') einsetzte. In diesem Profil (D—D') bildet die Jauken Folge eine schöne symmetrische antiklinale Umbiegung mit vertikaler Achsenfläche zwischen der Gruben-Spitze und dem Bösen Weibele.

Die Antikline hat den Oettinger Graben ganz überfahren und ist gegen die Tscheltscher Folge der Schatzbühel—Scharten-Antikline angeprallt, wobei noch eine Lamelle vom Hauptdolomit des eigenen Daches eingewickelt und eingeklemmt ist (siehe E—E'). Südlich davon folgt dann der Grabenzug des Riebenkofels—Podlanigbaches, mit Rhät—Jura-Sedimenten. Ob schon die Aufschlüsse im allgemeinen schlecht sind, lassen sich am Osthang

des Riebenkofels in der plastischen Kössener Folge mit Kalkzügen einige Faltenachsen feststellen.

Die Südbegrenzung dieses Teilgrabens ist auch in diesem Querschnitt die große Abbruch- und Flexurzone am Südrande der Lienzer Dolomiten.

E—E' (Spitzkofel—Eisenschuß)

An der Nordseite findet man zuerst die steile, südvergente Aufschiebung der Rauchkofel-Masse gegen den Synklinalzug der Amlacher Wiese. Dabei sind $\frac{1}{2}$ km westlich vom Profilschnitt einige Keile Kristalliner Schiefer mit hochgeschleppt worden.

Im Südflügel dieser Syncline werden die steil nordfallenden Schichten der Kössener Folge wahrscheinlich stratigraphisch normal vom Hauptdolomit unterlagert. Der Abschiebungsbruch, welcher südlich von Weißstein in D—D' noch den Kontakt mit der Jauken Folge bildet, ist hier nicht mehr erkennbar. Die Ursache davon ist, daß zwischen D—D' und E—E' im Galitzenbach ein Querbruch auftritt, an dem entlang die westliche Hauptdolomitmasse abgesunken ist und sprungweise von 2 km Breite auf 3 km zunimmt.

Diese sehr große Mächtigkeit läßt im Spitzkofel-Querschnitt nicht nur eine synklinale Verdoppelung, sondern auch Aufschiebungen vermuten. Darüber läßt sich aber wenig aussagen, da die Hauptdolomitmassen ziemlich strukturlos sind und Leithorizonte fehlen.

Beim Hallebach-Törl (westlich vom Kerschbaumer Alm-Schutzhaus) quert das Profil die große Abschiebungszone, welche schon in den vorigen Profilen (C—C' und D—D') geschnitten wurde. Die Jauken Folge der Böses Weibele-Antikline keilt hier westwärts aus und an ihrer Stelle tritt eine breitgewölbte Antikline von Hauptdolomit. Diese Eisenschuß-Antikline ist das Dachgebiet der Böses Weibele-Antikline, das mit Bezug auf den aus Jauken Folge bestehenden Kern weiter südwärts abgeglitten ist. Das Ostende des Eisenschußzugs wird bei Soleck noch teilweise von der Böses Weibele-Einheit wieder überholt und eingewickelt. Aber südlich vom Zochenpaß ist die Abgleitung des Hauptdolomitdaches deutlich erkennbar, wobei die Cardita-Bänke als Schmierhorizonte funktionierten und dabei stark zerfetzt wurden.

Bei dieser Abgleitung hat der Eisenschußzug die Scharten-Antikline, gegen den der Böses Weibele-Zug noch in C—C' und D—D' anprallte, ganz überfahren. Das Profil schneidet NW von Tuffbad Kössener und Jura-Schichten, welche wahrscheinlich die Fortsetzung der Südflanke vom Riebenkofel, östlich von Tuffbad bilden.

Die strukturell und stratigraphisch obengelegene Masse (Eisenschußzug) ist also weiter südvergent verlagert worden als ihre Basis (Böses Weibele-Zug). Dies ist ein deutlicher Hinweis auf den gravitationellen Charakter dieser Tektogenese. Es ist ein Beispiel lokaler Gleittektonik im Bauplan der Lienzer Dolomiten.

Im Süden quert E—E' die Ober Alpl-Masse, welche hier aus Diploporen-Riffen besteht (Jauken Folge A). Diese Ober Alpl bilden einen diagonalen Zug im Bauplan. Die Ober Alpl-Störung an ihrer NE-Seite ist wahrscheinlich eine dextrale Seitenverschiebung, welche den Jura—Kössener-Zug etwa einen Kilometer nordwestwärts versetzt hat (zum Südabhang des Sandecks, siehe Profil F—F').

Im Ober Alpl-Zug findet man auch die ersten Andeutungen, daß die Südvergenz, welche in dem zentralen und östlichen Teil der Lienzer Dolomiten vorherrscht, sich ändert in eine Nordvergenz, welche im Westteil ganz auffallend ist (siehe Profile G—G' und H—H').

Zwischen Tuffbad und Hochstein wird der Südrand-Abbruch durch eine dextrale, ungefähr N—S-verlaufende Seitenverschiebung etwa 300 *m* nordwärts versetzt. Diese Seitenverschiebung biegt dann möglicherweise um den Hochstein herum und mündet dann in die NW—SE-verlaufende Ober Alpl-Seitenverschiebung. Da wegen der Quartärüberlagerungen des Tuffbadtales hier keine direkten Beobachtungen möglich sind, wäre es auch möglich, daß die N—S-Störung von Tuffbad die Ober Alpl-Seitenverschiebung und die südvergente Eisenschuß—Soleck-Aufschiebung quer schneidet. In dem Falle wäre sie das jüngste Strukturelement im Bauplan.

F—F' (Sandeck—Lotter Alm)

Am Stadtweg, SE von Hintental, kann man bei der Kehre auf fast 800 *m* Meereshöhe beobachten, wie die steil nordfallenden Jurakalkbänke durchgeknicke und dem Tal zugeschoben sind.

SW von Hintental befindet sich an der Nordseite des Drautaales auf 750—800 *m* Höhe eine Masse brekzierten Hauptdolomits, welche sich wahrscheinlich von der Scheibenwand (etwa 1300—1600 *m*) gelöst hat und abgerutscht ist. An der Westseite der Abrutschbahn ist eine NNW—SSE-Störung, die den Ostblock (mit der Scheibenwand) relativ gehoben hat, wodurch das Auftreten dieser Abrutschung gefördert wurde.

Etwas ähnliches wiederholte sich 2 *km* westlich vom Leisacher Almbach. Dort hat sich am Südrand des Drautaales eine Masse Jura-Neokom-Schichten von der Kleinen Daberwand gelöst (etwa 1300—1700 *m*). Diese Masse liegt jetzt, teilweise noch im stratigraphischen Verbände, an der Nordseite der Drau, wo sie den, schon GEYER bekannten und von CORNELIUS-FURLANI (1955) beschriebenen, Mordbichl (954 *m*) bildet. Auch in diesem Falle können lokale Querstörungen Anlaß zum Bergsturz gewesen sein. Auf der Karte GEYERS kommt noch am Südufer der Drau, wo die westliche Störung den Fluß erreicht, der „Glimmerporphyrid von Thal“ vor, welche vielleicht mit den post-neokomen Glimmer-Kersantiten der Amlacher Wiese weiter östlich zu vergleichen ist (MUTSCHLECHNER 1952). Dieser Aufschluß ist jetzt aber vom Schutt überdeckt.

Wenden wir uns jetzt wieder dem Querschnitt F—F' zu, so sehen wir an der Nordseite zuerst eine Syncline mit einer steil nordfallenden Achsenfläche. Darunter folgt der Hauptdolomit des Hauptkammes, welcher hier fast 2 *km* breit und vermutlich in sich verfaultet ist.

In der Kofel-Sandeck-Gruppe treten Brekzien, Plattendolomite und Diploporen Riffe der Jauken Folge auf (A — C — E).

Am Südrand der Sandeck quert das Profil einen merkwürdigen, schmalen E—W-Zug von Jurakalken, eingeklemmt zwischen Elementen der Jauken Folge. Dieser Jurazug ist wahrscheinlich die Fortsetzung des Riebenkofel-Teilgrabens, welcher von der Ober Alpl-Störung etwa 1 *km* nach dem Nordwesten versetzt worden ist. Der Riebenkofel-Teilgraben, welcher an der Südseite des großen Drauzuggrabens liegt, findet hiedurch seine Fortsetzung in einem Teilgraben, der ungefähr in der Mitte der Lienzer

Dolomiten verläuft. Diese Verlagerung im Bauplan wird kompensiert durch die Einschaltung des Eggenkofel-Teilgrabens, welcher am Ende der Beschreibung von F—F' besprochen wird.

Die dextrale Ober Alpl-Seitenverschiebung ist ein fremdes Element im inneren Bauplan der Lienzer Dolomiten. Sie gehört wahrscheinlich zu den dextralen NW—SE-Seitenverschiebungen des Rahmens, welche schon im Subkapitel III a erwähnt wurden und deren geotektonische Bedeutung im Subkapitel III d näher analysiert wird. Der Sandeck-Grabenzug läßt sich weiter westwärts verfolgen in den Keilen von Gesteinen der Kössener Folge und des Jura zwischen Jauken-Elementen im Süden und dem Hauptdolomitkamm im Norden (Profil G—G').

Der Sandeck-Teilgraben wurde nachträglich von Norden her (also südvergent) etwas zusammengedrückt. Aber hier endet wohl die deutliche Südvergenz, welche nach der intermediären Dehnungsphase aufgetreten ist. Weiter westlich wird der Einfluß des Zusammenbruches der Südrandstörung mit seinen nordvergenten Aufschiebungen immer deutlicher (G—G', H—H').

Im südlichen Bereich von F—F' kommen „Grüne Schichten“ und „Diploporen-Riffe“ (B und A der Jauken Folge) vor, welche durch die Umbiegung der oberen Seite der großen südlichen Abbruch- und Flexurzone etwas nordwärts angepreßt wurde.

Westlich vom Südteil des Profils F—F' wird das Diploporen-Riff der Jauken Folge von einer NW—SE-Störung abgeschnitten, welche wahrscheinlich eine dextrale Seitenverschiebung ist, parallel zur Ober Alpl-Störung ($1\frac{1}{2}$ km horizontale Komponente parallel mit dem Verwerfungstreichen). Hier schaltet sich dann ein neuer Teilgraben ein, der mehr als 10 km lange und $1-1\frac{1}{2}$ km breite Hauptdolomitzug, welcher sich über Eggenkofel (2509 m), Tamerlanhöhe (2377 m), Breitenstein (2304 m) nach dem Spitzenstein (2234 m) verfolgen läßt. Dieser Teilgraben von Hauptdolomit wird an der Nordseite von der Jauken Folge (Gedeindl Spitze—Frauental-Eck) und an der Südseite von der Südrand-Abbruch- und Flexurzone begrenzt.

G—G' (Nudbichl—Breitenstein)

Der Nordteil des Profils schneidet zuerst die Zone des Hauptdolomites, welche weiter östlich den Hauptkamm der Lienzer Dolomiten bildet. Hier, nahe dem Westende, bildet sie nicht mehr so deutlich das Rückgrat des Gebirges. Zwischen der Nudbichl-Störung und der Kosterberg-Störung wird die Zone von der nordvergent angeschoppten Jura- und Kössener Folge des zentralen Teilgrabens überragt.

Der große Zug von Jauken Elementen, welche sich von Tuffbad bis zur Gedeindl Spitze über mehr als 10 km erstreckt, ist in diesem Querschnitt unter die Oberfläche abgetaucht. In diesem Profil G—G' ist der Hauptdolomit des Eggenkofel—Breitenstein-Zuges nordvergent gegen den zentralen Teilgraben aufgestaut.

Der Breitenstein-Hauptdolomit wird durch nordvergente Anschoppungen der Südrandstörungszone nordwärts gepreßt. Eine eingeklemmte Lamelle kristalliner Schiefer im Sattel zwischen dem Breitenstein und der Alpel-Spitz ist ein starker Hinweis auf die Herkunft der Alpel-Spitz-Schuppe aus der Südrand-Abbruch- und Flexurzone. Der Kollaps dieser Südrand-

störung ist im Wesen, nur in etwas größerem Maßstab, dieselbe Erscheinung lokaler Gravitationstektonik, wie die Kollapse der Kössener Folge im Himperlanner Bach (C—C') und der Jurakalke am Stadtweg (E—E'). Er ist zu vergleichen mit ähnlichen geomechanischen Erscheinungen (aber in noch größerem Maßstab), die WISE (1963) vom Keystone-Gebiet deutet, und die GUICHERIT (1964) weiter westlich für die nordvergente Anschoppung der Karnischen Alpen an die zentralen Gailtaler Alpen beschreibt.

Die Alpel-Spitze selber besteht aus einer isoklinal nordvergent zusammengepreßten Serie der Knollenkalk- und Partnach Folge. Diese Faltung entstand durch das Abgleiten der Sedimenthaut von der Südrand-Flexur; dieser Komplex wurde dann weiter gegen die Breitenstein-Einheit aufgeschoben.

Inwiefern die Querstörungen am Südrande mit diesen lokalen Abschiebungsschaufelbrüchen zusammenhängen, könnte vielleicht noch näher untersucht werden. Es ist z. B. möglich, daß die sinistrale NW—SE-Querstörungen westlich der Alpel-Spitze mit den dextralen NE—SW-Störungen östlich davon mittels einer Bruch- und Mylonitzone in den Kristallinen Schiefen der Umgebung vom Jochsee zusammenhängen.

H—H' (Abfaltersbach-Rauchkofel)

Das Profil besteht aus drei Teilen verschiedener Baustile. Im Norden der Hauptdolomitzug welcher, weiter östlich das Rückgrat der Lienzer Dolomiten bildet und hier bei Abfaltersbach von der Pustertal-Störung (Drautal) schief abgeschnitten wird. Im zentralen Abschnitt einige enggefaltete, nordvergente Schuppen der Knollenkalk- und Partnach Folge. Im Süden die Südrandstörung.

Daß der zentrale Teil nicht eine einfache Faltungszone ist, aber daß hierin auch Verschuppungen auftreten, wird bewiesen durch den Aufschluß im Wildbach, wo eine Lamelle Kristalliner Schiefer und Grödener Sandsteine zwischen Schichten der Partnach Folge auftritt.

Das Querprofil H—H' könnte etwa ausgebildet sein wie auf Tafel II angedeutet ist. Hier wird angenommen, daß der Breitenstein—Eggenkofel-Teilgraben mit seinem Hauptdolomit ganz von den nordvergenten Verschuppungen der Südrand-Abbruchzone überfahren wird. Es wäre aber auch möglich, daß nur die Rauchkofel-Schuppe die Folge des Kollapses des südlichen Flexur- und Abbruchrands ist, wie die Alpel-Spitze-Schuppe in G—G'. Dagegen könnten die drei nördlichen Züge der Partnach- und Knollenkalk Folge Stufen der nördlichen Abbruchzone sein, welche dann nachträglich von der Rauchkofel-Schuppe nordvergent zusammengestaucht und in engen Falten gelegt wurde.

In dieser Profilerie der Lienzer Dolomiten (Tafel II) sind natürlich viele Stellen anzugeben, wo die dreidimensionalen Deutungen der Beobachtungen an der Oberfläche mehrere Lösungen zulassen. Wir haben hier die Lösungen gewählt, die mechanisch wahrscheinlich sind und die Übergänge zwischen den Querschnitten verständlich machen.

Zu diesem Zweck wurden die Profile auch bis ziemlich tief unter die Oberfläche (1—2 km) konstruiert und projiziert. Wenn man Querschnitte gibt, welche nur 100—200 m unter die Oberfläche reichen, gibt man eigentlich nur eine Erläuterung des zweidimensionalen Kartenbildes. Man ist dann zwar vorsichtig und vermeidet Kritik, aber dann fehlt auch eine durchdachte Prognose der tieferen Strukturverhältnisse. Und gerade

letzteres ist doch die eigentliche Absicht einer geologischen Aufnahme, wenn sie für bautechnische Zwecke [wie z. B. SCHLAGERS Arbeit (1963) für die geplanten Stollen der Kärntner Elektrizitäts AG.], oder für bergmännische Gutachten dienen soll.

Wir sind davon überzeugt, daß diese Profilkonstruktionen die natürlichen Verhältnisse in vielen Hinsichten nicht genau wiedergeben. Aber die Gesamtkonzeption ist durchgedacht auf ihre strukturellen Konsequenzen und wird daher prinzipiell wohl richtig sein. Wir werden im nächsten Subkapitel versuchen, noch eine Dimension (die Zeit) zu diesem dreidimensionalen Bilde des Bauplans hinzuzufügen und so zu einer geomechanischen Deutung zu kommen.

c) Die Geodynamik (Tafel III)

Die tektonische Analyse der vorangehenden Subkapitel (III a und III b) hat öfters Anlaß gegeben, eine intermediäre Dehnungsphase zur Erklärung des Tatsachenbestandes anzunehmen. Zur Überprüfung dieser Annahme und ihrer Konsequenzen sind zwei genetische Übersichtsprofile konstruiert.

(Profile I und II auf Tafel III; a—b auf Übersichtskarte von Tafel I)

Das untere Profil (II) illustriert die Verhältnisse am Ende der intermediären Dehnungsphase und das obere (I) die Situation der Gegenwart.

Das Mittelstück dieser Profile stimmt ungefähr überein mit Profil D—D' der 1:50.000-Querprofile auf Tafel II: Die Verhältnisse im südlichen Teil (bei Sappada) sind nur grob schematisch wiedergegeben. Darüber wird zu gegebener Zeit wahrscheinlich noch eine Utrechter Doktorarbeit erscheinen.

In den Kapiteln III d und IV werden Argumente gegeben für die Annahme, daß diese Dehnungsphase im älteren Tertiär (Eo-oligozän) stattfand. Es ist möglich, daß während der vorangegangenen Flyschphase der alpidischen Orogenese („Gosau-Phase“ genannt bei van BEMMELN 1960 a und b) noch Faltungen und andere Deformationen in der mesozoischen Sedimenthaut stattgefunden haben. Die Faltungsachsen werden in den Lienzer Dolomiten lokal von den Dehnungsbrüchen schräg abgeschnitten. GUICHERIT (1964) beschreibt die NW—SE-gerichtete Achse der Coccau-Antikline, die vom E—W-streichenden Pontebba—Tarvis-Graben schräg geschnitten wird. Van HILTEN (1960) hat im Val-di-Non-Gebiet durch kleintektonische Beobachtungen bewiesen, daß dort WSW—ENE-gerichtete Faltungsachsen vor der Judikarien- und der Foiana-Abschiebung entstanden sind.

Es ist daher sehr wohl möglich, daß auch in den Lienzer Dolomiten einige Faltungsstrukturen schon vor der Dehnungsphase vorhanden waren. Wir besitzen aber zuwenig Anhaltspunkte für die Rekonstruktion des Querprofils, wie es vor der intermediären Dehnungsphase ausgesehen hat.

Profil II ist ein Versuch zur Deutung, wie der Bauplan der Lienzer Dolomiten am Ende der intermediären Faltungsphase ausgesehen hat, bevor die nachträgliche (jüngste) Zusammenstauung stattfand.

Der Draugraben war zu dieser Zeit ein kompliziert gebauter Senkungstreifen, der aus Teilgräben und Horsten zusammengesetzt war, etwa wie das Klagenfurter Becken mit dem Sattnitz-Horst. Bei diesen relativen

Absenkungen verschiedener Ausmaße (maximal 6—7 km) hat die alpine Sedimenthaut sich plastisch über die Schollen des Grundgebirges drapiert, wobei sich statt Brüche mehr Flexuren und faltenartige Züge entwickelten.

Es können die folgenden Strukturelemente im zentralen Abschnitt der Lienzer Dolomiten unterschieden werden:

- a) Absenkungsstufen an der Nordseite
 - a' Tristacher See-Stufe mit lokalen Dehnungskeilen
 - a'' Rauckkofel-Stufe
- b) Der nördliche Teilgraben (die Amlacher Wiese)
- c) Der zentrale Teilhorst
 - c' Stadel-Scholle
 - c'' Böses Weibele—Eisenschuß-Hoch
- d) Der südliche Teilgraben
 - d' Oettinger Teilsenke
 - d'' Scharten-Hoch
 - d''' Riebenkofel-Teilsenke
- e) Absenkungsstufen an der Südseite.

In den Kristallinen Schiefen im Norden kommen noch lokale Dehnungsfugen vor, in denen permotriadische Sedimente eingeklemmt sind. Das ist der Triaszug von Innervillgraten NW Lienz, der von SCHMIDEGG (1937) beschrieben wurde und der Permo-Trias-Zug im Gödnach-Graben, östlich von Lienz, den EXNER (1962) beschreibt.

Wo die Reliefunterschiede allzu große lokale Anhäufungen der Energie der Lage verursachten, fanden lokale Abgleitungen im sedimentären Epiderm statt. So können die Abgleitungen des Böses Weibele-Hochs und der Bruchstufen der Nord- und Südseite des Grabens teilweise schon während und direkt anschließend an diese differentiellen Absenkungen stattgefunden haben.

Über die absolute Meereshöhe der damaligen Oberfläche kann wenig ausgesagt werden. Es ist möglich, daß die Oberfläche bei der Absenkung wieder unter Meeresniveau kam, wie im Klagenfurter Becken weiter östlich. Wahrscheinlicher ist, daß die Erosion im Abschnitt der Lienzer Dolomiten damals schon angefangen hatte, und das Meer nicht mehr transgredierte, da wir nirgends Spuren mariner Sedimente jünger als Neokom eingeklemmt finden.

Während dieser Dehnungsphase sind tonalitische und granodioritische Magmen mit ihrer hybriden basischen Randfazies an Dehnungsfugen emporgestiegen. Spuren der plutonischen Intrusionen findet man entlang der Puster—Drau-Störungszone, vom Brixener Tonalit im Westen, über den Granodiorit von Wöllatratten (EXNER 1961), zu den tonalitischen Aufschlüssen S Faak am Ostende der Gailtaler Alpen. In den Lienzer Dolomiten kommen im tiefsten Teilgraben (Amlacher Wiese) Biotit-Kersantite gangartig intrusiv im Neokom vor (MUTSCHLECHNER 1952).

Über den tieferen Untergrund, das Bathyderma, läßt sich nur sagen, daß dort während dieser intermediären Dehnungsphase mobilisiertes, palingenes sialisches Material anwesend war. Dieser migmatisierte und teilweise aktiv magmatische Untergrund hatte während der vorangehenden Fytschphase der Alpenen Orogenese als Schmiermittel gedient, worüber die Massen der Kristallinen Schiefer der Ostalpinen Decken nordwärts

gleiten konnten und die alpine Sedimenthaut passiv auf ihren Rücken mit nordwärts verfrachteten.

(Profil I auf Tafel III)

Die O—W-streichende Grabenzone war am Ende der intermediären Dehnungsphase im Lienzer Abschnitt schätzungsweise 18 km breit. Dann hat eine nachträgliche, südvergente Zusammenstauung des sedimentären Grabeninhalts stattgefunden, wobei die teilweise flachwellig drapierten alpinen Sedimente eng gefaltet und verschuppt wurden. Dabei entstand der Bauplan, wie in Profil I angedeutet ist. Die Breite hat sich auf etwa 11 km verengt und die spät-alpine Einengung hat also schätzungsweise 7 km betragen.

Die geomechanischen Ursachen dieser Einengung werden im Schlußkapitel (VI) besprochen. Hier möchten wir nur noch bemerken, daß die Deutung SCHLAGERS (1964) das Werden dieser Strukturen ohne eine intermediäre Dehnungsphase weniger wahrscheinlich ist. Er spricht von „Druck einer N—S-Einspannung“, welche die Kristallintafel verbogen hat. „Die Sedimenthülle löst sich dabei ab (bis auf geringe Reste) und wird in einer Mulde oder Kerbe des ehemaligen Grundgebirges angehäuft“ (l. c., S. 108).

Es ist bei dieser Vorstellung aber mechanisch schwer verständlich, warum die Sedimenthülle bei der Ablösung unter Druckbelastung nach unten abgequetscht und nicht nach oben ausgequetscht worden ist. Wir möchten deshalb einen Versuch SCHLAGERS sehen, seine ziemlich vage Aussage über den Entstehungsmechanismus des Ostendes der Lienzer Dolomiten in genetische Profile zu rekonstruieren. Dann wäre ein Vergleich möglich zwischen der Vorstellung fortwährender Kompression während der alpidischen Orogenese mit jener einer Abwechslung der Dehnungs- und Kompressionsphasen.

IV. Die Tektonik des Alpen Rahmens

(siehe die Übersichtskarte und Profil auf Tafel I und Abb. 2)

Wir werden in diesem Kapitel nachsehen, wie sich die intermediäre Dehnungsphase der Lienzer Dolomiten, welche im vorangehenden Subkapitel besprochen wurde, in den Bauplan des alpinen Rahmens einfügen läßt.

a) Die Störungslinien im alpinen Rahmen

Im Subkapitel III a wurde schon darauf hingewiesen, daß im Kartenbild der Lienzer Dolomiten Störungen auftreten, welche teilweise den Charakter von Seitenverschiebungen haben.

Die wichtigsten NW—SE-Seitenverschiebungen sind von West nach Ost (siehe Tafel I):

1. Die westliche Begrenzung bei Abfaltersbach
2. Die Ober Alpl-Störung
3. Die östliche Begrenzung im Drautal von Gödnach bis zum Tiroler Tor und weiter vom Gailberg-Sattel bis Kötschach. Auch weiter östlich

findet man im Rahmen des Drauzuges wichtige NW—SE-Seitenverschiebungen, nämlich:

4. Die Schwarzwipfelstörung im Naßfeldgebiet. KAHLER und PREY (1964, S. 84) stellten fest, daß in einer parallelen Störung bei St. Urban eine $\frac{1}{2}$ km große dextrale Seitenverschiebung auftritt.

5. Die Möll—Drau-Störung (Obervellach—Spittal—Villach). Ihr NW-Teil versetzt dextral ungefähr 20 km die SE-Begrenzung des Tauern-Fensters (EXNER 1962). Der mittlere Teil schneidet die Gailtaler Alpen ab und versetzt ihren Nordrand (welcher an der Drau endet) dextral etwa 20 km zum Nordfuß des Mittagkogels (2143 m). Das SE-Ende der NW—SE-Möll—Drau-Seitenverschiebung könnte über der Vorberg-Zone, S Faak, anschließen bei der großen dextralen Seitenverschiebung, welche am NE-Fuß des Mittagkogels auftritt (SIKOSĚK 1958). Es ist aber auch möglich, daß die Möll—Drau-Störung bei der Störungslinie anschließt, welche die Nordkarawankenkette an der Südseite begrenzt (Abb. 2). Entweder die Karawanken-Nordkette oder die Karawanken-Südkette (Koshuta Kette) wäre also die östliche Fortsetzung der Lienzer Dolomiten—Gailtaler Alpenkette. Faziell schließt die Nordkette der Karawanken am besten beim Drauzug an, wie auch die tabellarische Übersicht in KAHLER und PREY (1964, Tabelle 3) deutlich zeigt. Die Südkette der Karawanken könnte die Fortsetzung der Dobratsch sein. In der Vorberg-Zone, S Faak, ist nach ANDERLE (Exkursion 1963) das Paläozoikum und Permo-Trias verkeilt mit miozänen Rosenbacher Schichten. Das ist ein Hinweis für das Alter dieser Seitenverschiebung, welche hier bis ins Miozän aktiv war.

6. Am Ostende der Karawanken bildet die Lavantaler Störung eine dextrale NW—SE-Seitenverschiebung. Die nördlichen Karawanken werden vom Ursulaberg zuerst etwa 6 km zur Trias von Strasche versetzt und dann noch einmal etwa 10 km zur Trias am Südfuß des Bacher Gebirges (bei Retschach). Die Trias der südlichen Karawanken (Koshuta Einheit) bildet einen von Weitenstein nach Seitzdorf ausgezogenen WNW—ESE-Zug und wird dann schließlich von der Lavantaler Hauptstörung nach etwa 5 km dextral südostwärts versetzt zum W—E-Triaszug von Pölttschach.

Diese NW—SE-Seitenverschiebungen schneiden spitzwinklig die W—E- oder WNW—ESE-verlaufende Störungslinie, welche die „Alpin-dinarische Grenze“ oder „Periadriatische Naht“ genannt wird. Diese Störungslinie läßt sich von Sillian (wo sie an der Pusterlinie in Südtirol anschließt) ostwärts verfolgen durch das Lesach- und Gailtal (Gailtal-Störung) (HERITSCH 1936, HERITSCH & KUHN 1951). Dann wird sie dextral von der Möll—Drau-Störung versetzt, und die Fortsetzung der Gailstörung wären die W—E-Störungen, welche die südlichen Karawanken an der Nord- und Südseite begrenzen.

Die W—E-Störungslinie zwischen den südlichen Karawanken und den Steiner Alpen schließt an die WNW—ESE-streichende Smerovski-Störung (an der Südseite des Weitenstein-Seitzdorf-Zuges) und wird von der Lavantaler-Störung dextral versetzt zur W—E-verlaufenden Donacki(Donatsch)-Störung.

Es ist also deutlich, daß die NW—SE-Seitenverschiebungen jünger sind als die W—E-Störungslinien der periadriatischen Nahtzone.

Parallel mit der periadriatischen Störungszone tritt ein mehr als 150 km langer W—E-Zug von triadischen Blei-Zink-Vererzungen auf, welche sich

vom Hochstadl (Rosengarten) in den Lienzer Dolomiten über den Jaukenkamm ostwärts nach Bleiberg-Kreuth und schließlich bis nach Mešiča verfolgen läßt.

Wie FRIEDRICH (1964) betont, deutet diese Vererzung auf W—E-Störungen in der Triaszeit hin, woran diese epigenetischen und syngenetischen Blei-Zink-Erze gebunden sind. Diese Auffassung ist in Übereinstimmung mit der Annahme, daß die periadriatische Nahtlinie eine ältere Störungszone ist, welche von den NW—SE-Seitenverschiebungen dextral versetzt worden ist.

b) Ergebnisse der paläomagnetischen Untersuchungen

In diesem Zusammenhang gewinnen die paläomagnetischen Untersuchungen der Utrechter Schule (de BOER 1963, 1964; GUICHERIT 1964) an Bedeutung. Diese Untersuchungen führten zum Ergebnis, daß in der Tethys während dem Permo-Mesozoikum ungeheuere, dextrale E—W-Seitenverschiebungen stattgefunden haben, bis insgesamt viele Tausend Kilometer relativer Verlagerung. Van HILTEN (1964) und der erstgenannte Verfasser (1964) schließen sich in ihren geotektonischen Rekonstruktionen und Synthesen bei diesen paläomagnetischen Ergebnissen an. Die Agadir-Störung und die Nordanatolische Störung gehören z. B. zu diesem E—W-System.

De BOER betont, daß die Permo-Mesozoische Phase dieser Tethys-Torsion Ost—West-gerichtet war und daß dann im älteren Tertiär der zentrale Teil des Mittelmeergebietes sich SE—NW bewegte. Hiemit steht in guter Übereinstimmung, daß wir ein älteres E—W-Störungs-System unterscheiden können, die sogenannte Alpin-Dinarische Grenzlinie, das von einem jüngeren SE—NW-System versetzt wird (Lavanttaler Störung, Möll—Drau-Störung z. B.). Die bedeutendste E—W-Seitenverschiebung zwischen Europa und Afrika („Geosutur“ im Sinne RODS 1963) wäre zu suchen zwischen der germanischen und der alpinen Fazies der Trias. Also im Bereich des penninischen Troges (van BEMMELEN 1964 a). Parallel mit dieser Hauptstörungslinie am Nordrande der Tethys (und teilweise in gestaffelter Anordnung) kamen aber noch andere E—W-Seitenverschiebungen innerhalb der Tethyszone vor. Ein Abschnitt dieser parallelen Seitenverschiebungen ist im Bauplan noch als „periadriatische Nahtzone“ vertreten.

Die permo-mesozoischen Seitenverschiebungen innerhalb dieser Nahtzone verursachten z. B. die Faziesgegensätze zwischen den permo-karbonen Ablagerungen der karnischen Alpen und jenen des Drau-Zuges (KAHLER 1951, KAHLER und PREY 1964, Tabelle 2 auf S. 104) und auch die Faziesgegensätze zwischen den nördlichen und südlichen Karawanken (KAHLER und PREY 1964, Tabelle 3). An dieser Seitenverschiebungszone innerhalb des Tethysbereichs ist auch der E—W-Zug der Blei-Zink-Vererzungen in der Triaszeit gebunden (FRIEDRICH 1964).

Die Störungslinien, welche in triadischer Zeit die Vererzungen ermöglichen, wären also nach unserer Auffassung tiefe Narbenzonen, große Seitenverschiebungen in der Kruste, welche bis unter der Moho-Diskontinuität hinab reichten und die mit der „Tethys-Torsion“ van HILTENS (1964) zusammenhängen. An diesen Narbenzonen entlang konnten auch Restmagmen der herzynischen Orogenese emporsteigen, wie die Bozener Quarz-

porphyre (z. T. Ignimbrite) und andere Permotriadische vulkanische Erscheinungen. Durch diesen permo-triadischen Vulkanismus konnten entweder primäre Erzlagerstätten gebildet werden oder ältere (herzynische) Erze von azendenten Lösungen mobilisiert werden. FRIEDRICH'S Synthese der epigenetischen und syngenetischen Erzbildung zu dieser Zeit wäre wohl richtig. Nur lehnt FRIEDRICH (1964) spätere deszendente Remobilisationen ab, eine Möglichkeit, die wir für die spätalpine Orogenese noch offenhalten möchten (siehe auch GUICHERIT 1964).

Später hat in der Kreide dann die Flysch-Phase der Ostalpinen Orogenese stattgefunden, wobei die Proto-Austriden mit alpiner Triasfazies über den penninischen Tauern-Trog mit germanischer Triasfazies hinweggeglitten sind (van BEMMELN 1960 a und b). Bei dieser regionalen Überschiebungstektonik wurden einige ältere geotektonische Narbenlinien passiv mit nordwärts verfrachtet und ihre Ausbisse wurden dabei lokal verwischt, wie das z. B. bei der Gailtaler Störungslinie der Fall ist. Aber diese älteren geotektonischen Seitenverschiebungen blieben Schwächelinien, die in der Molasse-Phase der Alpenen Orogenese teilweise wieder betätigt wurden, diesmal als normale Abschiebungsbrüche (Judikarienbruch nach DIETZEL 1960 und van HILTEN 1960; Pusteriabruich nach AGTERBERG 1961 und 1964).

Zwischen der Flysch-Phase und der Molasse-Phase der Alpenen Orogenese änderte sich die Richtung der geotektonischen Seitenverschiebungen in diesem Bereich der Tethyszone, von E—W in SE—NW (de BOER 1963 und 1964). Dabei entstand ein System von Seitenverschiebungen gestaffelter Anordnung, das die alten Schwächelinien schräg versetzte und an ihnen entlang lokale Dehnungen und grabenartige Absenkungen verursachte. Das ist die von uns erkannte intermediäre Dehnungsphase, welche den Graben des Drauzuges verursachte.

De BOER fand, daß diese SE—NW-Verlagerungen hauptsächlich im Eo-Oligozän stattfanden. Jüngere Wanderungen blieben innerhalb seiner paläomagnetischen Meßfehler und konnten deshalb mit dieser Methode nicht festgestellt werden. Sie sind aber noch indiziert in der Vorberg-Zone bei Faak, wo die miozänen Rosenbach-Schichten noch mit zerschert wurden.

c) Die Geodynamik des alpinen Rahmens

Eine wichtige Beobachtung zur Abgrenzung des Alters dieser SE—NW-Seitenverschiebungen ist die Beobachtung, daß sie von der östlichen Fortsetzung der Pusterlinie (Sillian—Abfaltersbach—Tristach—Gödnach-Graben—Wöllatratten Granodiorit—Obervellach) abgeschnitten werden. Diese Pusterlinie ist also das jüngere tektonische Element. Dabei wird die Gödnach—Oberdrauburg-Störung sinistral versetzt. Sie findet ihre NW-Fortsetzung in der Isel-Störung. Diese Versetzung bedeutet, daß die Pusterlinie entweder eine vertikale sinistrale Seitenverschiebung oder eine südvergente Aufschiebung ist.

AGTERBERG (1961, 1964) hat mit seinen statistischen Analysen der kleintektonischen Beobachtungspopulationen (S-Flächen, B-Achsen) beweisen können, daß die zweite Möglichkeit die richtige geodynamische Erklärung ist. Die südvergente Anschubung und Umklappung der Pusterabschiebung hängt mit der Hebung der Tauern-Kulmination in der Molasse-Phase zusammen.

Da die Tauern im Miozän noch nicht ein tiefabgetragenes Hochgebirge waren, wie EXNER (1960, S. 512) betont, muß man diesen südvergenten Bewegungen an der Südflanke des Tauerngewölbes ein sehr junges Alter zuerkennen (jüngeres Känozoikum, etwa Plio-Pleistozän).

Bei Dölsach und Deutsch, E Lienz, hat der erstgenannte Verfasser in den Kristallinen Schieferen ein System schwach nordfallender, südvergenter Verschuppungen beobachtet, welche ein S_2 -System bilden, das die S_1 der Schieferung versetzt. Ähnliche Beobachtungen führten DIETZEL (1960, z. B. am Tappeinerweg bei Meran, S. 34, Photo 3) und van HILTEN (1960, z. B. Fig. 10 auf S. 41) zum Schluß, daß die Umklappung des Ausbisses der Judikarien-Abschiebung die Folge des Anschubes des gehobenen Ötz-Kristallins im NW war. Ähnliches hat auch in dieser ENE-Fortsetzung der Pusterlinie stattgefunden.

Wir sind der Meinung, daß der südvergente Anschub des Kristallins N vom Pusterbruch die Hauptursache war für die nachträgliche Einengung des Drauzug-Grabens (Subkapitel III c). Diese regionale, mesodermale Gravitationstektonik hängt zusammen mit der Hebung der Tauern-Kulmination in der Molasse-Phase der alpinen Orogenese. Die südvergente Einengung des Drauzuges tritt speziell hervor in den Lienzer Dolomiten und in den westlichen Gailtaler Alpen (van BEMMELEN 1957). Dagegen ändert sich die Hauptvergenz der nachträglichen Zusammendrückung in eine Nordvergenz in den zentralen und östlichen Gailtaler Alpen (zwischen Weißbriach und Villach: siehe van BEMMELEN 1961). Dies wurde schon von GEYER (1897) erkannt und auch von CORNELIUS (1949, S. 236) wieder betont.

GUICHERIT (1964) hat nachgewiesen, daß diese Umkehrung der Vergenzrichtung wahrscheinlich mit dem Abtauchen der Tauern-Kulmination (Katschberg-Linie) und dem Ansteigen der Karnischen Alpen im E zusammenhängt. Die Richtung der Stress-Trajektorien des regionalen, von Reliefenergie bedingten Spannungsfeldes änderte sich dadurch von $N \rightarrow S$ in dem westlichen Teil des Drauzuges in $S \rightarrow N$ in dem östlichen Teil. Diese differentielle, vertikale Bewegung (oder „Primärtektogenese“) verursachte eine Anhäufung von Energie der Lage in den Karnischen Alpen mit Bezug auf den Drauzug-Graben an ihrer Nordseite. Das hatte ein nordvergentes Auseinanderverschieben des karnischen Hochs zur Folge.

GUICHERIT (1964, Profil D—D¹ von Abb. 14 auf S. 53) hat diese lokale Sekundärtektogenese gedeutet als einen großen Schaufelbruch. Dieser Bruch verursachte im Südteil (durch antithetische Y-Brüche) Dehnungen und Grabeneinsenkungen im Scheitelgebiet (Tarvis—Pontebba-Graben, Trogkofel—Gärtnerkofel-Graben), und im Nordteil Kompression des Drauzuges durch nordvergenten Anschub des Gail-Kristallins. Nach diesem Modell sollte man aber am Ost- und Westende des großen Schaufelbruches Ausbisse von Seitenverschiebungen erwarten, welche die Dehnungsstrukturen im Süden mit den Aufschiebungen im Norden verbinden (siehe van BEMMELEN 1955, Abb. 11 auf S. 114). Also wären Querstörungen im Gail-Kristallin und im Paläozoikum der Karnischen Alpen ungefähr Süd von Weißbriach und Süd von Villach zu erwarten. Da keine deutlichen diagnostischen Beobachtungen dazu vorliegen, welche diese Prognose bestätigen würden, möchten wir eine Variante des Profils GUICHERITS vorschlagen (Abb. 3).

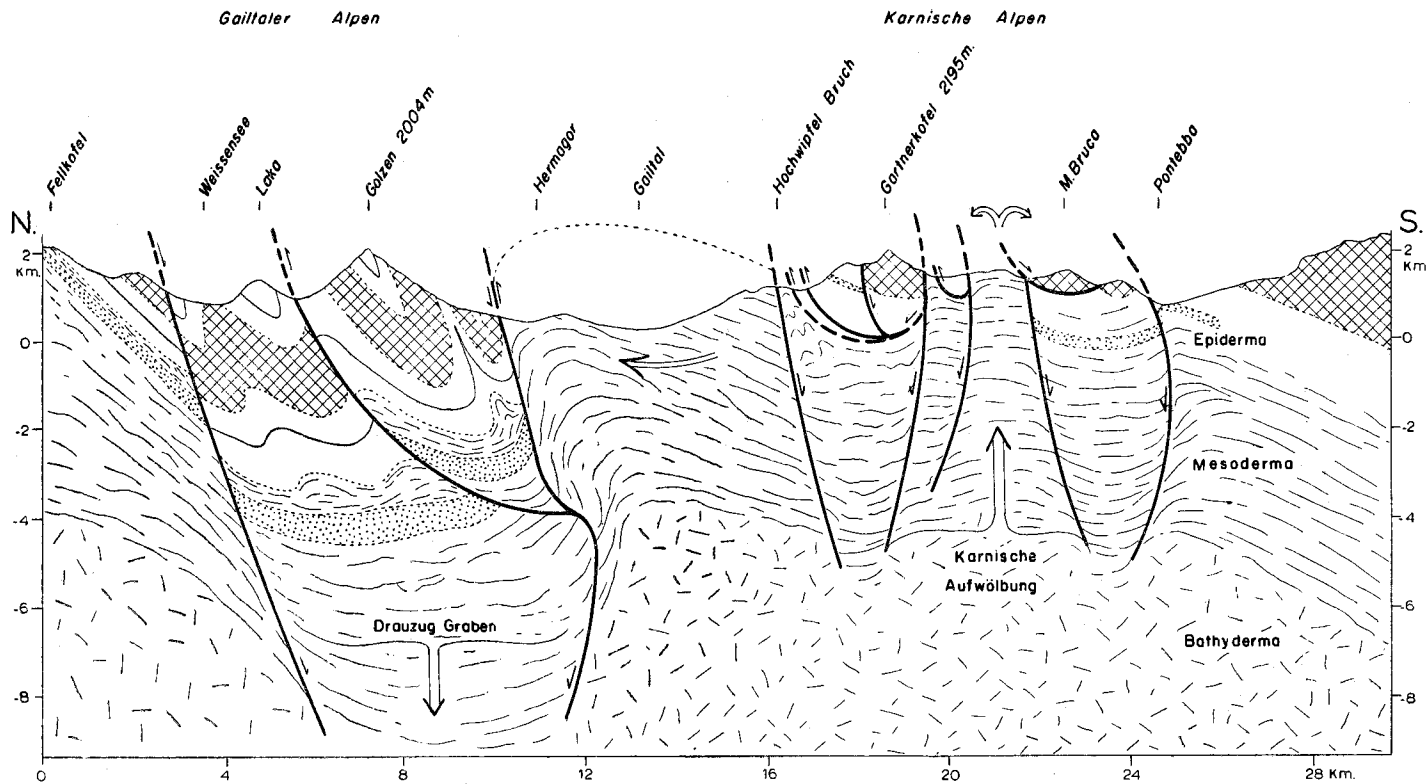


Abbildung 3:

Profil des Drauzuges und der Karnischen Alpen (Profil IV auf Tafel I) (zum Teil nach Van BEMMELN 1957, Tafel XVI, Profile C und D', und nach GUICHERIT 1964, Profil D—D' von Abb. 14 auf S. 53).

Unser Modell bedeutet keine wesentliche Änderung der Auffassung GUICHERITS, nämlich daß es sich hier um eine mutuelle Kompensation zwischen späten Dehnungen in den Karnischen Alpen und Kompressionen im Drauzuge handelt. GUICHERIT sucht diese gravitative Kompensation ganz im oberen Teil des kristallinen Mesodermas, während in unserem Modell das ganze Mesoderma bis zum mobilisierten (migmatitischen) Bathyderma davon ergriffen wird. Das Mesoderma wird in diesem Bereich von den Kristallinen Schiefen der Ostalpinen Decken gebildet, die in der vorangehenden Haupt- oder Flyschphase der alpinen Orogenese über dem migmatitischen Untergrund nordwärts geglitten sind. Das Mesoderma ist deshalb in diesem orogenen Bereich relativ sehr dünn und das plastische, mobilere Bathyderma lag auch während der Molasse-Phase noch relativ oberflächennah.

d) Geodynamische Hypothesen bezüglich der Periadriatischen Naht

Über den geodynamischen Charakter der Periadriatischen Naht sind viele Hypothesen gemacht. Wir möchten hier kurz, anschließend an die Besprechung von H. P. CORNELIUS (1949), die wichtigsten erwähnen:

1. P. TERMIER sah in dieser Längsstörung das Ergebnis der Aufstauung der Alpengantikline und der Rücksenkung des dinarischen „traineau écrasseur“.

2. E. SUSS, L. KOBER, O. AMPFERER, E. KRAUS, E. CLAR und viele andere Alpengeologen sahen in dieser Linie die Narbe, an der ganze Gebirgsteile verschwunden („verschluckt“) sind.

3. R. STAUB war der Meinung, daß sie die Schubbahn darstellt der über die Alpen bewegten Dinariden selbst, woran sich gewissermaßen F. HERITSCH (1936) anschließt.

4. SALOMON-CALVI deutete diese Nahtzone als die Kontaktfläche („Synaphie“) der gegeneinander gedrifteten Kontinente Europa und Afrika.

5. H. P. CORNELIUS (1949) sah darin eine Höferschaltung bzw. steile Überschiebung des „alpinen“ gegenüber dem „dinarischen“ oder, wie er lieber sagte, des zentralalpinen gegenüber dem südalpinen Gebirge.

6. R. SCHWINNER (1945) vermutete hier den Ausstrich einer „Grenzscherfläche“ von überalpinen Dimensionen, mit einem Tiefgang von vielleicht 500 km.

Unsere Auffassung enthält Elemente dieser Hypothesen, wobei aber eine genauere Zeitgliederung vorgeschlagen wird. So sind wir der Meinung, daß die „Synaphie“ SALOMONS (4) durch die Tethys-Torsion im Permo-Mesozoikum entstand. H. P. CORNELIUS bemerkte schon (1949, S. 235), daß die Gaillinie wahrscheinlich eine altangelegte Störungsbahn ist, die im alpidischen Bau keine dominierende Rolle spielte. Es ist sogar möglich, daß das von uns angenommene permo-mesozoische System dextraler Seitenverschiebungen geotektonischen Ausmaßes „fundamentelle Lineamente“ oder „Geosuturen“ sind (ROD 1963, van BEMMELN 1963, S. 219, 1964 a und b), worin man eine Analogie sehen könnte mit der tief in den Mantel hinabreichenden Scherfläche SCHWINNERS (6). Die Rücksenkung des Dinarischen Hochs [der „Traineau écrasseur“ TERMIERS (1) oder, wie wir

lieber sagen, „Traineau porteur“ (van BEMMELEN 1964) des südalpinen Mesozoikums, welche vom nordadriatischen Hoch herkam] fand statt im Laufe des Tertiärs. Dabei wurden die Schwächelinien der permo-mesozoischen Seitenverschiebungen benützt zur Bildung normaler Abschiebungsbrüche. Die südvergente steile Aufschiebung, worauf H. P. CORNELIUS hinweist, wäre scheinbar und nur die Folge des Umklappens der Ausbisse dieser Abschiebungsbrüche am Ende der Molasse-Phase (im Neogen).

Dagegen sind in unserer Auffassung der Periadriatischen Naht die Elemente von (2) und (3) nicht vertreten; wir sehen in dieser Nahtlinie nicht die Narbe von „Verschluckungen“, ebensowenig wie den „Ausbiß“ einer großen Überschiebungsfläche.

e) Die Geodynamik des Gartnerkofel—Trogkofel-Gebietes

KAHLER und PREY (1964), die GUICHERITS These (1964) noch nicht kannten, wohl aber die korrespondierenden Übersichtsprofile des erstgenannten Verfassers (van BEMMELEN 1957, Tafel XVI, Profile C und D), wehren sich energisch gegen diese Vorstellung. Wir bewundern ihre geologische Karte des Naßfeld—Gartnerkofel-Gebietes und ihre Erläuterungen dazu sehr; darin werden alle Tatsachen gut beschrieben. Es ist deshalb schade, daß diese Autoren im Kapitel, in dem sie versuchen, dieses Gebiet im Alpen Bauplan einzufügen, gewissermaßen entgleisen. Sie versuchen, progressiven nordwärts gerichteten Druck während der Alpen Orogenese nur durch Zitieren der Meinungen älterer Autoren zu „beweisen“ (wie L. KOBER, R. STAUB, F. HERITSCH, H. P. CORNELIUS, M. CORNELIUS-FURLANI, E. KRAUS), welche aber in diesem Gebiet keine eigenen Gelände-Untersuchungen durchführten. Die Meinungen dieser Autoren sind deshalb nur Prognosen ihrer allgemeinen geodynamischen Vorstellungen der Alpen Orogenese. Diese Prognosen bedürfen einer näheren Bestätigung durch diagnostische Beobachtungen in diesem Gebiet, welche von anderen Geologen kontrolliert und verifiziert werden können (van BEMMELEN 1960 C). Solche kontrollierbare Beobachtungen liegen jetzt vor in den Arbeiten GUICHERITS (1964) und KAHLER und PREYS (1964).

Im vorangehenden sagten wir schon, daß die Arbeit GUICHERIT's zum Ergebnis führt, daß die Tektonik der Karnischen Alpen im Tarvis—Pontebba—Paularo-Abschnitt von lokalen Dehnungen und lokalen Reaktionen der Gravitationstektonik beherrscht wird. Diese tertiäre Tektonik ist auf dem geotektonischen Bauplan des Permo-Mesozoikums superponiert (Westwanderung wegen Tethys-Torsion siehe GUICHERIT 1964, Tabelle IV auf S. 58—59).

KAHLER und PREY (1964) sind aber der Meinung, daß diese geodynamische Auffassung nicht zutrifft. Wir wollen deshalb ihre Überlegungen näher überprüfen.

Zuerst müssen diese Autoren anerkennen, daß es eine große Verschiedenheit im Baustil gibt: im Drauzug heftige Faltungen und Schuppen, wogegen in den Karnischen Alpen Bruchtektonik mit Absenkungen vorherrscht. Sie kommen zum Schluß, daß man von einer „grabenartigen Struktur“ sprechen kann, in der das Ober-Karbon und Perm zwischen Altpaläozoikum im Norden und Devon im Süden liegt. Die Scholle des Gartnerkofel-Zielkofel, worin die Sedimente bis in den triadischen Schlerndolomiten hinauf-

reichen, sei am tiefsten in diesen Graben hinabgesunken. „Von Deckenbewegungen ist interessanterweise nichts zu spüren,“ sagen KAHLER und PREY (l. c., S. 81) und „vergeblich wurde nach Anzeigen flacher Deckenüberschiebungen geforscht“ (l. c., S. 83).

Auf S. 107 wiederholen sie noch einmal (im Zusammenhang mit dem Störungsnetze im Gartnerkofel—Tragkofel-Gebiet): „Von Deckenbewegungen ist nichts zu bemerken“ aber, fügen sie dann hinzu, „. . . . jedoch befinden wir uns noch klar in einem Raum nordgerichteter Schubtendenz“.

Diese Hinzufügung basiert gar nicht auf lokalen Beobachtungen. Sie ist nur die Folge der Vermutung, daß dieses Gebiet in der vorangehenden Flyschphase auch mit den Ostalpinen Decken nordwärts verfrachtet wurde. Damit sind auch wir einverstanden. Aber in diesem von KAHLER und PREY gegebenen Kontext ist die Hinzufügung ein typisches Beispiel einer zwangsmäßigen Konsequenz der geomechanischen Hypothese, welche progressiven Tangential-Druck als Ursache der Alpinen Gebirgsbildung annimmt. Dieses Urteil ist jedoch nicht auf diagnostischen Beobachtungen der lokalen Verhältnisse fundiert.

Im Gegenteil, die lokalen Beobachtungen führen zu ganz entgegengesetzten Einsichten. KAHLER und PREY beschreiben Blockwerke, Abbrüche, Bergrerreißen im Schichtverband abgerutschter Gesteinsmassen und Groß-Hanggleitungen wie jene am Fuße der Reppwand. Aber sie sehen nicht ein, daß diese Phänomene nicht bei den von ihnen festgestellten Einteilungsgrenzen haltmachen. Die gravitativen Bewegungen nahe der Oberfläche schließen an bei den auch gravitationsbedingten, nur tiefer greifenden und etwas größeren Abschiebungen und Einsenkungen des Gartnerkofelgebietes.

Mit dem Zweck, diese Zusammenhänge und Übergänge deutlich zu machen, werden KAHLER und PREYS Profile 4 und 9 (nur etwas schematisiert und ein wenig ergänzt) in Abb. 4 reproduziert und näher analysiert.

Profil 4 von KAHLER und PREY auf Tafel 3 (unsere Abb. 4). Hierin der Gartnerkofelblock aufgefaßt als ein Element, das beim Einsinken in der Grabenzone etwas antithetisch rotiert ist. Zwischen Törl und der Gartnerkofel-Störung ist der Gartnerkofelblock keilförmig eingeklemmt in einem Y-Bruch. Diese Einsenkungs- und Abschiebungsbewegungen des Gartnerkofels verursachten kompensatorische Anschoppungen und nordvergente Aufschiebungen in den Auernig-Schichten am Fuße der Reppwand. Hier quoll der Inhalt des Gartnerkofelgrabens sozusagen über den Nordrand des Grabens heraus, der hier vom Hochwipfelbruch gebildet wird. Dieses Phänomen verursachte oder förderte dann die Groß-Hanggleitung der Reppwand. Letztgenannte Gleitung ist die nächstkleinere Stufe in den sekundär-tektonischen Reaktionen auf die Lokalanhäufung von Energie der Lage im Karnischen Hoch.

Etwas Ähnliches wiederholt sich in der nächsthöheren Stufe, im Gartnerkofel, S des Gartnerkofels. Die Auernig-Schichten sind dort bei der Absenkung etwas antithetisch rotiert, so daß sie ein Südfallen bekamen. An der Nordseite dieser Stufe sind die Auernig-Schichten flexurartig durch die Gartnerkofel-Abschiebung abgebogen. Im Südteil dieser Stufe sind einige Komplikationen zu beobachten, die sich auf folgende Weise erklären lassen. Der zentrale Horst der Karnischen Alpen befindet sich zwischen der Rudnig-

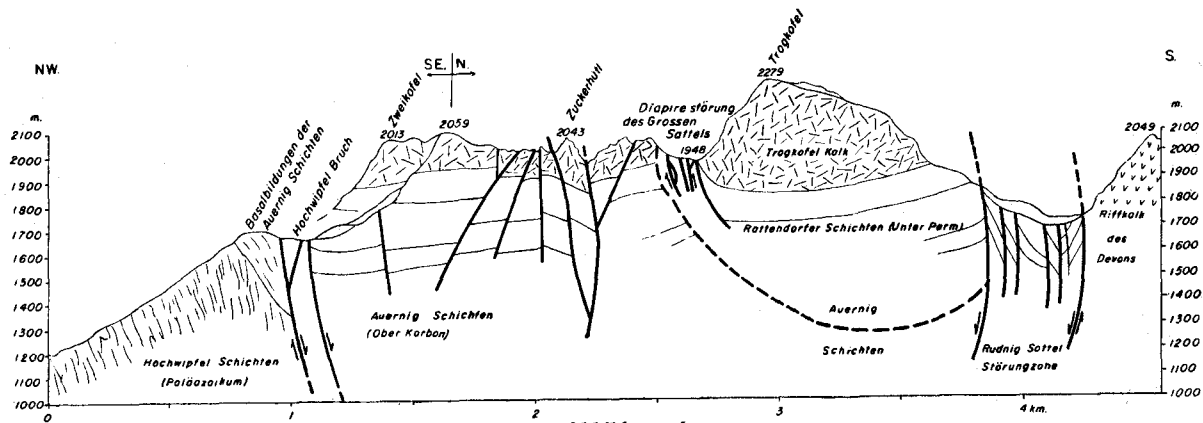
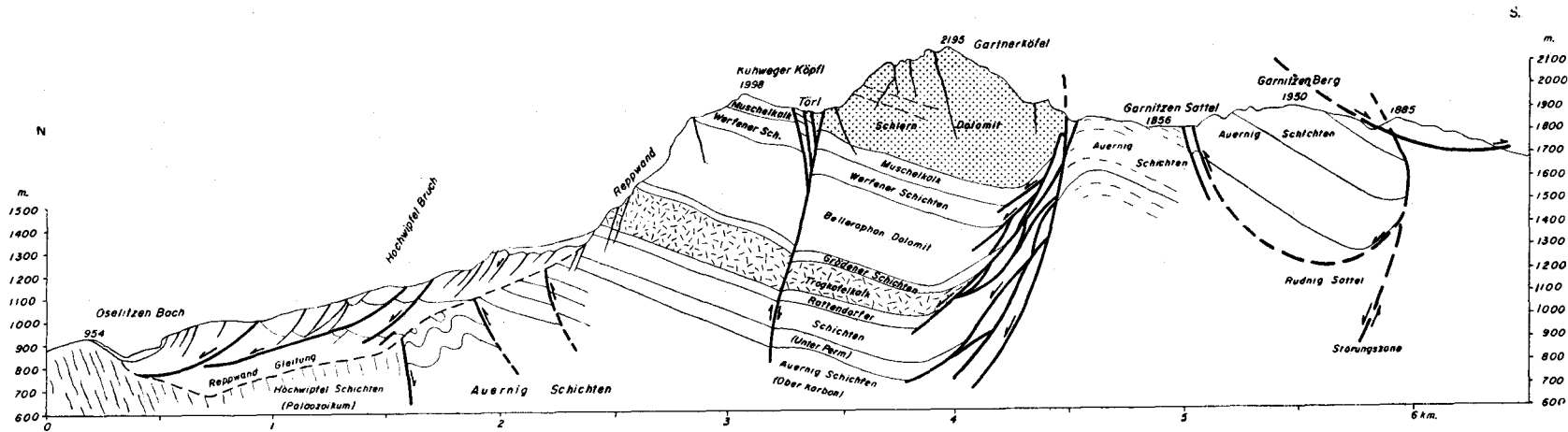


Abbildung 4:

Zwei Profile des Trogkofel—Gartnerkofel-Gebietes (nach KÄHLER und PREY 1964, Profil 4 auf Tafel 3 und Profil 9 auf Tafel 4; etwas schematisiert und ergänzt).

Sattel-Störungszone an seiner Nordseite und dem Pontebbagraben an seiner Südseite. Dieser Horst breitet sich bei der Hebung pilzartig aus, zufolge seiner Energie der Lage. Diese Sekundärtektogenese verursachte dabei u. a. das Umklappen des oberen Teiles der Rudnig-Störungszone.

Die Umklappung drückte die Garnitzen Berg-Masse nordwärts, wobei die lokalen Aufschiebungen bescheidenen Ausmaßes des Garnitzen-Sattels (1856 *m*) entstanden.

Bei der weiteren Erosion, vielleicht erst am Ende der Eiszeit, war eine Morphologie entstanden, wobei die Garnitzen Berg-Masse, mit ihren südfallenden Auernig-Schichten und basalen Rattendorfer Schichten, etwas höher hinauftrug (etwa oberhalb 2000 *m*) als der zentrale Horst südlich von der Rudnikkofel-Störung. Diese Situation führte zu einer ganz lokal-südvergenten Gleitung Unterer Pseudoschwagerinenkalke (der Basisschichten der Rattendorfer Folge). Diese im Schichtverband abgerutschten Kalke bilden jetzt die Masse von pt. 1885 *m*, welche tektonisch diskordant den Ausbiß der Rudnig-Sattel-Störungen überlagert. Ähnliche, südvergente junge Ableitungen werden auch von GUICHERIT beschrieben (1964, z. B. M. Salinchiè 1857 *m* und Malvueric Basso, 1813 *m* auf Abb. 11, S. 49, M. Bruca 1583 *m* und M. Acuto, 1783 *m* auf Abb. 14, S. 53).

Profil 9 von KAHLER und PREY auf Tafel 4 (unsere Abb. . .). Hier befindet sich die Grabeneinsenkung zwischen dem Hochwipfelbruch im Norden und der Rudnig-Sattel-Störungszone im Süden. Auch hier ist der obere Teil der Rudnig-Sattel-Abschiebungen etwas nordwärts umgedrückt. Diese Umdrückung deuten wir als sekundärtektogenetische Folge der im zentralen Horst akkumulierten Energie der Lage. Dieser Zentralhorst besteht hier aus devonischem Riffkalk, welcher gegenwärtig die Oberfläche bildet (Höhepunkt 2049 *m*). Die seitliche Dehnung des zentralen Horstes hat eine Stauchung im Inhalt des Grabenzuges an der Nordseite verursacht. Die Trogkofel-Kalkmasse ist nordwärts angepreßt, wobei Grenzlandbänke der Rattendorfer Folge im Großen Sattel (1948 *m*) diapirartig hinaufgequetscht wurden. Der nördliche Teil des Grabenzuges zwischen dem Zuckerhütl (2034 *m*) und dem Zweikofel (2013 *m*) wurde dabei schwach antiklinal wölbt.

Die oben beschriebenen lokalen, mutuellen Kompensationen von Dehnungs- und Druckerscheinungen, die im Gartnerkofel—Trogkofel-Gebiet neben, einander auftreten, sind geomechanisch zu vergleichen mit den mehr regionalen Kompensationen dieser Art. Die Ausdehnung und der Tiefgang dieser lokalen Sekundärtektogenese ist nur etwas kleiner als jener der regionalen Gravitationstektonik. Die lokalen Ableitungen spielen sich in der Sementhaut (Epiderma) und im oberen Teil des Kristallinen Grundgebirges (Mesoderma) ab. Dagegen wird in Abb. 3 angenommen, daß die regionalen Ausgleichsbewegungen zwischen den Karnischen Alpen und dem Drauzug-Graben bis in den plastischen, migmatisch mobilisierten Untergrund des Grundgebirges (das Bathyderma) hinabreicht. Die oben beschriebenen Erscheinungen der lokalen Sekundärtektogenese im Gartnerkofel—Trogkofel-Gebiet sind auf die Erscheinungen der regionalen Sekundärtektogenese zwischen Karnischen Alpen und Drauzug-Graben superponiert. Desgleichen ist die regionale Sekundärtektogenese der Reihe nach auf geotektonische Ausgleichsbewegungen (Tethys-Torsion) überlagert, welches Erscheinungen

der Gravitationstektonik im größten Maßstabe sind. Auf diese Weise kann die geodynamische Entwicklung dieser Gebirge nach der relativistischen Konzeption der Stockwerktektonik erklärt werden (van BEMMELEN 1963 und 1964 a und b).

Unsere Überprüfung des von KAHLER und PREY (1964) gelieferten Tatsachenmaterials führt also zum Ergebnis, daß die Geodynamik des Gartnerkofel—Trogkofel-Gebietes sich ganz harmonisch und geomechanisch logisch in das von uns gegebene Modell einfügen läßt.

V. Die Geologische Geschichte

Nach den vorangehenden Ausführungen kann man die geologische Geschichte der Lienzener Dolomiten in folgende Phasen einteilen:

a) Das Kristalline Grundgebirge

gehört zur Basis der Ostalpinen Decken. Es wird an der Nordseite des Gebietes durch die Matreier Zone (Unter Ostalpin) vom Kerngebiet des Tauern-Fensters (Pennin) geschieden, und an der Südseite ist die Gaillinie die Begrenzung zum Paläozoikum der Karnischen Alpen.

b) Die Variscische Diskordanz

trennt dieses Grundgebirge von der Permo-Mesozoischen Alpinen Sedimenthaut. Weiter östlich, an der Südseite der Gailtaler Alpen, ist das Unterkarbon von Nötsch noch zwischengeschaltet, S der Gail, in den Karnischen Alpen findet man zwischengeschaltet: das karnische Altpaläozoikum, die Oberkarbonische Auernig-Folge, die unterpermische Rattendorfer Folge und die mittenpermischen Trogkofel-Kalke. Diese ganze, nach KAHLER und PREY (1964) fast $1\frac{1}{2}$ km mächtige Serie, fehlt im Drauzug, wo nach der Variscischen Lücke die Sedimentation erst mit der Grödener Folge anfängt. Dieser schroffe Faziesgegensatz ist ein Hinweis auf den Störungscharakter der Gaillinie. Früher wurde dies aufgefaßt als die Folge N—S-Deckenüberschiebungen; aber nach den in IV b erwähnten paläomagnetischen Untersuchungen der Utrechter Schule (de BOER 1963, 1964, GUICHERIT 1964) ist die Gaillinie wahrscheinlich eine der permo-mesozoischen E—W-Seitenverschiebungen an der Nordseite der Tethyzzone.

c) Die Alpine geosynklinale Phase

Die Alpine Sedimentation begann mit Grödener Sandsteinen und Konglomeraten, worin auch einige Quarzporphyrlinsen eingeschaltet sind. Die Grödener Folge fängt irgendwann im Perm an, ist kontinentaler Entstehung und erreicht einige Hunderte Meter Mächtigkeit. Die etwa 200 m mächtige Bellerophonolomite mit Schiefen und Rauhwacken (der Karnischen Alpen) fehlen wahrscheinlich im Drauzug. Die Grödener Folge geht dann allmählich über in die Werfener Folge (Skyth) und die marinen Triasablagerungen der alpinen Fazies.

Da die Faziesgegenstände zwischen dem Drauzug-Mesozoikum einerseits und dem Mesozoikum der südlichen und nördlichen Kalkalpen andererseits weniger schroff werden bzw. ganz aufhören, läßt sich vermuten, daß die

Aktivität der Gailstörung als dextrale Seitenverschiebung speziell im Permo-Trias groß war. An diesen E—W-Seitenverschiebungen entlang fanden auch die epigenetische und syngenetische Pb-Zn-Vererzungen der Trias statt. Nachher schaffte die geosynklinale Absenkung im Tethysbereich einen mehr uniformen Faziesbereich der Sedimentation. Die schroffen Faziesgegensätze lagen in der Triaszeit im Norden zwischen der Alpen Triasfazies des Tethysbereiches der Nördlichen und Südlichen Kalkalpen einerseits und der germanischen Triasfazies Europas andererseits. Die germanische Fazies reicht bis in das Pennin des Tauern-Fensters, wo die Trias aus Quarziten, schwarzen phyllitischen Schiefern, Mergeln, Rauhwacken, Gips und dolomitischem Marmor besteht.

Das Mesozoikum des Drauzuges gehört deshalb wahrscheinlich — zusammen mit dem Mesozoikum der Nördlichen und Südlichen Kalkalpen — zu den großen Deckenüberschiebungen des Tethysbereiches (die Ostalpinen Decken), welche über den Südrand Europas geglitten sind, wobei die Grenze im penninischen Trog der Tauernzone zu suchen ist.

Die geotektonischen dextralen E—W-Seitenverschiebungen, welche während des Permo-Mesozoikums in der Tethyszone stattfanden, hängen zusammen mit der Tethys-Torsion („Tethys-Twist“ nach van HILTEN 1964). Diese geotektonischen Bewegungen sind nach van BEMMELEN (1964 a und b) die Folge geo-undatorischer Deformationen des Geoids, wobei relative Expansionen der südlichen Hemisphäre Rotationsverzögerungen mit Bezug auf die nördliche Halbkugel verursachten. Diese relative Retardation hatte ungeheure dextrale Seitenverschiebungen im Grenzbereich zwischen Gondwana und Eurasia zur Folge.

Zwischen beiden Urkontinenten entstand die bimarginale Tethys-geosynklinale. Der Zusammenhang dieser geosynklinalen Absenkungen mit den Geosuturen der E—W-Torsion wird von van BEMMELEN (1964 a) analysiert, aber der hat für die Geologie der Lienzer Dolomiten keine weitere Bedeutung.

d) Die Flysch-Phase der Alpenen Orogenese

Wie van BEMMELEN (1960 a und b, 1964 a) ausgeführt hat, bildeten sich am Ende der geosynklinalen Senkungsphase im Tethysbereich einige Zentren des alpinen Diastrophismus.

So ein orogeneses Zentrum entstand z. B. in der mittleren bis jüngeren Kreidezeit im nördlichen Adriagebiet. Die Hebung dieses Adriatumors, welche kaum zu lokalen Emersionen führte, wurde volumetrisch kompensiert von der Absenkung einer Vortiefe im Bereich der heutigen Ostalpen. Der Massenkreislauf dieser orogenen Phase wurde geschlossen teilweise durch den dispergierten Transport der Erosion und die Flyschsedimentation und teilweise durch ein regional-tektonisches nordvergentes Verfließen des Tumordaches nach der Vortiefe (nicht-dispergierter Transport der regionalen Gravitationstektonik; siehe van BEMMELEN 1960 a, Abb. 3 auf S. 479). Diese erste große Phase der alpinen Orogenese ist das sogenannte „tief-orogene“ Stadium der Orogenese. Sie wird auch „Flysch-Phase“, oder die „Gosau-Phase“ der Ostalpen genannt. Während dieser orogenen Phase wurde das Drauzug-Mesozoikum samt dem Untergrund der Kristallinen Schiefer passiv und größtenteils submarin nordwärts verfrachtet. Dabei

entstand die erste Anlage der Ostalpinen Hauptdecke („Proto-Austride-Decke“ nach van BEMMELEN 1960 a und b). Es ist möglich, daß schon während dieses Transportes lokale Dehnungen und Stauungen in der Sedimenthaut auftraten (z. B. die Coccan-Antikline bei Tarvis; GUICHERIT 1964). Aber wir besitzen für die Lienzer Dolomiten keine Andeutungen für solche ältere (kretazische) Deformationen.

Die alte Narbe der E—W-Seitenverschiebung im Gailtal wurde auch mit nordwärts verfrachtet. Sie blieb zwar eine Schwächelinie, wurde aber seitdem nicht mehr als Geleise der geotektonischen Seitenverschiebungen benützt.

e) Die intermediäre Dehnungsphase

Die paläomagnetischen Untersuchungen von de BOER in den Vizentinischen Südalpen (1963, 1964) zeigten, daß die allgemeine E—W-Richtung der Tethys-Torsion während des Alt-Tertiärs (Eo-Oligozän) im zentralen Mittelmeergebiet eine SE—NW-Richtung bekam. Dabei entstand ein geotektonisches System großer Seitenverschiebungen, das die regional tektonischen Strukturen, welche während der Flyschphase entstanden waren, spitzwinklig schneidet. Wegen ihrer gestaffelten Anordnung verursachten diese NW—SE-Seitenverschiebungen lokale Dehnungsstrukturen im Bereich der Schwächezonen der älteren W—E-Seitenverschiebungen (siehe Abb. 2). Dabei entstanden u. a. der Drauzuggraben und das Klagenfurter Becken mit seinem nördlichen Ausläufer im Krapp-Feld.

In früheren Arbeiten (van BEMMELEN 1960 a und b) hat der erstgenannte Verfasser die Bildung dieser Dehnungsgräben im Zusammenhang mit Kompressionserscheinungen in den Nördlichen Kalkalpen, als das Ergebnis des progressiven Kollapses des Tauerngewölbes betrachtet. Die Nordrand-Aufschiebung der Nördlichen Kalkalpen am Ende der Molasse-Phase kann zwar dynamisch so gedeutet werden, aber es kommt ihm jetzt wahrscheinlicher vor, daß die Dehnungserscheinungen an der Südseite des ostalpinen Gewölbes schon etwas eher im geodynamischen Entwicklungspatron entstanden, nämlich in der Periode zwischen der tieforogenen Flysch-Phase und der hochorogenen Molasse-Phase.

Die Alterseinstufung beruht nicht nur auf den paläomagnetischen Untersuchungen und der Analyse des Strukturbildes der SE-Alpen. Ein Hinweis auf alttertiäre (bzw. oligozäne) Dehnungsbewegungen den E—W-Störungen entlang, liefert auch der mittel oligozäne, andesitische Vulkanismus an der Störungslinie zwischen den Steiner Alpen und den Südkarawanken (Smerovek-Vulkan).

Bei der Einsenkung wurde der Drauzug-Graben im Bereich der Lienzer Dolomiten in sich selber noch in verschiedene Teilgräben und -horste aufgeteilt, wobei die Alpine Sedimenthaut sich flachwellig über den Längsstreifen des Grundgebirges drapierte (Tafel III, Profil II).

Auch die Tonalitischen Magmen und ihre Ganggefolgschaft konnten vom Bathyderma in die sich dehnende periadriatische Schwächezone empordringen. In nächster Umgebung der Lienzer Dolomiten gehören hierzu u. a. die Granodiorite von Wöllatratten, die jungen Gänge der Kreuzeckgruppe und des Gailtales, und vielleicht auch die Tonalitaufschlüsse südlich Faak. In den Lienzer Dolomiten selber sind es die Biotit-Kersantite des Amlacher Wiese-Grabens und bei Thal.

Teilgräben parallel mit dem Hauptgraben des Drauzuges bildeten sich an der Nordseite (Innervillgraten, Gödnachgraben). Es ist möglich, daß auch die parallelen Gräben an seiner Südseite (Trogkofel—Gartnerkofel, Paularo—Pontebba—Tarvis) schon zu dieser Zeit angelegt wurden. In diesem Fall senkten die letztgenannten Gräben sich während der Hebung der Karnischen Alpen nur noch tiefer ein.

Bevor wir diese weitere Entwicklung der lokalen Tektogenese besprechen, muß hier noch ein anderer Aspekt der Tektogenese während der intermediären Dehnungsphase erwähnt werden. Es ist zu erwarten, daß durch die Einsenkung des Drauzug-Grabens, die durch Bruchstufen und Teilgräben Höhenunterschiede von 6—7 km erreichte, lokal ganz beträchtliche Akkumulationen von Energie der Lage in der Sedimenthaut entstanden. Diese potentielle Energie führte nicht nur zu Drapierungen dieser Sedimente über dem Längsstreifen der Bruchtektonik im Stockwerk des Grundgebirges. Wahrscheinlich traten lokal auch Abgleitungen auf und zu gleicher Zeit fanden — diese Abgleitungen kompensierende — Faltungen und Anschoppungen statt. So ist zu erwarten, daß in den Teilgräben, wie den Amlacher Wiese-, Oettinger- und Podlanigbach-Teilgräben, schon damals Volltroggleitungen und Faltungen stattfanden. Die Gipfelpartie des Böses Weibele—Eisenschuß-Teilhorstes glitt südwärts in den anschließenden Podlanigbach-Teilgraben, wobei schon die südvergente Überschiebung der Böses Weibele—Eisenschuß-Antikline angelegt wurde. Gleichfalls wurde schon zu dieser Zeit die Südrand-Flexur südlich von Abfaltersbach durch Kollapse deformiert, wobei die nordvergenten Faltungen und Anschoppungen entstanden, welche in den Profilen G—G' und H—H' der Tafel II abgebildet sind.

f) Die Molasse-Phase der Alpenen Orogenese

Im Neogen wurde die Ostalpenantikline emporgewölbt. Dies ist die sogenannte „hochorogene“ oder „Molasse“-Phase der alpinen Gebirgsbildung.

Der ursprüngliche Tumor im nördlichen Adriagebiet sank im Känozoikum wieder ab. So entstand eine Inversion des Großreliefs der Flysch-Phase, das Tauern-Vortief wurde zum Hochgebirge und das Nord-Adria-Hoch zum Meeresbecken.

Die Lage der Sedimentschichten, welche die Südflanke der Ostalpen-Geantikline als Epiderma bekleideten, änderte dabei von subhorizontal in ein allgemeines Südfallen. Das verursachte eine Tendenz zu südvergenten Abgleitungen und Dekollements, wie die z. B. von van HILTEN (1960), de BOER (1963) und ENGELN (1963) festgestellt wurden. Für die Lienzer Dolomiten besitzen wir aber keine Andeutungen für epidermale, südvergente Sekundärtektogenese im Anfang der Molasse-Phase. Die Tektogenese dieses Teiles des Drauzuges während der Molasse-Phase war hauptsächlich die Folge mesodermales Anschubs der Grabenränder.

Im Übergangsbereich, der südalpinen Scharnier-Zone, traten im Mesoderma Längsbrüche auf, welche stufenartige Streifen trennten. Die schwachen Zonen der alten E—W-Seitenverschiebungen funktionierten während dieser Phase teilweise als normale Abschiebungsbrüche, z. B. die Judikarien- und Puster-Abschiebungen zwischen dem Ostalpen-Hauptkamm (Ötz-Tauern) und dem Dolomiten-Block. Je nachdem ihre vertikale Sprung-

höhe über bestimmte Maße hinaus zunahm, wurden diese normalen Brüche vom alpinen Scheitelgebiet umgedrückt (DIETZEL 1960, van HILTEN 1960, AGTERBERG 1961). Dieser südvergente Druck im Mesoderma war die Folge der Anhäufung von Energie der Lage im Scheitelgebiet der Ostalpen. Das mesodermale Gerüst des Gewölbes dehnte sich durch sein eigenes Gewicht pilzartig seitwärts aus; an der Nordseite nordvergent gegen die Nördlichen Kalkalpen, an der Südseite südvergent gegen die Südalpen.

Die südvergente Bewegung des Mesoderma in der Südflanke verursachte den Anschub der Pusterlinie und die Zusammenstauung im westlichen Teil des Drauzuges (in den Lienzer Dolomiten und den westlichen Gailtaler Alpen). Im Querprofil von Lienz beträgt dieser nachträgliche, südvergente Zusammenschub schätzungsweise 7 km (Tafel III). Da EXNER (1960, S. 512) betont, daß die Gesteine der Tauernkulmination im Miozän noch nicht so tief aufgeschlossen waren, daß sie in den sie umgebenden Konglomeraten auftreten konnten, fand die Aufwölbung zum Hochgebirge und die tiefe Abtragung erst seither statt, das heißt, erst im Plio-Pleistozän. Der südvergente Anschub der Pusterlinie und die gleichzeitige Einengung der Lienzer Dolomiten wäre deshalb auch eine sehr junge, regionale Sekundärtektogenese.

Im Bereich des östlichen Teiles der Südalpen tritt noch eine Komplikation in diesem Bauplan auf. Die Tauernkulmination der Ostalpen taucht bei Malta steil westwärts ab (die Katschbergstörung). Dagegen erhebt sich S der periadriatischen Narbe, in gestaffelter Anordnung, ein neues Element, die karnische Geantikline.

Über die Ursache dieser Primärtektogenese wissen wir wenig. Man kann vermuten, daß sie zusammenhängt mit einem weiteren, post-Molasse-Anschub der Gondwana-Schollen. Jedoch, die Absenkung im jüngeren Känozoikum des zwischengeschalteten Mittelmeeres, macht diese Annahme weniger wahrscheinlich. Geodynamisch wahrscheinlicher ist die Annahme, daß die gestaffelt angeordneten Alpenen Geantiklinalzüge alle ihre eigene, bathydermalen „Sialtiefenwülste“ („Asthenolite“) haben, die sie zur Wiederherstellung des isostatischen Gleichgewichtes vertikal emporgehoben haben. Es fehlen jedoch zurzeit noch die diagnostischen Beobachtungen geophysikalischer Art (wie Schwerkraftmessungen und seismische Daten) zur Deutung der Ursache dieser Primärtektogenese.

Das Ergebnis dieser Primärtektogenese war jedenfalls, daß die Reliefenergie der Ostalpen-Geantikline in östlicher Richtung abnahm, dagegen die der Karnischen Alpen ostwärts zunahm. Die Vergenzrichtung der gravitativ bedingten, regionalen Sekundärtektogenese änderte sich deshalb. Sie ist südvergent im Westteil des Drauzuges südlich der Tauernkulmination, aber nordvergent im Ostteil des Drauzuges nördlich der östlichen Karnischen Alpen.

Etwa ab Paularo ostwärts dehnte sich das Dachgebiet der Karnischen Geantikline, wobei Scheitelgräben einsanken (oder noch tiefer absanken). Dies sind der von GUICHERIT (1964) beschriebene Hauptgraben, welcher sich von Paularo über Pontebba und Tarvis bis an die jugoslawische Grenze verfolgen läßt, und der von KAHLER und PREY (1964) beschriebene Zweigraben, welcher über den Trogkofel und Gartnerkofel verläuft. Diese Dehnungen des Dachgebietes der östlichen Karnischen Alpen wurden volume-

trisch kompensiert von einer nordvergenten Kompression im tiefer gelegenen Drauzug. Etwa von Weißbriach ostwärts wird das Gail-Kristallin am Drauzug angeschoben und der Grabeninhalt nordvergent zusammengestaucht (siehe Abb. 3).

g) Die Schlußphase der Tektogenese

Während und nach der Hebung der Ostalpen wurde von Wasser und Eis ein Relief geschaffen, wodurch lokal große Anhäufungen der Reliefenergie entstanden. Diese Reliefenergie verursachte lokale Abrutschungen (wie jene des Mordbichls), Großhanggleitungen (wie südlich von Bad Jungbrunn) und Kollapse der steilfallenden Schichtstöße (wie im Rhät des Himperlöhner Baches und in den Jurakalken am Stadtweg). Hiezu gehören auch die von ENGELN (1963) und GUTCHERIT (1964) beschriebenen, lokaltektogenetischen Erscheinungen, sowie die Abgleitung vom Garnitzenberg in Abb. 4 usw. Die Abgleitung am Vaiont-Damm bei Longarone im Jahre 1963 ist ein tragisches und aktuelles Beispiel dieser Schlußerscheinungen der Tektogenese. Diese lokalen und sehr jungen Erscheinungen der Gravitationstektonik schließen einerseits an und werden superponiert auf die von der Schwerkraft bedingten geodynamischen Prozesse regionaler und geotektonischer Bedeutung: andererseits schließen sie an die ebenfalls gravitativ bedingten Prozesse des dispergierten Materialtransports durch Erosion an.

Diese oben skizzierte Entwicklungsgeschichte des Drauzuges im allgemeinen und der Lienzer Dolomiten im besonderen läßt sich tabellarisch zusammenfassen (siehe Tabelle 1). Es zeigt sich also, daß die geologische Geschichte der Lienzer Dolomiten das Ergebnis geodynamischer Prozesse ist, welche sehr verschiedene Größenordnungen der räumlichen und zeitlichen Maßstäbe aufweisen, und die in historisch verschiedenen Zeitabschnitten stattfanden. Es können geo-tektonische, regional-tektonische und lokal-tektonische Entwicklungen unterschieden werden, welche im Laufe der Zeit aufeinander superponiert wurden. Die geologische Entwicklungsgeschichte dieses höchst kompliziert gebauten Gebirges muß deshalb nach den Gesichtspunkten einer „relativistischen Stockwerktektonik“ analysiert werden, wie in den rezenten Arbeiten des erstgenannten Verfassers angegeben wurde (van BEMMELEN 1963, 1964). Nur so kann eine dem Tatsachenbestand völlig rechtfertigende Deutung des geodynamischen Werdens dieses Gebirges erreicht werden.

Tabelle 1:

Schema der geologischen Entwicklung der Lienzer Dolomiten

Hauptphasen der Ostalpinen Entwicklung	Art der geodynamischen Prozesse	Geologische Prozesse in den Lienzer Dolomiten und in ihrem Rahmenbereich
a) Prä-alpine Orogenesen	Wachstum der Urkontinente Gondwana und Laurasia.	Bildung der Grundgebirgestrukturen.
b) Variscische Diskordanz	Epirogenetische Hebung.	Abtragung bis auf das Mesoderma (die Kristalline Schiefer des Grundgebirges).
c) Die alpine geosynklinale Phase (Perm bis Untere Kreide)	Geo-undatorische Deformationen des Geoids und ihre geotektonischen Reaktionen. Entwicklung großer dextraler E—W-Seitenverschiebungen an der Nordseite der Tethys („Tethys Torsion“) und geosynklinale Absenkung der Tethys-Zone.	Bildung der permo-mesozoischen Sedimenthaut (Epiderma). Zu gleicher Zeit dextrale Verschiebungen im Mesoderma, z. B. Pusterlinie, Gaillinie, Karawanken-Längsstörungen, woran die Pb-Zn-Vererzungen der Triaszeit (epigenetisch und syngenetisch) gebunden sind.
d) Die Flysch-Phase der Ostalpinen Orogenese (Die „tief-orogene“ oder „Gosau“-Phase) (Mittel- bis Obere Kreide)	Alpidisch regionale Tektogenese. Mesoundatorische Bildung des Nord-Adriatumors und Absenkung der Tauern-Vortiefe. Nordvergentes Verfließen des Dachgebietes des Nord-Adriatumors.	Passive nordgerichtete Verlagerung der alpinen Sedimenthaut (Epiderma) auf dem Rücken des nordwärts gleitenden Mesodermas. Bildung der „Proto-Austriden“ auf einer Gleitbasis des Bathydermas (mit „Proto-Penniden“).
e) Die intermediäre Dehnungsphase im Bereich des Drauzuges und des Klagenfurter Beckens (Paläogen)	Geotektonische Entwicklung eines gestaffelt angeordneten Systems dextraler NW—SE-Seitenverschiebungen. Bildung E—W-streichender Dehnungsgräben entlang der älteren E—W-Seitenverschiebungen.	Absenkung des Draugrabens. Bildung normaler Abschiebungsbrüche und Flexuren im Mesoderma (Grundgebirge) und darüber flachwellige Drapierungen des Epidermas (die alpine Sedimenthaut). Intrusion der Biotitkersantite im Amlacher Wiese-Teilgraben. Lokale Stauchungen durch Volltroggleitungen in den zutiefst eingesunkenen Teilgräben; Kollapse und Abgleitungen der relativ höheren Teilhorste und Abbruch- oder Flexurstufen.
f) Die Molasse-Phase der Alpine Orogenesen (Die „hochorogene“ Phase) (Neogen)	Weiterentwicklung des alpinen Systems der Mesoundationen. Inversion des Großreliefs durch Hebung der Ostalpinen Geantikline und Absenkung des Nord-adria-Tumors.	Zusammenschub der Lienzer Dolomiten im Drauzug durch südvergenten Anschlag des Kristallins N Pusterlinie (etwa 7 km Einengung des Grabenquerschnittes südlich von Lienz).
g) Schlußphase der Tektogenese (Quartär)	Lokale Anhäufungen der Reliefenergie durch Wasser- und Eiserosion.	Abbrutschungen im Schichtverband (Mordbichl), Groß-Hanggleitungen (südlich von Bad Jungbrunn), Kollapse hangparalleler steiler Schichtstöße (Rhät des Himperlanner Baches, Jurakalke am Stadtweg) usw.

Literatur

- AGTERBERG, F. P. (1961): Tectonics of the crystalline basement of the Dolomites in North Italy. — *Geologica Ultraiectina* no. 8 (Mededelingen van het Geol. Inst. der Rijksuniversiteit te Utrecht).
- AGTERBERG, F. P. (1964): The method of statistical structural analysis (as applied to the Crystalline basement of the Dolomites in North Italy). — *Geologie & Mijnbouw*, 43, Juni 1964, 222—235.
- BEMMELEN, R. W. van (1955): Tectogenèse par gravité. — *Bull. Soc. belge de géol. Pal. et hydr.*, 64, 95—123.
- BEMMELEN, R. W. van (1957): Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich) (Erster Teil). — *Jb. d. Geol. B. A.*, 1957, 100, 2, S. 179—212, mit Tafel XV—XIX.
- BEMMELEN, R. W. van (1960 a): Zur Mechanik der Ostalpinen Deckenbildung. — *Geol. Rdsch.*, 50, 474—499.
- BEMMELEN, R. W. van (1960 b): New views on east-alpine orogenesis. — *Int. Geol. Congr.*, XXI Session, Norden, 1960, Part XVIII, 99—116.
- BEMMELEN, R. W. van (1960 c): Die Methode in der Geologie. — *Mitt. Geol. Ges.*, Wien, 53, 1959, 35—52.
- BEMMELEN, R. W. van (1961): Beitrag zur Geologie der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich) (Zweiter Teil, Die Zentralen Gailtaler Alpen). — *Jb. d. Geol. B. A.*, 1961, 104, S. 213—237, mit Tafel XII—XIV.
- BEMMELEN, R. W. van (1963): Geotektonische Stockwerke (eine relativistische Hypothese der Geotektonik). — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 55, 1962, 209—232 (Wien, 1963).
- BEMMELEN, R. W. van (1964 a): I. Phénomènes géodynamiques à l'échelle du Globe (la géonomie). II. Phénomènes géodynamiques à l'échelle de l'écorce (la géotectonique). III. Phénomènes géodynamiques à l'échelle de l'orogénèse Alpine (la tectonique). — *Mém. Soc. belge de Geol. Pal. et Hydrol.*, 8, 1—127.
- BEMMELEN, R. W. van (1964 b): A cross-section along 37° N. Lat from the E. Pacific to the Mid-Atlantic Ridge. — Appendix bei der Arbeit ENGELNS über die Bermuda-Aufwölbung. *Tectonophysics*, 1, 1, 95—96.
- BOER, J. de (1963): The geology of the Vicentinian Alps (with special reference to their paleomagnetic history). — *Geologica Ultraiectina* No. 11 (Mededelingen van het Geol. Inst. der Rijksuniversiteit te Utrecht).
- BOER, J. de (1965): Paleomagnetic indications of megatectonic movements in the Tethys. — *J. of Geoph. Res.*, 70, 4, 931—944.
- CLAR, E. (1953): Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau. — *Verh. Geol. B. A.*, 1953, 2, S. 93—104.
- CORNELIUS, H. P. (1940): Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. — *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 92, 1940, 4/5, 271—312.
- CORNELIUS, H. P. und M. FURLANT-CORNELIUS (1943): Zur Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten. — *Ber. Reichsamt Bodenf.*, 1943, S. 1—6, Wien, 1943.
- CORNELIUS, H. P. (1949): Gibt es eine „Alpin-dinarische Grenze?“. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 36—38, Band, 1943—1945, Wien, 1949, S. 231—244.
- CORNELIUS-FURLANI, M. (1952): Zur Kenntnis der Lienzer Dolomiten und deren Stellung in der ostalpinen Wurzelzone. — *Verh. Schweiz. Naturf. Ges.*, Bern, S. 138—140.
- CORNELIUS-FURLANI, M. (1953): Beiträge zur Kenntnis der Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten. I. — *Sitzber. Öst. Ak. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I*, 162. Bd., S. 279—294.
- CORNELIUS-FURLANI, M. (1955): Beiträge zur Kenntnis der Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten. II. — *Sitzber. Öst. Ak. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I*, 164. Bd., S. 131—144.
- CORNELIUS-FURLANI, M. (1960): Contributo alla Conoscenza della Geologia della cosiddetta Zona a radici nelle austriadi occidentale e centrale. — *Ann. Un. Ferrara (nuova serie)*. Sez. IX; Sc. geol. e min., vol. III, n. 6, S. 105—117.
- CORNELIUS-FURLANI, M. (1960): Gedanken zur tektonischen Stellung der Lienzer Dolomiten in Osttirol (Österreich). — *Abh. dtsh. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau usw.* 1960, (Kraus-Festschr.) 36—39.

DIETZEL, G. F. L. (1960): Geology and Permian paleomagnetism of the Merano Region. Province of Bolzano, N. Italy. — *Geologica Ultraiectina* no. 4 (Mededelingen van het Geol. Inst. der Rijksuniversiteit te Utrecht).

EMMRICH, H. (1855): Notiz über den Alpenkalk der Lienzer Gegend. — *Jb. Geol. R. A.*, 6. Jg., S. 444—450.

ENGELEN, G. B. (1963): Gravity tectonics in the Northwestern Dolomites (N. Italy). — *Geologica Ultraiectina*, no. 13 (Mededelingen van het Geol. Inst. der Rijksuniversiteit te Utrecht).

EXNER, Chr. (1956): Sedimentkeile und Mylonite im Altkristallinen Glimmerschiefer der Kreuzeckgruppe (Kärnten). — *Festschr. Angel*, S. 32—39.

EXNER, Chr. (1960): Structures anciennes et récentes dans les gneiss polymétamorphiques de la zone pennique des Hohe Tauern. — *Extr. du Livre à la mémoire du Prof. Paul Fallot, Tome II, 1960—1963*, 503—515 (*Mém. Soc. géol. Fr.*).

EXNER, Chr. (1961): Der Granodiorit von Wöllatratten (Mölltal) und die hydrothermalen Veränderungen der diskordanten Ganggesteine der Kreuzeckgruppe. — *Carinthia III*, *Mitt. des Naturw. Vereines f. Kärnten*, 71. bzw. 151. Jahrg., S. 41—50, Klagenfurt, 1961.

EXNER, Chr. (1962): Die Perm—Trias-Mulde des Gödnachgrabens an der Störungslinie von Zwischenbergen (Kreuzeckgruppe, östlich Lienz). — *Verh. Geol. B. A.* 1962, I, 76—80.

EXNER, Chr. (1962): Sonnblicklamelle und Mölltallinie. — *Jb. Geol. B. A.*, 105, S. 273—286, Wien, Dez. 1962.

FRIEDRICH, O. M. (1964): Zur Genesis der Blei- und Zinklagerstätten in den Ost-Alpen. — *N. Jb. Miner. Mh.*, 1964, 2, 33—49.

FURLANI, M. (1912): Der Drauzug im Hochpustertal. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 5, S. 252—271.

GEYER, G. (1897): Zur Stratigraphie der Gailtaler Alpen in Kärnten. — *Verh. Geol. R. A.*, Jg. 1897, S. 114—127.

GEYER, G. (1898): Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Gailtaler Alpen. — *Jb. Geol. R. A.*, 47. Jg., S. 295—364.

GEYER, G. (1903): Zur Geologie der Lienzer Dolomiten. — *Verh. Geol. R. A.*, Jg. 1903, S. 165—196.

GUICHERIT, R. (1964): Gravity tectonics, gravity field and paleomagnetism in NE Italy (with special reference to the Carnian Alps, north of the Val Fella—Val Canale area between Paularo and Tarvisio, Province of Udine). — *Geologica Ultraiectina*, no. 14 (Mededelingen van het Geol. Inst. der Rijksuniversiteit te Utrecht).

HERITSCH, F. (1936): Die Karnischen Alpen. — Herausgeg. v. Geol. Inst. d. Universität Graz, 1936.

HERITSCH, F. & KÜHN, O. (1951): Die Südalpen. — In: SCHAFFER, F. X., *Geologie von Österreich*, S. 233—301. Deuticke Verlag, Wien.

HERITSCH, F. & PAULITSCH, B. (1958): Erläuterungen zur Karte des Kristallins zwischen Birnbaum und Pressegger See, Gailtal. — *Jb. Geol. B. A.*, 101, S. 191—200.

HILTEN, D. van (1960): Geology and permian palaeomagnetism of the Val-di-Non area (W-Dolomites, Italy). — *Geologica Ultraiectina*, no. 5 (Mededelingen van het Geol. Inst. der Rijksuniversiteit te Utrecht).

HILTEN, D. van (1964): Evaluation of some geotectonic hypotheses by paleomagnetism. — *Tectonophysics*, 1, 1, S. 3—71.

HOLLER, H. (1951): Die Stratigraphie der karnischen und norischen Stufe in den östlichen Gailtaler Alpen. — *Berg — Hüttenm. Abh.*, 96. Bd., S. 69—75.

HOLLER, H. (1953): Der Blei-Zinkerzbergbau Bleiberg, seine Entwicklung, Geologie und Tektonik. — *Carinthia II*; *Mitt. nat.-wiss. Ver. f. Kärnten*, 143. Jg., S. 35—46.

HOLLER, H. (1960): Zur Stratigraphie des Ladin im östlichen Drauzug und in den Nordkarawanken. — *Carinthia II*; *Mitt. nat.-wiss. Ver. f. Kärnten*, 150. Jg., S. 63—75.

HILTEN, D. van (1960): Evaluation of some geotectonic hypotheses by paleomagnetism. — *Tectonophysics*, 1, 1, Elsevier Verlag, Amsterdam.

HINTE, J. E. van (1963): Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Kärnten). — *Jb. Geol. B. A.*, Sonderband 8, Wien 1963.

KAHLER, F. (1951): Fazies, Klima und das Problem der Gleichzeitigkeit im Karbon-Permprofil der Karnischen Alpen. — Extr. Comptes Rendu 3ième Congr. Strat. et géol. Carb., Heerlen, 1951, S. 307—310.

KAHLER, F. und PREY S. (1963): Erläuterungen zur geologischen Karte des Naßfeld — Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen. — Ausgabe Geol. B. A. Wien (115 S., mit 5 Tafeln).

KLEBELSBERG, R. von (1935): Geologie von Tirol. Borntraeger Verlag, Berlin.

KLEBELSBERG, R. von (1952 a): Am Ufer des Drau-Gletschers bei Lienz. — Lienz Buch (Schlern-Schriften, 98), S. 263—271, Innsbruck.

KLEBELSBERG, R. von (1952 b): Die Lienz Dolomiten, Bau und Bild. — Lienz Buch (Schlern-Schriften, 98), S. 273—287, Innsbruck.

KOLLMANN, K. (1963): Ostracoden aus der Alpenen Trias II. Weitere Bairdiidae. — Jb. Geol. B. A., 106. Bd., S. 121—205.

KÜBLER, H. & MÜLLER, W. E. (1962): Die Geologie des Brenner Mesozoikums zwischen Stubai- und Pferschtal (Tirol). — Jb. Geol. B. A., 105. Bd., S. 173—242.

MUTSCHLECHNER, G. (1952): Neues Vorkommen von Glimmerkersantit in den Lienz Dolomiten (Osttirol). — Sitzber. Öst. Ak. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 161. Bd., S. 193 bis 197.

ÖBERHAUSER, R. (1960): Bericht über mikropaläontologische Untersuchungen im Kreideschieferzug zwischen Hintental und Lavant (Lienz Dolomiten). — Verh. Geol. B. A., Jg. 1960, S. A 120.

ÖBERHAUSER, R. (1963): Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. II. — 8.: Die tiefere Kreide in Osttirol und Kärnten. — Jb. Geol. B. A., 106. Bd., S. 24—25.

PAULITSCH, P. (1960): Das Kristallin zwischen Tassenbach und Obertilliach, Osttirol, und seine Metamorphose. — Jb. Geol. B. A., Jg. 1960, S. 103—119.

SCHAFFER, F. X. (1951): Geologie von Österreich. — Zweite veränderte Ausgabe. Fr. Deuticke, Wien.

SCHLAGER, W. (1963): Zur Geologie der östlichen Lienz Dolomiten. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 13. Bd., 1962, S. 41—120, Wien, Juli 1963.

SCHMIDEGG, O. (1937): Der Triaszug von Kalkstein im Schlingengebiet der Villgrater Berge (Ost-Tirol). — Jb. Geol. B. A., 86, 1—2, 111—132.

SIKOSK, Boris (1958): Tektonik der Jugoslawischen Südalpen. — Siehe: Receuil trav. inst. géol. Iovan Zujovic, X, S. 247 und folgende, Beograd, 1958 (Vortrag, gehalten zur 50. Jahr-Festtagung der Geol. Gesellschaft in Wien am 29. IX. 1958).

SPENGLER, E. (1951): Die Nördlichen Kalkalpen. — In: SCHAFFER, F. X., Geologie von Österreich, S. 302—393. Deuticke-Verlag, Wien.

STUR, D. (1856): Die geologischen Verhältnisse der Thäler der Drau, Isel, Möll und Gail in der Umgebung von Lienz, ferner der Carnia im venetianischen Gebiet. — Jb. Geol. R. A., 7. Jg., S. 405—459.

TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. — Verl. Fr. Deuticke, Wien, 1963.

WISE, D. H. (1963): Keystone faulting and gravity sliding driven by basement uplift. — Bull. A. A. P. G., 47, 4, 586—598.

Tafel I:

Geologische Karte der Lienz Dolomiten, Maßstab 1: 50.000.
Mit Übersichtskarte und drei Übersichtsprofilen, Maßstab 1: 1.000.000.

Tafel II:

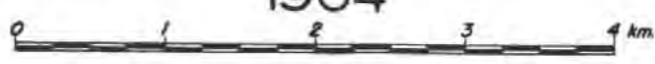
Geologische Profile der Lienz Dolomiten, Maßstab 1: 50.000.

Tafel III:

Zwei genetische Profile der Lienz Dolomiten, Maßstab 1: 200.000.

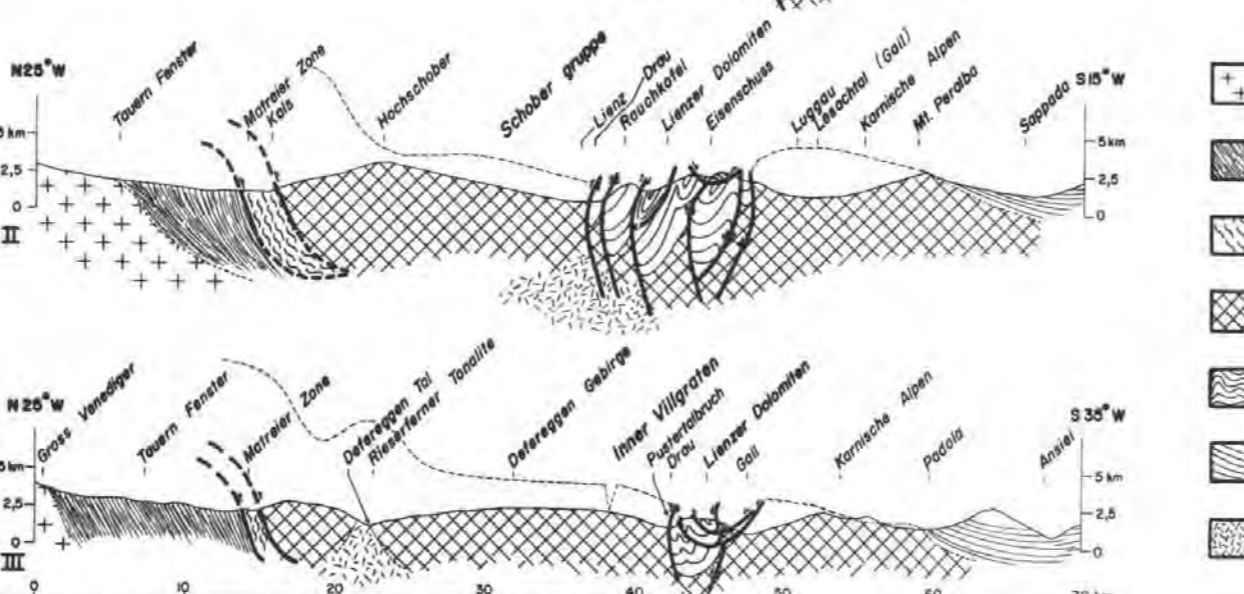
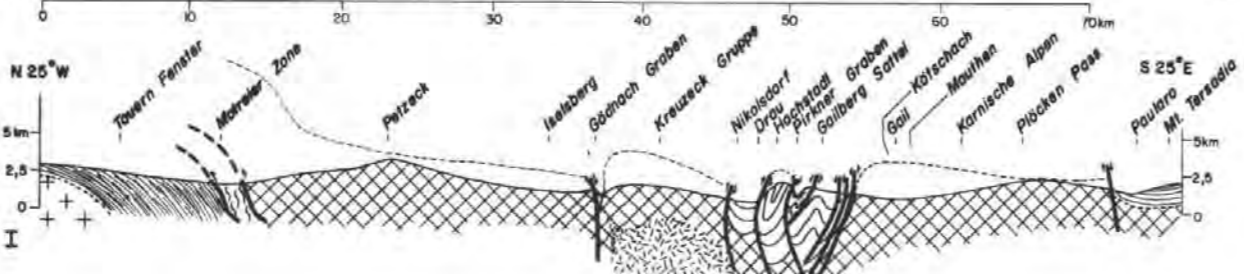
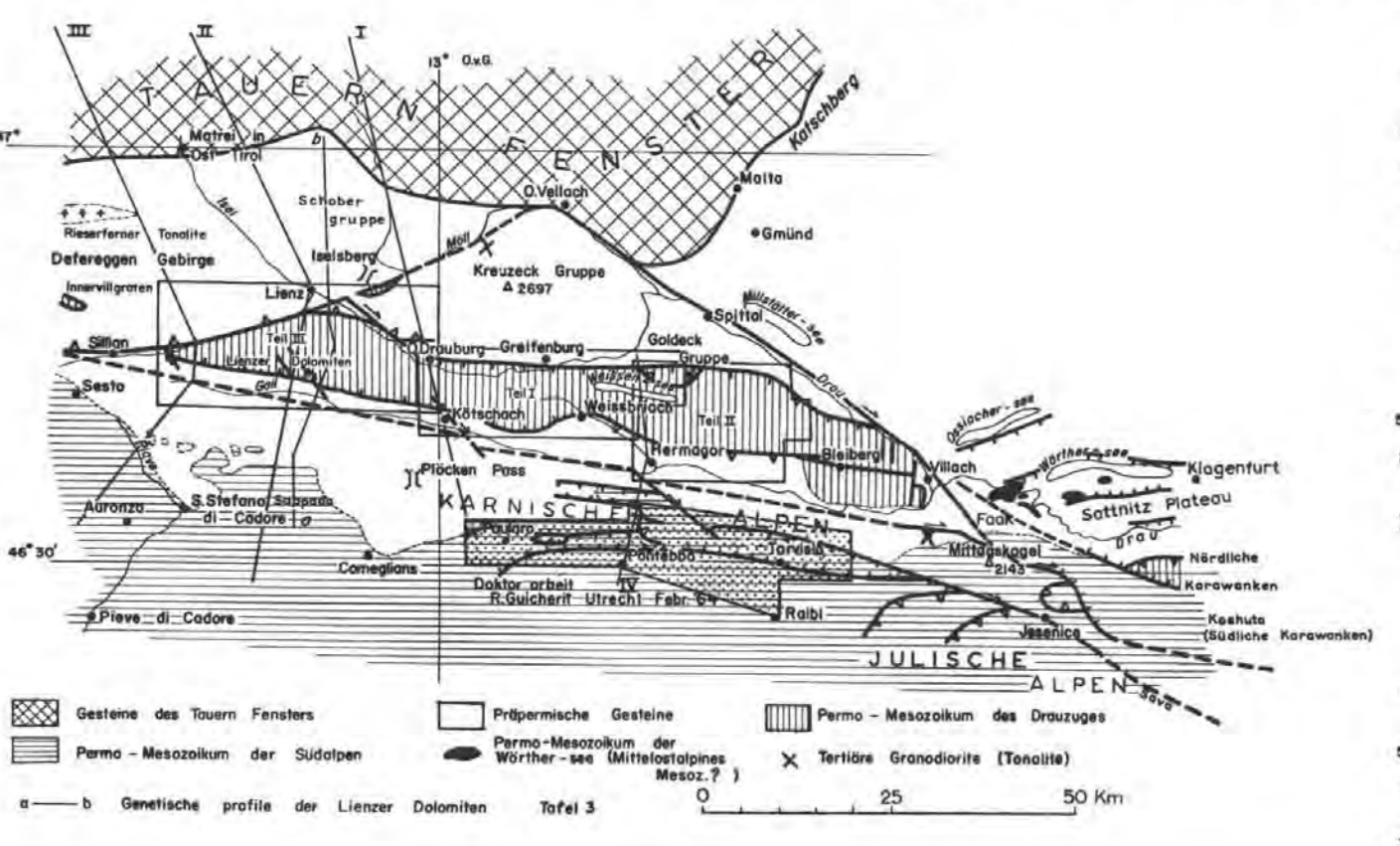
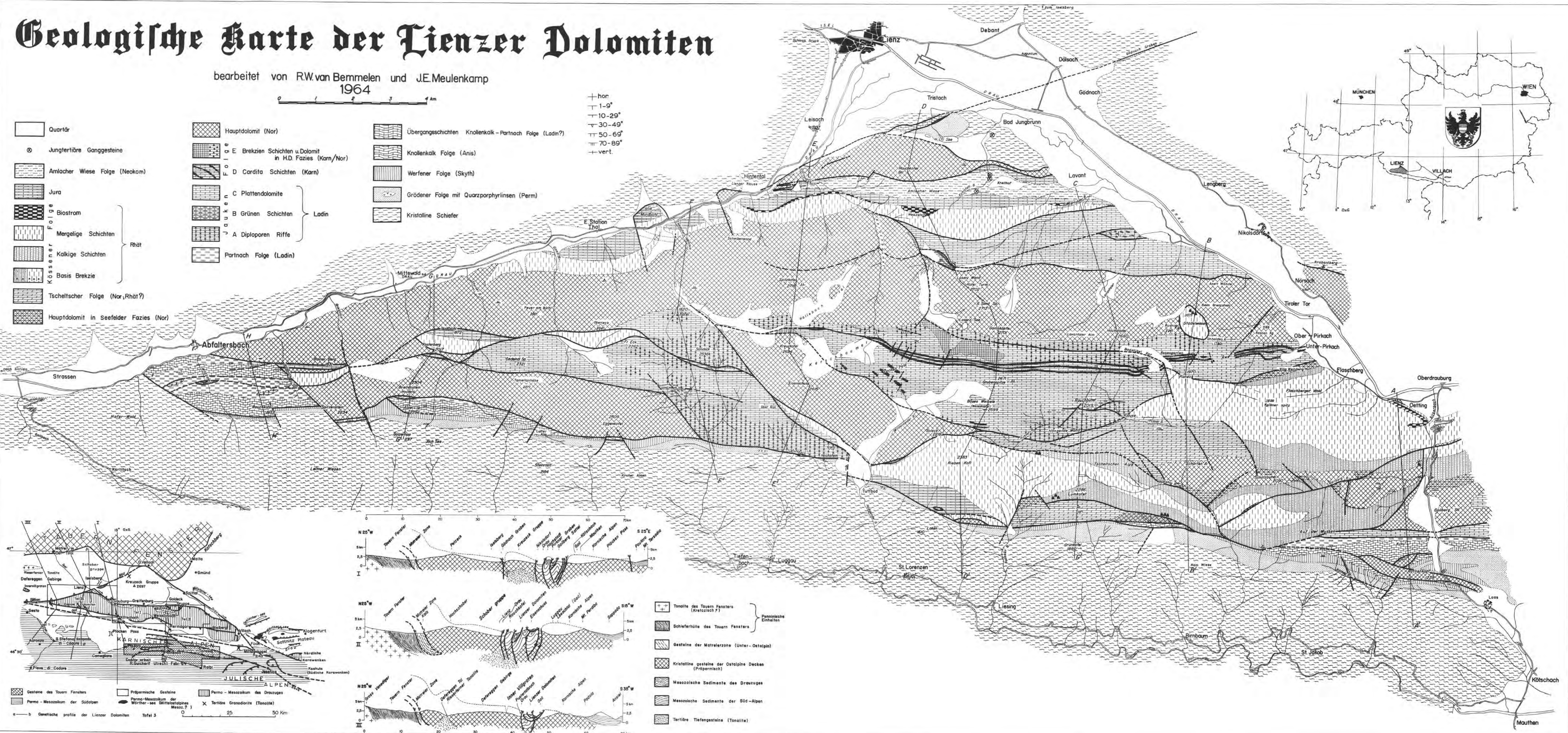
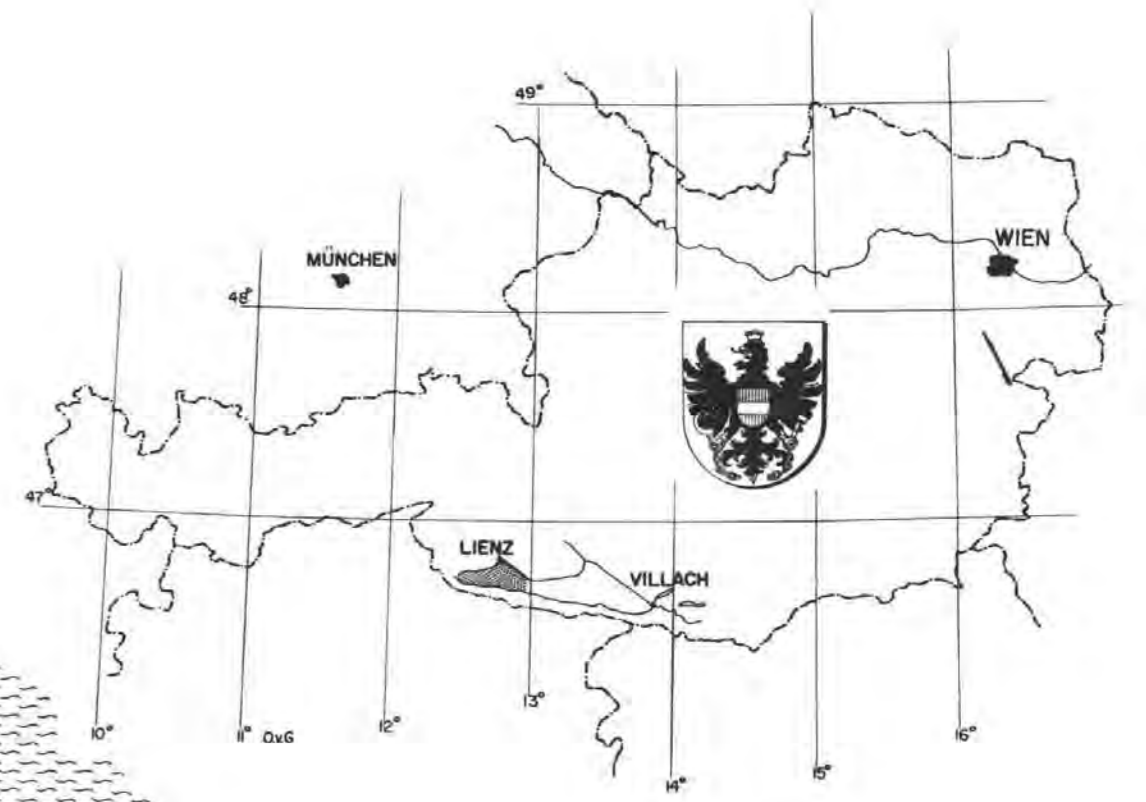
Geologische Karte der Lienzer Dolomiten

bearbeitet von R.W.van Bemmelen und J.E.Meulenkamp
1964



± hor
— 1-9°
— 10-29°
— 30-49°
— 50-69°
— 70-89°
+ vert.

- Quartär
- ⊗ Jungtertiäre Ganggesteine
- ▨ Amlacher Wiese Folge (Neokom)
- ▧ Jura
- ▩ Biotrom
- Mergelige Schichten
- Kalkige Schichten
- ▬ Kossener Folge
- ▭ Basis Brekzie
- ▮ Tscheltscher Folge (Nor, Rhät?)
- ▯ Hauptdolomit in Seefeldler Fazies (Nor)
- ▨ Hauptdolomit (Nor)
- ▩ E Brekzien Schichten u. Dolomit in H.D. Fazies (Karn/Nor)
- D Cardita Schichten (Karn)
- C Plattendolomite
- ▬ B Grünen Schichten
- ▭ A Diplopori Riffe
- ▮ Partnach Folge (Ladin)
- ▨ Übergangsschichten Knollenkalk - Partnach Folge (Ladin?)
- ▩ Knollenkalk Folge (Anis)
- Werfener Folge (Skyth)
- Grödener Folge mit Quarzporphyrilinsen (Perm)
- ▬ Kristalline Schiefer

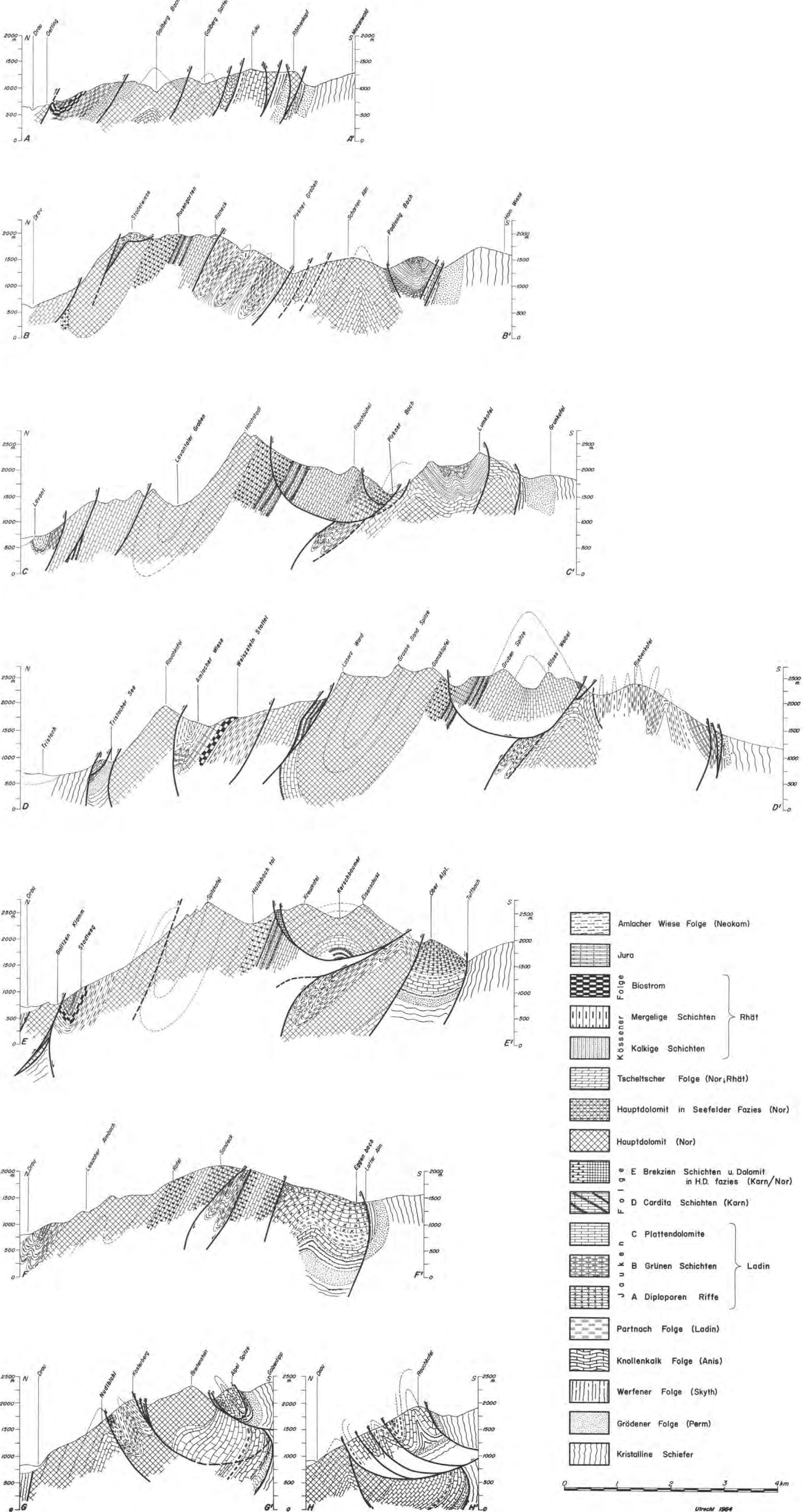


- ±±± Tonite des Tauern Fensters (Kretozisch?)
- ▨ Schieferhülle des Tauern Fensters
- ▩ Gesteine der Matrelerzone (Unter-Ostalpin)
- Kristalline Gesteine der Ostalpine Decken (Präpermisch)
- ▬ Mesozoische Sedimente des Drauzuges
- ▭ Mesozoische Sedimente der Süd-Alpen
- ▮ Tertiäre Tiefengesteine (Tonite)

PROFILE DER LIENZER DOLOMITEN

bearbeitet von RW.von Bemmelen und J.E.Meulenkamp

1964



- Amlacher Wiese Folge (Neokom)
- Jura
- Folge Biostrom
- Mergelige Schichten
- Kalkige Schichten
- Tscheltischer Folge (Nor; Rhät)
- Hauptdolomit in Seefelder Fazies (Nor)
- Hauptdolomit (Nor)
- E Brekzien Schichten u. Dolomit in H.D. fazies (Karn/Nor)
- D Cardita Schichten (Karn)
- C Plattendolomite
- B Grünen Schichten
- A Diploporen Riffe
- Partnach Folge (Ladin)
- Knollenkalk Folge (Anis)
- Werfener Folge (Skyth)
- Grödener Folge (Perm)
- Kristalline Schiefer



Utrecht 1964

