

Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten, 13. Band, 1962

MITTEILUNGEN

der Gesellschaft der
Geologie- und Bergbaustudenten
in Wien

13. Band, Wien 1962

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	13. Bd.	1962	Wien, Juli 1963
-------------------------------	---------	------	-----------------

Gedruckt mit Unterstützung der Stadt Wien aus den Mitteln des Kulturgröschens über Antrag des Notringes der wissenschaftlichen Verbände Österreichs und der Salzburger Landesregierung.

Alle Rechte vorbehalten

Für den Inhalt sind die Verfasser verantwortlich

Herausgeber, Eigentümer, Verleger: Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien. Schriftleitung: W. Frank. Alle Wien I, Universitätsstraße 7, Geologisches Institut der Universität Wien.

Prof. Dr. Leopold Kober
zum 80. Geburtstag gewidmet

Inhaltsverzeichnis

Alexander Tollmann:

- Hundert Jahre Geologisches Institut der Universität Wien
(1862—1962) mit Tafel 1, 2 7

Wolfgang Schlager:

- Zur Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten. (Mit einer
geologischen Farbkarte (Tafel 3) und Tafel 4, 5, 6 41

Friedrich Thalmann:

- Geologische Neuaufnahme des Kammzuges zwischen Mur-
und Zederhaustal (Bereich der peripheren Tauernschiefer-
hülle — Pennin) mit einer geologischen Farbkarte
(Tafel 7) und Tafel 8, 9, 10 121

Heinz Kollmann:

- Zur stratigraphischen Gliederung der Gosauschichten
von Gams mit 2 Tabellen im Text und Tafel 3 189

Alexander Tollmann:

- Tabelle des Paläozoikums der Ostalpen mit Tafel 11 213

- Nachruf für Gernot Gabl von Prof. Dr. E. Clar 127

Hundert Jahre Geologisches Institut der Universität Wien (1862 — 1962)

VON ALEXANDER TOLLMANN

Inhaltsverzeichnis

Einführung	9
Die Vorgeschichte des Geologischen Institutes der Universität Wien.....	10
Die Gründung des Geologischen Institutes, sein erster Höhepunkt und die Entwicklung der Wiener Schule	12
Eduard Sueß	13
Der Ausbau des Geologischen Institutes unter Eduard Sueß (1862—1901).....	16
Die Entstehung der „Wiener Schule“	20
Geologisches Institut und Wiener Schule unter Viktor Uhlig	24
Das Institut unter der Leitung von Franz Eduard Sueß	28
Der Zeitraum von 1937 bis 1945	30
Der Wiederaufbau des Geologischen Institutes unter Leopold Kober	31
Die jüngste Vergangenheit	35
Literatur	37
Spezialliteratur	37
Photonachweis	39
Nachwort	39

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	13. Bd.	1962	S. 1— 40	Wien, Juli 1963
-------------------------------	---------	------	----------	-----------------

Einführung

Wer sich in die heute geschichtlich gewordene Bedeutung der einzigartigen und universell schöpferischen Persönlichkeit des Wissenschaftlers, Organisators und Politikers Eduard SUESS versenkt, der trotz seiner beispiellos vielseitigen Tätigkeit im öffentlichen Leben für den Aufschwung der Naturwissenschaften an der Wiener Universität zu Ende des vorigen Jahrhunderts entscheidend mitbestimmend war, wer die vielfältige und doch so zielbewußt ausgerichtete, noch heute unmittelbar fortwirkende geologisch-paläontologische Forschungsrichtung von Viktor UHLIG verfolgt oder wer den zündenden, genialen Feuergeist von Leopold KOBER erleben durfte, der kann allein schon auf Grund dieser Beispiele die Vielfalt, Breite und Tiefe der geologisch-paläontologischen Leistungen der „Wiener Schule“ erahnen — einer Forschungsgemeinschaft, die wohl das markanteste Ergebnis der wissenschaftlichen Lehrtätigkeit von Eduard SUESS an dem von ihm vor nunmehr 100 Jahren gegründeten Geologischen Institut der Universität Wien darstellt.

Der 15. Oktober 1862 ist das Geburtsdatum dieses Geologischen Institutes. Auf einer im Verhältnis zu seinem Werk geringen materiellen Grundlage und unter ursprünglich sehr engen räumlichen Verhältnissen hatte E. SUESS den unerhört steilen Aufstieg des Geologischen Institutes und der daraus hervorgegangenen Wiener Schule in seiner langen und glücklichen Tätigkeit als Hochschullehrer von 88 Semestern erreicht. Die von ihm begründete vergleichend-synthetische Arbeitsrichtung wurde von seinen Nachfolgern am Geologischen Institut mit gleicher Kraft und mit weiterem bedeutendem Erfolg fortgeführt, obgleich durch die Weltkriege und lange Zeiten wirtschaftlicher Notlage manche alten Beziehungen zerstört und manche große Pläne unvollendet geblieben waren.

Die spezifische Eigenart der „Wiener Schule“, die auf der Basis der harmonischen Zusammenarbeit des Geologischen Institutes mit den Nachbarinstituten aufblühte, und die schon unter E. SUESS und V. UHLIG ihren Höhepunkt erlebt hat, besteht zunächst in der engen Verbindung der geologischen und paläontologischen Arbeitsrichtung — ursprünglich stets auch in jeder einzelnen Forscherpersönlichkeit selbst vereint und in der großräumigen bis weltweiten regionalen vergleichenden geologischen Forschung, die synthetisch-großtektonisches Arbeiten auf sauberer stratigraphischer und fazieller Basis erfordert. Der Wiener Boden hat die Entwicklung einer so fruchtbaren Arbeitsrichtung, die aus der glücklichen Verbindung von minutiöser Detailbeobachtung mit großräumiger Schau erwuchs, besonders begünstigt. So trug einer-

seits das geologisch so reichhaltige Hinterland der Stadt in der Monarchie, später in der Republik unmittelbar dazu bei, wird doch hier jeder Forscher durch die natürlichen faziellen und tektonischen Gegensätze zwischen mediterranem und außeralpinem Raum und die so prägnanten Unterschiede innerhalb der alpinen Zonen notwendig zu klarer Gliederung und vergleichender Arbeitsweise gedrängt. Andererseits aber bewirkte die Vielfalt des Volkstumes der Monarchie, deren schier unerschöpfliche Kräfte das Zentrum — die Donaumetropole — anzog, daß immer wieder Persönlichkeiten emporstiegen, die verschiedenste, sich ergänzende Anlagen vereinten, bei denen sich strengster Ordnungssinn und Sinn für die Bedeutung der Einzelheit mit Großzügigkeit der Gesamtaufassung und mit sicherem Blick für die „Leitlinien“ trafen. Die damalige neidlose Atmosphäre der Zusammenarbeit und gegenseitigen Förderung — ein Zeugnis wirklicher Persönlichkeiten — war für die rasche Entfaltung der „Wiener Schule“ ebenfalls von wesentlicher Bedeutung — wie E. SUESS selbst besonders betonte. Schließlich aber war auch zufolge der historischen Entwicklung gerade der richtige Zeitpunkt für die Entfaltung dieser Schule gegeben: Im Zusammenhang mit der wirtschaftlichen Umstellung ab der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts setzte der allgemeine und rapide Aufstieg der Naturwissenschaften ein und lag nun bald auf guter und moderner Grundlage erarbeitetes neues Beobachtungsmaterial in Fülle vor — die Geologische Reichsanstalt z. B. war bereits 1849 gegründet worden — das zu Zusammenfassung, zu Synthese aufforderte. Das Grundlagenmaterial war schon so gut gesichert, daß es in den Hauptzügen auch für künftige Zeiten gültig blieb, aber doch noch von einem Einzelnen im gesamten Umfang im großen überblickt werden konnte.

Die folgenden Ausführungen sollen den Werdegang des Geologischen Institutes und der Wiener Schule in großen Zügen vor Augen führen, daneben aber auch — soweit in diesem Bericht möglich — einige Einzelheiten über die Institutsentwicklung bringen.

Die Vorgeschichte des Geologischen Institutes der Universität Wien

Am 15. Oktober 1862 wurde mit der Ernennung von E. SUESS zum ordentlichen Professor für Geologie und der Zuweisung eines Lokales für Vorlesungen und für den Aufbau einer Sammlung innerhalb des alten Universitätsgebäudes der Grundstein gelegt für den raschen Aufstieg der geologischen Lehrkanzel der Wiener Universität, der in dieser Phase ausschließlich auf die Umsicht, Aktivität und Tatkraft von E. SUESS zurückgeht. Der geologisch-paläontologische Unterricht hat an der Wiener Universität keine lange Vorgeschichte. Bis zur Neuordnung der Universitätsverhältnisse nach dem Revolutionsjahr 1848 gab es hier keine Vor-

lesungen dieses Faches (Ak. Senat 1898, S. 306). Der 1826 als Professor an die Wiener Universität berufene Friedrich MOHS wendete sich erst später, nach seiner Lehrtätigkeit über systematische Mineralogie, der Geognosie zu. Auch an allen anderen Lehrkanzeln Österreichs war ja zu dieser Zeit ausschließlich die aus der Bergbaukunde hervorgegangene montanistisch-mineralogische Richtung vertreten (E. SUESS 1903, S. XVII).

Zu den ersten geologischen Vorlesungen an der Wiener Universität gehören jene von Pd. Philipp Ritter von HOLGER im Wintersemester 1849/50 (Dekanatsakt 1850/92). Seine zweistündige „Geognosie“ mußte HOLGER noch in seiner Privatwohnung, Stadt Nr. 146, vortragen. Vier Herren hatten sich zu seiner ersten, für maximal 15 Hörer bewilligten Vorlesung gemeldet. Auf sein in der Folge zweimal vorgebrachtes Ansuchen um Zuweisung einer geeigneten Universitätslokalität zur Abhaltung von Vorlesungen erlebte er schließlich eine schlimme Überraschung: Als Antwort erhielt er den Bescheid, daß er sich neuerlich zu habilitieren hätte und daher das Ansuchen um eine Lokalität vorderhand hinfällig sei (Dekanatsakt 1854/Zl. 222).

Schlagartig aber setzt nun fast gleichzeitig mit HOLGERS Vorlesungen eine Reihe anderer Lehrveranstaltungen der geologisch-paläontologischen Fachrichtung an der Universität Wien ein. Franz Xaver ZIPPE, der im Studienjahr 1849/50 (Dekanatsakt 169) zum Professor ernannt worden war, führte neben den rein mineralogischen Übungen, an denen im Studienjahr 1850/51 bereits 14 Studierende teilgenommen hatten (Dekanatsakt 759), regelmäßig die zweistündige „Geognosie“-Vorlesung durch, und zwar noch im naturgeschichtlichen Hörsaal des Akademischen Gymnasiums. Ein reicheres Programm umfaßten seit dem Studienjahr 1851/52 (Dekanatsakt Zl. 264 und 301) die Vorlesungen, Praktika und Exkursionen von Friedrich ZEKELI, der sich zu diesem Zeitpunkt hier habilitiert hatte. Allgemeine Geologie und Paläontologie und die speziellen geologisch-paläontologischen Verhältnisse des österreichischen Kaiserstaates wurden von ihm in den folgenden Jahren behandelt.

1855 habilitierte sich Karl PETERS für Petrographie und Paläontologie und hielt in der Folge bis in die Zeit des Bestandes des Geologischen Institutes verschiedene geologische Vorlesungen, teils an der Geologischen Reichsanstalt, teils an der Universität (Vorlesungsverzeichnisse). 1856 erhielt Ferdinand von HOCHSTETTER die *venia legendi* für Petrographie und Geognosie, kam aber durch seine Teilnahme an der Novara-Expedition nicht mehr zur Abhaltung von Vorlesungen an der Universität, sondern wurde nach Rückkehr von der Weltreise an die Technische Hochschule berufen. Eduard SUESS begann seine Lehrtätigkeit an der Wiener

Universität 1857 anlässlich seiner Ernennung zum a. o. Professor der Paläontologie, mußte allerdings zunächst die Vorlesungen in einem Souterrainlokal des „k.k. Hofmineralien Cabinets“ abhalten. Für ihn war die erste Professur für Paläontologie an der Wiener Universität errichtet worden. Für Geognosie war im gleichen Jahr Ferdinand Frh. v. RICHTHOFEN die *venia legendi* zugesprochen worden.

Die Gründung des Geologischen Institutes, sein erster Höhepunkt und die Entwicklung der Wiener Schule

Die frühe Errichtung des Geologischen Institutes an der Universität Wien, der ersten derartigen Lehrkanzel in Österreich, ist in hervorragendem Maß der Persönlichkeit von E. SUESS zu verdanken, der in der Folge nicht nur an der Entwicklung der Geologie, sondern am Aufschwung der gesamten naturwissenschaftlichen Richtung an der Wiener Universität im letzten Drittel des vorigen Jahrhunderts wesentlich Anteil hatte.

Eduard SUESS, der bei seinem Eintritt in die Lehrtätigkeit an der Universität Wien im Jahre 1857, noch bedeutende formale Schwierigkeiten zu überwinden hatte — nur seiner Persönlichkeit ist hier die Errichtung der ersten Professur für Paläontologie zu verdanken — wurde fünf Jahre später, bald nach Erscheinen seines ersten Buches über den Boden der Stadt Wien, am 24. 7. 1862 zum außerordentlichen Professor für Geologie ernannt und trat nun vom Hofmuseum an die Universität über. Die Gründung des Geologischen Institutes ist im Erlaß des Staatsministeriums vom 15. Oktober 1862, Zl. 10810/529 ausgesprochen: „In Würdigung der . . . geltend gemachten Gründe . . . hat man sich zu der Anordnung bestimmt gefunden, daß von den beiden Localen, welche zeitweilig von akademischen Vereinen, nämlich dem Gesangsvereine und dem Unterstützungsvereine benutzt worden sind, jenes welches hiezu am geeignetsten erscheint, zu Gunsten der genannten Lehrkanzel geräumt und dem Professor Eduard Suess als Vorlese- und Museumssaal zur Verfügung gestellt werde.“ Dieses erste Lokal, in dem das Geologische Institut untergebracht wurde, bestand aus zwei kleinen, einfenstrigen Kammern im alten Universitätsgebäude, für die Lehrsammlung waren nur zwei Schränke vorhanden.

Der erste, aber mißglückte Versuch zur Errichtung einer Lehrkanzel für Geologie und Paläontologie in Wien geht auf W. HAI-DINGER zurück, der sich in dieser Angelegenheit mit einer Eingabe am 30. Dezember 1850 an den Unterrichtsminister Graf Thun gewendet hatte.

Da der weitere Werdegang des Institutes jahrzehntelang ausschließlich durch die Persönlichkeit von E. SUESS bestimmt wurde, sei zunächst sein persönlicher Weg kurz skizziert.

Eduard Sueß

Eduard SUESS stammt väterlicherseits aus einer protestantischen Pastorenfamilie in Vogtland, Sachsen, mütterlicherseits aus der Prager Familie des Bankhauses Zdekauer. Er wurde am 20. August 1831 in London geboren und verbrachte dort seine ersten Lebensjahre, sodaß Englisch gleichsam seine zweite Muttersprache wurde. Er war zum Studium an der Technischen Hochschule bestimmt worden, begann sein Hochschulstudium in Prag und setzte in Wien 1846 fort. Seiner Neigung zur Naturwissenschaft aber folgend, widmete er sich am Naturhistorischen Museum in Wien, dem damaligen „Hofmineralien-Cabinet“, paläontologischen Studien. Seine erste Arbeit über böhmische Graptolithen war 1850 von V. HÄIDINGER, dem Direktor der Geologischen Reichsanstalt, in Druck gebracht worden, trotz der Angriffe BARRANDES, der sich in seinen Erfolgen geschmälert sah. 1852—1862 war SUESS am Hofmineralien-Cabinet beschäftigt. Der alten paläontologisch-stratigraphischen Tradition folgend, befaßte er sich in diesen ersten Jahren seiner wissenschaftlichen Tätigkeit mit paläontologischen Spezialarbeiten über Brachiopoden, tertiäre Landfaunen, fossile Säuger, mit der Systematik der Ammoniten und mit biologischen Fragen, die für die paläontologische Forschung wesentlich waren. Seine Lehrtätigkeit begann bereits in dieser Zeit. Berühmte Persönlichkeiten wie E. v. MOJSISOVICS, F. STOLICZKA, C. PAUL u. a. gehörten diesem ersten Interessentenkreis an.

Die Professur für Paläontologie an der Wiener Universität erlangte E. SUESS am 21. August 1857 nur durch unmittelbares Eingreifen von Unterrichtsminister Graf Thun auf Empfehlung Häidingers: Für die Habilitation bildete der Mangel des Doktorates eine unüberschreitbare formale Schranke, der Ernennung zum Professor hingegen stand nichts im Wege! Seine Vorlesungen fanden damals noch, wie erwähnt, im Souterrain des Naturhistorischen Museums statt, Vorteil bot naturgemäß die Möglichkeit, die reiche Museums-Sammlung im Unterricht zu benützen. Aber auch schon vor 1862 wurden von SUESS im alten Universitätsgebäude Vorlesungen abgehalten.

Den weiteren Werdegang von E. SUESS bestimmte im folgenden unter anderem die intensive Beschäftigung mit dem „Boden der Stadt Wien“, über welches Thema 1862 sein erstes Buch erschien. Damals waren ja gerade durch das die alte Befestigung sprengende Wachstum der Stadt einmalige Aufschlüsse geschaffen worden. SUESS aber hatte sich über den rein wissenschaftlichen Fragenkreis hinaus mit dem Problem der Wasserversorgung der Stadt befaßt und wurde in der Folge zum Initiator der großangelegten, für die Wasserversorgung der Großstädte vorbildlichen Hoch-

quellenleitung. Mit dieser Arbeitsrichtung eröffnete sich neben seiner wissenschaftlichen Laufbahn ein zweites, von ihm selbst in seinen „Memoiren“ noch mehr in den Vordergrund gerücktes Betätigungsfeld, nämlich sein Wirken im öffentlichen Leben. 1863 wurde er in den Wiener Gemeinderat gewählt, 1869 in den niederösterreichischen Landtag, 1873—1891 schließlich war er im Parlament als führender Politiker der Liberalen, als glänzender, von allen Seiten geachteter Redner und Organisator tätig, der nicht nur bei der Schulgesetzgebung wesentlich mitwirkend war. In den denkwürdigsten Redeschlachten des österreichischen Abgeordnetenhauses führte SUESS die parlamentarischen Debatten zu ungewöhnlichen Höhen.

Trotz der enormen, verschiedenartigsten Beanspruchung bewältigte E. SUESS alle Aufgaben gleichermaßen spielend, ohne Hast und in größter Gründlichkeit. Th. FUCHS schreibt (1906, S. 2) über seine erstaunliche Arbeitskraft: „Wo SUESS während seiner Tätigkeit für Gemeinderat, Landtag und Reichstag die Zeit für wissenschaftliche Arbeit hernahm, erscheint rätselhaft: Man merkte ihm noch dazu die Vielbeschäftigung nie an. Er war nie in Eile, sah nie erschöpft aus, er hatte für jedermann Zeit und Muße, antwortete auf Post stets umgehendst.“

In seiner geologischen Arbeitsrichtung zeigt sich eine geradlinige Entwicklung. Der Boden der Stadt Wien und des Wiener Beckens war zunächst für seine Untersuchungen und Exkursionen vielfältige Grundlage. Bald aber löste sich der Weg über mesozoische und paläozoische stratigraphische Forschungen zur Frage des tektonischen Baues der Alpen, der Gebirge im allgemeinen, schließlich zu einer wirklichen Gesamtschau der Geschichte der Erdkrinde. Anstoß zur Alpengeologie gab bereits die 1853 für das Alpenprofil von Fr. v. HAUER durchgeführte Untersuchung im Teilstück des Dachstein, von dessen landschaftlicher Schönheit SUESS tief bewegt war. Unübertroffene Detailstudien stammen aus der Anfangszeit seiner Alpenforschung: In der Osterhorngruppe z. B. hatte er mit MOJSISOVICS gemeinsam ein 400m mächtiges Schichtpaket in 179 Schichthorizonte aufgliedert.

Die Erfahrung seiner alpinen Studien und Exkursionen faßte SUESS in der 1873 der Akademie der Wissenschaften vorgelegten Studie über „die Entstehung der Alpen“ zusammen, die 1875 in Buchform erschien. Diese vielbeachtete Arbeit zeigt eindringlich die große synthetische Begabung von E. SUESS. Die scharfen Gegensätze zwischen außeralpin und alpin, die deutlichen Unterschiede der Fazieszonen etwa am Beispiel Flysch und Gosau, vor allem aber die für den Gebirgsbau der Alpen so entscheidende Bedeutung der tangentialen Bewegung — hier als einseitiger Schub

gedeutet — werden in dieser Art erstmalig klargestellt. Gegenüber den bis dahin letztlich noch immer gültigen Auffassungen von Leopold von BUCH und Elie de BEAUMONT ist dies der erste entscheidende Schritt vorwärts, noch drei Jahre vor dem Werk Albert HEIMs über den „Mechanismus der Gebirgsbildung“, entscheidend für die Entwicklung der Deckenlehre.

Zugleich aber hatte E. SUESS, geschult durch die vergleichende Forschung in den Ostalpen, Interesse gefunden, sein Augenmerk mit der gleichen Arbeitsmethode auf die großen strukturellen Gemeinsamkeiten und Gegensätze im Baubild Europas, schließlich der gesamten Erdoberfläche zu richten. Unmittelbar nach Abschluß dieser ersten modernen Alpensynthese reift sein Plan, die Züge im gesamten „Antlitz der Erde“ unter einem Blickwinkel zu erfassen, in einem fundamentalen Werk darzustellen, und er befürchtet nur, daß seine Lebenszeit für diese immense Arbeit nicht mehr ausreiche. Als schließlich das von 1883—1909 in fünf Teilen (3 Bänden) erschienene Werk abgeschlossen vorlag, hatte SUESS nicht nur die erste derartige Monographie über die Struktur der gesamten Erdoberfläche geschaffen, sondern die Unzahl an Einzelheiten war darin bereits auf der Basis seiner neuen, schöpferischen Idee mit der Methode der vergleichenden Tektonik zusammengefügt worden. Die Trennung der Alpen, Varisciden, Kaledoniden und präkambrischen Gebirgsbildungszyklen war durchgeführt und regional verwertet worden; die Entwicklung des von SUESS als „Tethys“ bezeichneten Mittelmeeres des alpidischen Zyklusses war im einzelnen liebevoll verfolgt worden; die Trans- und Regressionen waren neu erklärt, das Schicksal der alten Schollen der Erdkruste klargelegt worden. Das Werk, das ins Englische, Französische und Italienische übersetzt worden war, ist das gigantischste wissenschaftliche Monument einer Einzelpersönlichkeit. SUESS ist nicht nur der Schöpfer der modernen Tektonik, er hat die Geologen seiner Zeit wie kein anderer in Bann gehalten, hat die Arbeitsrichtung dieser Wissenschaft entscheidend beeinflußt. Durch ihn drang, wie V. UHLIG (1902, S. 220) ausdrückte, der Ruhm der österreichischen Naturforschung in alle zivilisierten Länder der Erde.

Aber mit all den skizzenhaft angedeuteten Schaffensbereichen sind die Leistungen von E. SUESS noch immer erst zum Teil erfaßt. In immer weitere Bereiche sehen wir ihn vorstoßen. Bei währungspolitischen Fragen ist er mitbestimmend. Sein Werk „Die Zukunft des Silbers“, das 1892 — als Ergänzung zu dem 1877 herausgebrachten Buch „Die Zukunft des Goldes“ — erschien, wird ins Englische übersetzt. Voluminöse Stoffsammlungen und handschriftliche Entwürfe über dieses Thema liegen im Archiv des Geologischen Institutes. Für die Österreichische Akademie der Wissenschaften, der SUESS seit seinem 29. Lebensjahr angehört

(1860 als korrespond. Mitglied, 1867 als wirkl. Mitglied), bedeutet seine Mittätigkeit und schließlich seine Leitung (1898—1911 Präsident der Akademie) eine Glanzzeit, gekennzeichnet durch bedeutende wissenschaftliche Unternehmungen sowie — im Zusammenhang mit dieser Aktivität — auch durch wiederholte große Zuwendungen, wie die über eine Million Gulden umfassende Erbschaft Treitl, die Erbschaft Czermak u. a. (E. v. BÖHM-BAWERK, Mitt. Geol. Ges. Wien, 7, S. 3). SUESS erreichte schließlich auch die von ihm lange angestrebte weltweite Vereinigung der Akademien in einer internationalen Assoziation, deren erste Tagung in Wien stattfand — durch den Weltkrieg waren diese Bindungen später wieder zerstört worden.

Über die von ihm aber als ehrenvollste Aufgabe betrachtete Tätigkeit, nämlich über sein Wirken als Universitätsprofessor und über die Gründung der Wiener Schule soll im folgenden bei Besprechung des Aufstieges des Geologischen Institutes referiert werden.

Der Ausbau des Geologischen Institutes unter Eduard SUESS (1862—1901)

Die Existenz des Institutes begann, wie erwähnt, mit der Zuteilung eines Lokales innerhalb der Alten Universität im Oktober 1862. Die besonders durch das rasche Wachstum der Sammlung begründete wiederholte Verlagerung des Institutes erfahren wir aus einem Schreiben vom 1. Oktober 1885 von E. SUESS selbst (Inst. Archiv):

„Als ich vor nun 28 Jahren zum Professor ernannt wurde, wies man mir keine Dotation und kein Locale an und ich war darauf angewiesen in den Souterrain-Localitäten des k. k. Hofminer. Cabinets meine Vorlesungen zu eröffnen, wo mir . . . die reiche Sammlung des k. k. Hofminer. Cabinets zur Verfügung stand. Die Zahl der Zuhörer vermehrte sich und fünf Jahre später, als ich die Stellung am k. k. Hofmuseum verließ, erhielt ich ein sehr kleines aber ein selbständiges Locale im alten Universitätsgebäude, zwei alte Schränke und eine Dotation von 300 fl. Die Tätigkeit dieser Lehrkanzel fand aber noch weitere Anerkennung und Zuspruch und abermals 5 Jahre später wurde ich zum Ordinarius ernannt. Beiläufig um dieselbe Zeit wurden mir die ehemaligen Turn-Localitäten im alten Univ. Gebäude angewiesen, in welchen die Sammlung bis zu ihrer Übersiedlung in das neue Univ. Gebäude, d. i. durch beiläufig 18 Jahre geblieben ist. Dort bestanden die Localitäten aus einem Sammlungs-Saal und einem Hörsaale, welcher letzterer auch Doubletten-Kästen enthielt und einer Kammer für den Professor.“ Wirkliche Entfaltungsmöglichkeit aber bot erst in der Neuen Universität am Ring „das neue Locale, daß außer dem

Hörsäle 4 große Sammlungssäle und 6 Arbeits- und Doublettenräume enthält“.

Die Übersiedlung in die am 11. Oktober 1884 eingeweihte Neue Universität sollte am 1. Oktober 1883 programmgemäß ausgeführt sein. Aber erst am 26. 9. 1884 war es möglich, mit der Übersiedlung zu beginnen. Die hohen Kosten der Neueinrichtung dieses Institutes (ohne Hörsaal auf 12.700 Gulden projektiert) hatten zur Folge, daß zunächst nur zwei der vier großen Sammlungssäle eingerichtet wurden, die restliche Einrichtung erst einige Jahre später bewilligt wurde.

Ein besonderes Anliegen von E. SUESS war der Aufbau und Ausbau der Lehrsammlung des Institutes, für die er auch aus eigenem größere Beträge aufwendete. Vom Anbeginn an entfaltete er für das Zustandekommen der später so vorbildlichen Sammlung eine enorme Aktivität. Der ihm zugedachte Grundstock der aufzubauenen Sammlung, nämlich die vom Staatsministerium anlässlich der Institutseröffnung von Prof. Rudolf KNER, Akademisches Gymnasium, um 1100 Gulden angekaufte Sammlung, wurde von Prof. KNER trotz mehrfachen Ansuchens von E. SUESS offenbar nicht herausgegeben, wie sein Schreiben vom 6. 3. 1863 an das Ministerium zeigt (Inst. Archiv). Die namentlich zur Vergrößerung der Sammlung verwendeten Dotationen betragen anfangs 500 fl pro Jahr später 600 fl, ab 1885 im Neuen Institut 800 fl (= 1600 Kronen ab 1900). Hinzu kamen Sonderdotationen. Seit der Institutsgründung aber liefen durch die Bemühungen von E. SUESS Geschenksendungen in großer Zahl aus aller Welt ein: Gegenüber 472 angekauften Stücken im ersten Bestandsjahr wurden 1381 Nummern als Geschenk verzeichnet. Von den kostbaren Erwerbungen für das Institut seien zur Information über die damaligen Preise einige Beispiele von den noch jetzt aufgestellten Stücken erwähnt: Ein Teleosaurus wurde (1868) um 35 fl 40 kr erstanden, zwei Ichthyosaurier (1870) um 33,18 fl und ein weiteres Exemplar um 48,07 fl; der Ichthyosaurierkopf (1871) um 20,34 fl, ein großes Crioceras emericum um 500 Mark (1900). Für die Schwabenau-Sammlung mit 1934 Nummern aus dem Gebiet der Monarchie, darunter den Säugetieren von Baltavar in Ungarn, die 1874 erworben wurde, wurden 900 fl bezahlt. Mit dem steigenden Ansehen von E. SUESS und seiner Schule gelang es, immer weitere große Sammlungen als Geschenk für das Institut zu erwerben. 1866 wurde eine Sammlung mit 405 Stücken, die von der Geologischen Reichsanstalt bei der landwirtschaftlichen Ausstellung im Prater zur Schau gestellt waren, dem Institut übergeben. Im gleichen Jahr kam das Pinacoceras metternicum aus Hallein im Wert von 100 fl als Geschenk an das Institut. 1872 beschloß der Gemeinderat der Stadt Wien, die beim Bau der Hochquellenleitung aufgefundenen Fossilien dem Geologischen

Institut abzutreten. Im nächsten Jahr kam die wertvolle Sammlung mit den sarmatischen Seesäugetieren aus dem Vermächtnis des Kommissär Letocha als Geschenk in den Besitz des Institutes. 1880 erhielt das Institut die auf der Gewerbeausstellung gezeigte Mineralsammlung der Staats-Montanwerke. Erst nach der Übersiedlung in das Gebäude der Neuen Universität war endlich der bis dahin ständig drückende Platzmangel beseitigt.

Spiegeln bereits diese Angaben über Institutsgröße und über die Sammlung das rasche Anwachsen des Geologischen Institutes wider, so ist natürlich in erster Linie im Lehrbetrieb, in der Art und Zahl der Vorlesungen, der Art der Exkursionen, in der Zahl der Studierenden und in den hier ausgebildeten Persönlichkeiten die Zunahme der Bedeutung des Institutes zu erkennen. Einen unmittelbaren Eindruck von E. SUESS' Lehrtätigkeit aus der Frühzeit gibt eine Darstellung eines seiner ältesten Schüler, Th. FUCHS, der im November 1861, also noch vor der Institutsgründung, durch Zufall — um die Zeit bis zur Vorlesung von UNGER abzuwarten — in eine paläontologische Vorlesung von SUESS kam und so beeindruckt war, daß er sich auf der Stelle zum weiteren Studium bei E. SUESS entschloß. Th. FUCHS berichtete darüber (1906, S. 1): „Es war ein trüber Saal, fast leer und nur in den ersten Bänken saß beiläufig ein halbes Dutzend Herren, von denen aber mehrere augenscheinlich nicht den Studentenkreisen angehörten. . . . nach einiger Zeit erschien der junge Dozent, ein schlanker Mann in schlichter Kleidung, in der Hand einen etwas zweifelhaften Zylinder, in nachlässiger Haltung, vorgebeugt, schmalbrüstig, mit eingefallenen Wangen und trüben Augen. Er stieg auf den Katheder, setzte sich, senkte wie ermüdet den Kopf und begann dann zu sprechen. Die Stimme klang matt und umschleiert. Doch bald änderte sich das Bild. Die Stimme hob sich, sie wurde eindringlich und energisch. Der Mann trat an die Tafel und zeichnete den Schulp eines Tintenfisches. Es ist dies im Grunde ein sehr einfaches Ding, aber die Art und Weise, wie er zeichnete, die spielende Sicherheit, mit der er scheinbar ganz mechanisch den Gegenstand so charakteristisch auf die Tafel warf, machte mich perplex, ich hatte etwas derartiges noch nicht gesehen. Und nun ging es so weiter, die Schlawheit war gewichen, die ganze Gestalt schien zu wachsen, die Rede war fest und bestimmt, und als er geschlossen, war ich ganz in seinem Bann.“

Mit ein Grund für die Unmittelbarkeit der Darstellung von E. SUESS war der Umstand, daß er gerade immer jene Probleme vortrug, die seine eigenen Gedanken bewegten. „Die landläufige elementare Geologie zu lehren, konnte er sich allerdings nie recht entschließen. Er las fast immer über Materien, die ihn selbst gerade beschäftigten, und die Reihenfolge seiner Kollegien gibt ein ge-

treues Spiegelbild seiner inneren Entwicklung.“ (Th. FUCHS 1906, S. 3). Seine Antrittsvorlesung am 9. Oktober 1857 als Professor der Paläontologie „über das Wesen und den Nutzen paläontologischer Studien“ war durch die gedankliche Bindung an die Zoologie bereits von modernem Geist erfüllt. Im Gründungsjahr des Institutes trägt SUESS unter anderem „über den geologischen Bau der Niederung von Wien“ vor, es folgen dann zunächst noch zahlreiche stratigraphisch-paläontologische Vorlesungen, später mehr und mehr Themen über regionale Geologie, schließlich über „das Antlitz der Erde“. Auch bei den Exkursionen folgen auf die Lehrwanderungen in der Umgebung von Wien aus der Frühzeit später Führungen in die Alpen, schließlich nach Italien und bis Sizilien. Umsichtig wird die erste große Italienexkursion 1878 vorbereitet (Akten des Inst. Archivs).

Während im ersten Dezenium (bis 1870) die Vorlesungen am Geologischen Institut ausschließlich von E. SUESS abgehalten wurden und Prof. C. PETERS nur zusätzlich an der Geologischen Reichsanstalt über Geologie von Österreich und am Museum über allgemeine Geologie las, wurde das Programm an Lehrveranstaltungen in der Folge mehr und mehr bereichert: Edmund von MOJSISOVICS habilitierte sich 1871 für Geologie, 1875 hatte Cornelius DOELTER die *venia legendi* für Geologie erhalten, schlug aber bald die petrographische Richtung ein. Eduard REYER und Alexander BITTNER habilitierten sich 1876 und hielten in der Folge regelmäßig ihre Vorlesungen. Später folgten die stratigraphischen Kollegien von Franz WÄHNER (Dozentur 1885) und jene von Carl DIENER (*venia legendi* 1893 von Geographie auf Geologie übertragen), von Theodor FUCHS (habilitiert für Paläontologie schon seit 1871). Im letzten Jahrzehnt vor der Jahrhundertwende schließlich kamen noch die Vorlesungen von Franz Eduard SUESS (1898 habilitiert) und Franz KOSSMAT (Habilitation für Geologie 1900) hinzu. So bestand gegen die Jahrhundertwende hin schließlich neben den Kollegien von E. SUESS noch eine Fülle von Spezialvorlesungen und weiteren Hauptvorlesungen von theoretischer bis zur praktischen Geologie, von alpiner und außeralpiner regionaler Geologie, von stratigraphischen, faziellen und sedimentologischen bis zu hydrogeologischen Vorlesungen. Unmittelbar nach Gründung der Lehrkanzel war (ab 1863) das „Conservatorium“ eingeführt worden, ein jeden Samstag abgehaltener Diskussionsabend über die Fortschritte der Geologie unter Beteiligung aller Institutsangehörigen. Seit E. v. MOJSISOVICS gab es Vorlesungen über Methoden der Geologie und über „Mappieren“. In jedem Studienjahr, häufig während der Osterferien, wurden große Exkursionen durchgeführt. In den Hauptvorlesungen von E. SUESS fanden sich in der Glanzzeit der Geologischen Lehrkanzel um die Jahrhundertwen-

de rund 80 Hörer ein. Als E. SUESS 1901 von der Lehrkanzel abtrat, lasen außer dem Ordinarius 2 Extraordinarii und 3 Privatdozenten allein am Geologischen Institut (E. SUESS, Dekanatsakt 1901/Zl. 1951).

Aber SUESS hatte nicht nur für einen großen Lehrkörper am eigenen Institut gesorgt. Als er 1867 zum ordentlichen Professor der Geologie ernannt wurde, waren seine Bestrebungen auf die Errichtung einer selbständigen paläontologischen Lehrkanzel gerichtet. 1873 gelang die Schaffung des Paläontologischen Lehrstuhles, der durch Melchior NEUMAYR besetzt wurde. Wilhelm WAAGEN war dessen Nachfolger von 1890—1900.

Die Entstehung der „Wiener Schule“

Gediegene und universelle Ausbildung und von Begeisterung getragenes planmäßiges und zielbewußtes Forschen — das waren die Fundamente, die E. SUESS seinen Schülern vermittelte. Das war die Grundlage des durchschlagenden Erfolges nicht nur der Arbeit des Meisters, sondern auch für die Weltgeltung der gesamten Arbeitsrichtung der „Wiener Schule“, wie sehr bald der Kreis von Forschern, der aus der Schule von E. SUESS und ab NEUMAYR auch aus dem Paläontologischen Institut hervorging, genannt wurde. Eine Arbeitsrichtung, zunächst ohne greifbare Voraussetzungen und ohne sichtbaren Anstoß von E. SUESS begonnen, war zum Leitgedanken einer Schule geworden. „Streng genommen ist Suess niemandes Schüler gewesen, weder in der Paläontologie, noch später in der Geologie. Er hat eine Schule gegründet, ohne aus einer solchen hervorgegangen zu sein“ schrieb C. DIENER 1914, S. 11.

Fast durchwegs gingen erstrangige Wissenschaftler aus den Reihen der Schüler von E. SUESS hervor. Das Vorbild in seiner Persönlichkeit, aber auch der Umstand, daß SUESS nur jene Schüler aufnahm, die aus innerster Berufung kamen, waren Ursache für den durchschlagenden Erfolg, lassen uns die lange Liste heute klingender Namen seiner Schüler verstehen. Unter seinen frühesten Schülern in den 60-er Jahren finden wir Theodor FUCHS, C. L. GRIESBACH, Felix KARRER, Franz TOULA, Hanns HÖFER. Aus der langen Reihe der Dissertanten der späteren Zeit der Lehr-tätigkeit von SUESS seien wenigstens folgende, später an der Geologischen Reichsanstalt, im Institut, im Museum, an der Technischen Hochschule und an zahllosen anderen in- und ausländischen geologischen Forschungsstätten tätige Geologen namentlich erwähnt: Alexander BITTNER (Dissertation 1875 approbiert), Viktor UHLIG (1878), Franz WÄHNER (1879), Franz NOE (1881), Gejza v. BUKOWSKI (1881), Gustav v. ARTHABER (1891), Franz KOSSMAT (1894), Karl REDLICH (1895), Egbert v. HOCH-

STETTER (1896), Albrecht KRAFFT (1897), Franz SCHAFFER (1899), Othenio ABEL (1899), Lukas WAAGEN (1901).

Worin besteht das Wesen der Wiener Schule, worin lagen ihre spezifischen Leistungen, was war mitbestimmend für das Zustandekommen eines solchen eng verbundenen Kreises von Wissenschaftlern am Geologischen Institut und den Nachbarinstitutionen? Die entscheidenden Faktoren hierfür hat bereits E. SUESS selbst, Schöpfer und Seele der Wiener Schule, hervorgehoben (Dekanatsakt 1901/Zl. 1951): „Die Besonderheit der Wiener Schule besteht darin, daß sie über die Grenzen der allgemeinen Prinzipien der Geologie hinaus auch die topische Geologie, d. i. die Beschreibung und Vergleichung des Baues der einzelnen Landstriche und der ganzen Erdoberfläche pflegt. Diese Besonderheit sollte erhalten bleiben.“ Daneben wurde von E. SUESS vor allem die damals herrschende enge Verbindung von geologischer und paläontologischer Arbeitsrichtung besonders hervorgehoben. Mit ein Grund, warum gerade in Wien diese vergleichend-regionalgeologische Arbeitsrichtung entstand, war die zentrale Lage der Stadt Wien selbst im Schnittpunkt und im Zentrum der verschiedensten geologischen Großräume und die Funktion Wiens als geistiges Zentrum bei der Vielfalt der Völker des Großstaates. Das rapide Emporwachsen der gesamten Naturwissenschaft stand damals noch im Zeichen der unmittelbaren befruchtenden Zusammenarbeit aller Nachbarwissenschaften, wobei SUESS schreiben konnte, daß die Vertreter der verwandten Fächer für die ganze Zeit der gemeinsamen Tätigkeit ihn mit einer nie auch nur einen Tag getrübbten Einigkeit und Übereinstimmung der Bestrebungen umgeben haben.

Allein schon durch die geographische Ausdehnung der Monarchie gegen Südosten war der Blick von Anfang an auch in dieser Richtung gewendet. Systematische Forschung am Balkan, in Griechenland, stand in der Arbeitsrichtung ab 1875 voran. Damals wurde von SUESS das Arbeitsprogramm für die Erforschung Griechenlands und die europäische Türkei ausgearbeitet und mit NEUMAYRS Konzept über die systematische Neukartierung Nordgriechenlands koordiniert. An der gemeinsamen Aktion, die in Griechenland Prof. NEUMAYR selbst betreute, nahmen F. TELLER und A. BITTNER als Leiter weiterer „Sektionen“ teil. 2600 fl. waren hierfür im ersten Jahr, bereits 6000 fl. im folgenden vom Ministerium bewilligt worden. Eine Fülle von Publikationen, besonders in den Denkschriften der Österr. Akademie der Wissenschaften aus den Jahren 1878—1880 zeugt von den reichen Ergebnissen dieser Untersuchungen (vgl. F. TOULA 1903). Mit der tektonischen Karte von Griechenland und einem Überblick über die ägäischen Küstenländer von A. BITTNER, M. NEUMAYR & F. TELLER schließt 1880 diese Phase der Balkanforschung fürs Erste.

Mit bedeutendem Erfolg und mit großer Energie wurde ferner von Wien aus die Himalaya-Forschung in Indien betrieben. Bereits in den 60-er Jahren des vorigen Jahrhunderts war F. STOLICZKA im Himalaya tätig, ab 1879 hat C. L. GRIESBACH dort Pionierarbeit geleistet. Später war Albrecht KRAFFT v. DELLMENSINGEN vom Geological Survey of India berufen worden. 1891 wendete sich die Direktion des Survey wegen Bestimmung des paläontologischen Materials aus dem Himalaya an E. SUESS. Zur genaueren Kenntnis der Fundpunkte und für weitere Aufsammlungen startete bereits im nächsten Jahr C. DIENER zu einer durch die österreichische Akademie der Wissenschaften subventionierten Expedition, die unter Teilnahme von C. L. GRIESBACH und C. S. MIDDLEMISS im Zentralhimalaya bis auf tibetanisches Gebiet vorstieß und reiche Ausbeute mitbrachte (C. DIENER 1895, S. 534). In der Folge wurde durch die Wiener Schule das indische Fossilmaterial monographisch bearbeitet, Band für Band der Palaeontologia Indica um die Jahrhundertwende bringt die Ergebnisse, die durch Zusammenarbeit von führenden österreichischen Paläontologen in der Zeit SUESS, DIENER und UHLIG erzielt wurden: Der Hauptanteil wurde von C. DIENER, dem Nachfolger von V. UHLIG am Paläontologischen Institut, bewältigt. Permokarbon, Skyth und Mitteltrias waren von C. DIENER unter Beteiligung von A. KRAFFT, die Obertrias von E. v. MOJSISOVICS und A. BITTNER, der Jura von V. UHLIG behandelt worden. Die Anerkennung der österreichischen Forscher in Indien geht unter anderem auch daraus hervor, daß C. GRIESBACH schließlich sogar zum Direktor des Geological Survey of India ernannt wurde — ganz gegen die Gepflogenheit der englischen Behörden, Ausländer nicht an leitende Stellen zu berufen.

An die Opfer, die in dieser Pionierzeit die Wiener Schule brachte, erinnerte bis jetzt eine Reihe von Gedenktafeln und Büsten im Geologischen Institut: 1874 war der einstige Schüler des Wiener Geologischen Institutes Ferdinand STOLICZKA auf einer Expedition am Karakorumpaß an Erschöpfung gestorben. Am 25. September 1894 wurde der aus Dortmund stammende, in Wien bei SUESS und NEUMAYR ausgebildete Carl LENT, ein Wissenschaftler mit hervorragenden Qualitäten, bei geologischen Forschungen am Kilimandjaro von den Eingeborenen des Rombo-Stammes im 27. Lebensjahr zusammen mit dem Zoologen KRETSCHMER und 7 Negern getötet (Brief von Lents Vater, Archiv Geol. Inst.). 1896 kam Heinrich FOULLON v. Norbeek, der 1879—1880 am Institut studiert hatte, auf einer geologischen Expedition auf der Salomoninsel Guadalcanar im Kampf mit den Eingeborenen im Alter von 46 Jahren um. Durch Überanstrengung bei der Vorbereitung für eine zweite Expedition nach dem südlichen Oman, die noch im

gleichen Jahr wie die erste Expedition im Auftrage des Geological Survey of India stattfinden sollte, starb Albrecht KRAFFT von Dellmensingen am 22. September 1901 in Calcutta. KRAFFT, Schüler und einstiger Assistent von E. SUESS, hatte nach seiner Zentralasienexpedition seit 1898 für die indische geologische Landesanstalt im Himalaya gearbeitet.

Die Besonderheit der Wiener Schule lag in diesem Zeitraum in der intensiven Pflege der regionalen Geologie. Unmittelbare Folge dieser und der eng damit verbundenen faziell-paläontologischen Arbeitsrichtung war der Kontakt mit den verschiedensten, besonders südosteuropäischen und asiatischen Forschungsstellen. E. SUESS wies in seinen Ausführungen anlässlich der Wiederbesetzung der Lehrkanzel (Dekanatsakt 1901/Zl. 1951) vor allem auch auf diese Bedeutung des Wiener Institutes hin, in dem damals die umfangreichen Fossilsendungen aus dem hohen Norden Rußlands, von der Geologischen Kommission für den Bau der sibirischen Eisenbahn, aus verschiedenen Teilen Asiens, von den Forschungsreisen aus Tibet usf. zur Bestimmung lagen. Damals lagerten gerade die großen indischen Sammlungen aus dem Himalaya in den Laden des Institutes, die die Landesanstalt in Kalkutta dem Wiener Institut zur Bearbeitung anvertraut hatte.

Eine eigene, repräsentative Zeitschrift, deren Leitung schließlich ganz in Händen der Vorstände des Paläontologischen und Geologischen Institutes der Wiener Universität lag, erschien seit 1880. Zunächst wurde sie von E. v. MOJSISOVICS und M. NEUMAYR unter der Bezeichnung „Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns und des Orientes“ herausgebracht, ab 1895 unter der Leitung von W. WAAGEN unter dem Titel „Beiträge zur Paläontologie und Geologie Öst.-Ung. und des Orientes“. In der Folge wirkten V. UHLIG, C. DIENER, G. v. ARTHABER und F. E. SUESS als Schriftleiter.

Vor Ende des Sommer-Semesters 1901 entschied sich E. SUESS im 70. Lebensjahr, nach 88 Semestern ununterbrochener Lehrtätigkeit, von der Leitung des Geologischen Institutes zurückzutreten. Aus diesem Anlaß wurde ihm zu Ehren die Eduard Sueß-Stiftung in der Höhe von rund 40.000 Kronen errichtet, aus deren Erträgen jährlich Stipendien zur Finanzierung von Reisen und Forschungen den Studierenden des Institutes verliehen werden konnten. Die Stiftungsfeier gestaltete sich zu einer grandiosen Sympathiekundgebung für den in aller Welt geehrten großen Meister, der „selbst auf der Höhe wissenschaftlichen Ruhmes, äußeren Ehren und Auszeichnungen abhold, stets der schlichte, mit unermüdlichem Eifer und liebevoller Sorgfalt seinen Lehrberuf ergebene Gelehrte geblieben war, dem die Stellung als Universitätsprofessor seit jeher als höchster Ehrentitel galt“ (V. UHLIG, 1902, S. 220).

Die Flut von Glückwunschtelegrammen, die heute noch im Institutsarchiv liegen, zeigt die Verbundenheit der Führenden der gesamten Fachwelt mit Eduard SUESS. „Immer und überall in allen Teilen des Antlitz der Erde erinnere ich mich der Freundlichkeit des großen Meisters“ kabela Prof. Karl BOGDANOWITSCH aus Petersburg — um nur ein Beispiel zu nennen — „seine schöpferischen Gedanken sind Leitlinien für unsere schwachen Anstrengungen, seine Schüler sind allenthalben, manches Herz schlägt lebhafter am heutigen Tage zu Ehren von Eduard Sueß, des Führers der Männer, welche seinem Ruf unermüdet und neidlos wie Brüder nach der Erfassung der Tatsachen und der Gesetze der Natur zu streben folgen.“

Geologisches Institut und Wiener Schule unter Viktor Uhlig

Am 1. Oktober 1901 übernahm Viktor UHLIG die Leitung des Geologischen Institutes. SUESS hatte ihn am 8. 6. 1901 ohne Terno-vorschlag als Nachfolger nominiert, was von den übrigen Mitgliedern der Kommission mit vollster Zustimmung angenommen wurde. UHLIG trat seine neue Funktion mit Begeisterung an, obgleich er erst kurz zuvor die Lehrkanzel für Paläontologie nach W. WAAGEN übernommen hatte, die er übrigens noch bis zum Sommer-Semester 1904 daneben weiterführte. Zeit seines Lebens war es für UHLIG die höchste Ehre, die Stelle als Nachfolger von E. SUESS erfüllen zu dürfen (O. AMPFERER, 1911, S. 211). Und V. UHLIG war tatsächlich dazu berufen, das gewaltige Erbe in der ganzen Breite fortzuführen. Zu seinen Lebzeiten hielt die glänzende Epoche der Wiener Schule ohne Unterbrechung an, wurden die weit verzweigten Verbindungen erhalten und vertieft, wurden monumentale wissenschaftliche Leistungen erzielt, wurde eine nächste Generation führender Geologen herangebildet. Wiederum waren in einer charakterlich höchststehenden edlen Persönlichkeit Ideenreichtum, unerschöpfliche Arbeitskraft, gespeist vom Drang nach Erkenntnis, äußerste Gründlichkeit in der Detailforschung und Fähigkeit zu Abstraktion, zu Synthese vereint. Wiederum wurde paläontologische und geologische Forschung als untrennbares Ganzes betrieben.

V. UHLIG war 1857 in Karlshütte in Schlesien geboren worden. Das 1874 in Graz bei C. PETERS begonnene Studium vollendete UHLIG in Wien bei SUESS und NEUMAYR. Ähnlich wie bei E. SUESS begann seine wissenschaftliche Laufbahn mit gründlichen paläontologischen Arbeiten. Es folgten in der zweiten Phase, besonders während seiner Anstellung an der Geologischen Reichsanstalt (1883—1890), geologische Kartierungen und Untersuchungen — bei UHLIG in den westlichen Karpaten, zuletzt standen groß-

tektonische Probleme der mediterranen Gebirge, besonders Alpen und Karpaten, im Vordergrund. Entscheidend für die Laufbahn UHLIGs war zunächst sein Studium bei NEUMAYR, damaligem Ordinarius für Paläontologie an der Universität Wien, bei dem er 1877—1883 als Assistent tätig war. Durch NEUMAYR, dem Schüler OPPELS, der selbst wiederum die Methoden QUENSTEDTs übernommen hatte, aber darüber hinaus noch eigene Wege gegangen war, kam der Einfluß der vorbildlichen Tübinger Arbeitsmethode und der Ammonitenkunde auf kurzem Weg zur Wiener Schule. UHLIGs Dissertation über die fossilmäßige Gliederung des höheren Jura der Karpatenklippen zeigt ebenso wie die gemeinsam mit NEUMAYR bald hernach verfaßte Monographie über die Hils-Ammoniten die Beherrschung dieser Arbeitsweise. 1881 hatte sich UHLIG an der Wiener Universität für Paläontologie habilitiert, seine Probevorlesung „über den Unterschied der sogenannten mediterranen und der mitteleuropäischen Ausbildungsweise der mesozoischen Sedimente“ weist auf seine Beschäftigung mit einem der Kernprobleme für großräumige Vergleiche — der Charakterisierung der Fazieszonen. Nach seiner Berufung als a.o. Professor für Mineralogie und Geologie an die Technische Hochschule in Prag 1891, wo er 1893 zum ordentlichen Professor ernannt wurde, kehrte er an die Wiener Universität zurück, wo er ab Sommer-Semester 1901 das Paläontologische Institut, ab Winter-Semester 1901/02 auch das Geologische Institut leitete.

Am Wiener Lehrstuhl für Geologie führte UHLIG meisterhaft die vielfältigen Aufgaben weiter, die engen Beziehungen zu den ausländischen Forschungsstellen blieben erhalten, die Sammlung wurde weiter ausgebaut. Trotzdem vollendet UHLIG rasch seine begonnenen großen Werke wie z. B. die Monographie über den ersten Teil der Fauna der Spiti-shales aus dem Himalaya. Im Monumentalwerk über Österreich, das anlässlich des Internationalen Geologenkongresses in Wien 1904 erscheint, gibt UHLIG die erste Gesamtschau vom „Bau und Bild der Karpathen“ — noch auf relativ autochthoner Grundlage, aber unter klarer Herausarbeitung der Fazieszonen, der tektonischen Einheiten.

Bald nach Antritt von V. UHLIG am Wiener Geologischen Institut tagte als zentrales Ereignis 1903 der 9. Internationale Geologenkongreß in Wien. Das gesamte grundlegende Wissen über Österreich-Ungarn war unter der Ägide von C. DIENER im „Bau und Bild Österreichs“ zusammengetragen worden — auf relativ autochthoner Grundlage. Die Ereignisse von 1903 sollten nicht nur für V. UHLIG, sondern auch für die ganze Wiener Schule von grundlegender Bedeutung werden, gaben einen gewaltigen Impuls zur modernen Erforschung der Ostalpen und Karpaten im Sinne der Deckenlehre. Auf der von E. SUESS (1875) ausgehenden Lehre vom

tangentialen Schub als Hauptfaktor bei der Gebirgsbildung basierend, wurde in den Kreisen der französischen und Schweizer Forscher in den Westalpen bald mehr und mehr die Bedeutung von großen Fernschüben im Alpenbau klargestellt. Die ausschließlich auf theoretischer Basis vorgenommene Umdeutung der „Glarner Doppelfalte“ HEIMs durch den französischen Geologen Marcel BERTRAND im Jahre 1884 war die Geburtsstunde der Deckenlehre. Seit dem Wiener Kongreß, auf dem der Deckenbau der Westalpen von E. HAUG, W. KILIAN, M. LUGEON und P. TERMIER eingehend dargelegt wurde, auf dem die Deckenlehre von Pierre TERMIER auf die Ostalpen, von Maurice LUGEON auf die Karpaten und im Gefolge des Kongresses von Emile HAUG auf die Kalkalpen übertragen wurde, hielt die Deckenlehre ihren Triumphzug. Die romanische Geologenschule war wesentlich weiter gegangen als E. SUESS und seine Schüler zunächst gewagt hatten! Noch auf den Karpatenexkursionen gab es zwischen V. UHLIG und M. LUGEON die lebhaftesten Diskussionen und Kontroversen über die Existenz von Fernüberschiebungen. Es spricht in hohem Maß für die Persönlichkeit von E. SUESS und V. UHLIG, daß sie nach persönlicher Überprüfung der für den Deckenbau vorgebrachten Argumente im Gelände nicht im geringsten davon zurückstanden, den eigenen Gedankenbau aufzugeben und sich für die neue Deutung zu entscheiden. E. SUESS scheute trotz des hohen Alters von 74 Jahren im Sommer 1905 im Interesse der Deckenlehre nicht davor, eine Exkursion im entscheidenden Gebiet in Tirol durchzuführen, als deren Ergebnis (1905, S. 699 f.) er sich als erster in Österreich der neuen Idee rückhaltlos anschloß. Grundsätzlich hatte er sich für die Auffassung von der Existenz weiter Fernüberschiebungen schon 1901 im 3. Band seines Werkes (S. 5) ausgesprochen. V. UHLIG hatte 1907 die detaillierte Umdeutung seiner eigenen früheren Aufnahmen der Karpaten im Sinne der Deckenlehre durchgeführt. Auch UHLIG hatte bereits früh (1889) an große Überschiebungen in den Karpaten gedacht, so z. B. gerade an den Ferntransport der subalpinen Zone über den hochalpinen Untergrund, war aber später trotz aller Vorstellungen von E. SUESS (1897, vgl. UHLIG 1907, S. 908) unter dem Eindruck des über die verschiedenen Einheiten so ruhig transgredierenden Eozäns — „le point le plus délicat de la géologie des Carpathes“ nach M. LUGEON — zu anderer Deutung zurückgegangen.

Für die nun folgenden großtektonischen Arbeiten der Wiener Schule war es entscheidend, daß sich die geistigen Führer der Schule auf dem richtigen Weg befanden, während ja gerade sonst in Österreich noch lange Zeit weite Kreise den neuen Erkenntnissen ablehnend gegenüberstanden und sich so selbst die Möglichkeit nahmen, in der entscheidenden Phase an der neuen Synthese mitzuwirken.

Wiederum finden wir unter den Dissertanten UHLIGs wie unter jenen von SUESS überragende Begabungen. 1903 wurden die Dissertationen von Franz v. NOPCSA, Hermann VETTERS und Heinrich BECK approbiert, 1906 unter anderen z. B. jene von Albrecht SPITZ, Josef OPPENHEIMER und Friedrich TRAUTH, 1907 u. a. die Arbeiten von Walter SCHMIDT, Friedrich SEEMANN, Leopold KOBER, 1909 jene von E. SPENGLER, 1910 die Dissertationen von Martha FURLANI, Rudolf NOTH, Raimund v. KLEBELSBERG, Johann MOHR u. a.; unter den Dissertationen von 1911 finden wir jene von Julius v. PIA. Gleichermäßen gediegene paläontologische wie geologische Schulung war eines der Ziele der Ausbildung.

In die Zeit, während der UHLIG das Institut leitete, reichte zunächst noch die Lehrtätigkeit von Th. FUCHS, der bis zum Winter-Semester 1901/02 hier Vorlesungen über Fazieslehre hielt und von C. DIENER, der anfangs noch geologische Vorlesungen brachte, bevor er im Studienjahr 1904/1905 die Leitung des Paläontologischen Institutes übernahm. Ferner bereicherten in der Zeit UHLIGs die Vorlesungen und Übungen von F. KOSSMAT, E. REYER, F. E. SUESS und F. X. SCHAFFER das Programm der Lehrkanzel. Am Nachbarinstitut, der Paläontologischen Lehrkanzel, forschten und unterrichteten in dieser Zeit zunächst unter V. UHLIG, dann unter C. DIENER, Gustav v. ARTHABER und Othenio ABEL.

Als Arbeitsrichtungen herrschten in der Zeit UHLIGs im Institut einerseits die paläontologisch-stratigraphische Forschung, andererseits zur Klärung des Deckenbaues der Ostalpen die fazielle und tektonische Untersuchung bestimmter Brennpunkte der Ostalpen von der Grestener Zone und der Waschbergzone im Norden bis zum Semmeringsystem und der Grauwackenzone. Mit besonderer Intensität aber wurde mit Unterstützung der Österr. Akademie der Wissenschaften unter der Leitung von V. UHLIG und F. BECKE das tektonische Grundproblem der Ostalpen, die Frage nach der Existenz und Struktur des Rahmens und des Inhaltes des Tauernfensters an dessen Ostrand mit Elan im Angriff genommen. UHLIG hatte sich mit Recht hierin den Schlüssel für die Auflösung sämtlicher Grundfragen der Ostalpentektonik erwartet. F. TRAUTH, L. KOBER, F. SEEMANN, W. SCHMIDT und M. STARK gehörten dieser Arbeitsgemeinschaft an. 1906 konnten bereits BECKE und UHLIG in einem ersten Bericht die großen Züge des östlichen Tauernfensters skizzieren. Die Zusammenfassung der Detailergebnisse der einzelnen Bearbeiter konnte UHLIG selbst nicht mehr durchführen. Erst L. KOBER gab nach all den kriegsbedingten Unterbrechungen 1922 eine zusammenfassende Darstellung des östlichen Tauernfensters. UHLIG hingegen hatte durch schonungslosen persönlichen Einsatz auf der ganzen Linie, auch bei der Kartierung im Hochgebirge, seine Kräfte zu stark beansprucht. Er starb am

4. Juli 1911 im Alter von nur 54 Jahren. Noch vom Krankenbett aus leitete er die Kartierung seiner Schüler und Mitarbeiter, bis zuletzt hatte sein jugendlicher Geist die Fortschritte in der Erforschung des alpinen Deckenbaues mit größtem Interesse verfolgt.

Das Institut unter der Leitung von Franz Eduard Suess

Franz Eduard SUESS hatte schon zur Zeit, als sein Vater die Lehrkanzel innehatte, hier als Dozent Vorlesungen gehalten, besonders über Fragen des Grundgebirges und der Böhmisches Masse, über Erdbeben und Vulkanismus. In der Zeit von V. UHLIG erweiterte er sein Vorlesungsprogramm in tektonischer, stratigraphischer und regionalgeologischer Hinsicht. Am 1. 10. 1911 übernahm er die Leitung des Geologischen Institutes, die er bis zum Wintersemester 1936/37 innehatte.

F. E. SUESS wurde am 7. Oktober 1867 in Wien als Sohn des Eduard SUESS geboren und studierte hier von 1886 bis 1891, also in einer Zeit, in der in fast allen naturwissenschaftlichen Fächern Kapazitäten ersten Ranges unterrichtet. Am Beginn seiner wissenschaftlichen Tätigkeit als Assistent unter V. UHLIG an der Technischen Hochschule in Prag stand im Zeitraum 1891—1893 das Interesse an Fragen der alpinen Geologie im Vordergrund: Die Studien im Brennergebiet bewegen sich in einem der interessantesten tektonischen Abschnitte der Ostalpen. Durch den Übertritt an die Geologische Reichsanstalt, der er in der Folge von 1893—1903 angehörte, wurde er aber, ganz gegen seinen Willen, durch den Auftrag zur Kartierung im böhmischen Grundgebirge in eine andere Arbeitsrichtung gelenkt. Aber in der fast zwei Jahrzehnte währenden Grundgebirgsforschung trug F. E. SUESS eine derartige Fülle von Beobachtungen zusammen, daß er im Anschluß daran in synthetischer Schau seit seinen Arbeiten 1910 und 1911, in denen er bereits großzügigen Deckenbau am Ostrand der Böhmisches Masse feststellte, Grundlegendes zur Frage der variszischen Metamorphose in Zusammenhang mit der Tektonik ableitete („Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge“, Berlin 1926).

In seiner zweiten Schaffensphase nach ausgedehnten Reisen in verschiedene Erdteile überblickte F. E. SUESS in seinem letzten, in mehreren Teilen erschienenen Werk „Bausteine zu einem System der Tektogenese“ die Beziehungen zwischen Tektonik und Metamorphose aus allgemeiner Schau und führte den Vergleich zwischen Kaledoniden, Varisciden und Alpiden aus — der letzte Teil des Werkes über den Gesamtbauplan der Kontinente wurde nicht mehr vollendet.

Bereits 1898 hatte sich Franz SUESS an der Wiener Universität für Geologie habilitiert, kam 1908 unter V. UHLIG als a. o. Professor

an das Geologische Institut mit einem Lehrauftrag für allgemeine Geologie und Geologie des Grundgebirges. Seiner Berufung in Wien im September 1911 ging ein Ruf als Ordinarius an die Technische Hochschule in Prag unmittelbar voraus. In Wien wirkte er bis zu seiner Emeritierung im Jahr 1937. Am 25. 1. 1941 starb F. E. SUESS.

Mit F. E. SUESS änderte sich — seinen Untersuchungen in der Böhmisches Masse gemäß — die Arbeitsrichtung am Wiener Geologischen Institut. Fragen des außeralpinen Grundgebirges treten in den Dissertationen, die ansonsten stärker streuten, in den Vordergrund: L. KÖLBL untersuchte die moldanubische Glimmerschieferzone in N.Ö. (approbiert 1921), Leo WALDMANN das Süden der Thayakuppel (1922), Franz GRUBER das Mühlviertel (1927), Josef RIEDEL den Ostrong (1928). Von alpinen Problemen beschäftigte F. E. SUESS selbst besonders die Randzone. Über Flysch, Klippenzone und Kieselkalkzone wurden auch von seinen Schülern wertvolle Ergebnisse erzielt: Karl FRIEDL hatte seine grundlegende Arbeit über den Flysch des östlichen Wiener Waldes 1921 abgeschlossen, Eduard RAUSCHER über den Pechgraben 1923 dissertiert, Hellmut BECKER über den Flysch des westlichen Wiener Waldes 1930, Paul SOLOMONICA über die Kieselkalkzone bei Wien 1933, Karl GÖTZINGER über die Randzone E Salzburg 1937. Abgesehen von den übrigen, auch den tertiären Anteil erfassenden Arbeiten aus den Ostalpen tritt als weiterer Themenkreis in Anknüpfung an die einstige Tradition noch die Reihe von Arbeiten und Berichten über Balkan und Orient hervor, die bis zu den Ergebnissen der geologischen Expedition von Herbert TICHY im Pir Panjal in Kaschmir (approbiert 1937) reicht.

Von der Art der Ausbildung, die F. E. SUESS seinen Schülern angedeihen ließ, erfahren wir am besten von einem seiner einstigen Schüler, von L. KÖLBL (1949, S. 278): „Sein reiches Wissen, seine große Erfahrung stand jedem seiner Schüler vorbehaltlos zur Verfügung und unvergeßlich sind allen jene kostbaren Stunden, in denen er die Anfänger und Vorgeschnittenen persönlich in die Arbeit am Mikroskop einführte. Nicht s e i n e Ansichten sollten die Schüler wiedergeben, sondern zu selbständiger, kritischer Arbeit, zu selbständiger Problemstellung sollten sie angeregt und erzogen werden.

In der Zeit von F. E. SUESS gehörten dem Lehrkörper am Geologischen Institut anfangs noch kurzfristig F. KOSSMAT und E. REYER an. L. KOBER begann seine Vorlesungen über den Bau der Alpen und allgemeine Tektonik bereits vor dem ersten Weltkrieg. Seit bzw. nach dem Krieg kamen für einen kürzeren Zeitraum die Kollegien von B. SANDER, dann von J. PIA und E. SPENGLER hinzu, dann jene von L. KÖLBL, A. WINKLER-HERMADEN, F. X. SCHAFFER und L. WALDMANN. Die alpin-tektonische Rich-

tung im Sinne der früheren Tradition der Wiener Schule wurde von L. KOBER mit großer Dynamik weitergeführt. KOBERs Dissertanten bearbeiteten in dieser Zeit besonders Fragen der Nördlichen Kalkhochalpen.

Die weitere Entwicklung des Geologischen Institutes nach der Blütezeit unter Eduard SUESS und Viktor UHLIG ist bis zur Gegenwart durch die Auswirkungen der beiden Weltkriege, Inflationszeit, die trostlose wirtschaftliche Lage der ersten Republik, die Zerstörungen im zweiten Weltkrieg und durch die derzeit noch immer in keinem Verhältnis zur allgemeinen wirtschaftlichen Prosperität stehenden Dotationen stark eingengt worden. Die Rückschläge kamen bereits in der Zeit von F. E. SUESS: Die von den Vorständen des Paläontologischen und Geologischen Institutes herausgegebene angesehene Zeitschrift „Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orientes“ mußte mit Band 27 1915 eingestellt werden. Die vielfältigen Beziehungen zu den östlichen Forschungsstellen wurden schon im ersten Weltkrieg endgültig zerbrochen. Die drei Stiftungen, die für Subventionierungen der Arbeit den Institutsteilnehmern zur Verfügung standen, wurden durch die Inflation im Jahr 1923 entwertet: Die 1902 errichtete Eduard Suess-Stiftung mit einem Kapital von rund 40.000 Kronen hatte bis 1920 jährlich rund 2000 Kronen oder mehr an Erträgen für Subventionen abgeworfen. Der Kapitalstand des 1911 anlässlich des 80. Geburtstages von E. SUESS vom Journalisten- und Schriftstellerverein „Concordia“ gestifteten Sueß-Fond mit einem Kapital von 6000 Kronen betrug am 15. 5. 1925 — einer brieflichen Mitteilung an Prof. F. E. SUESS zufolge — 1 Schilling 29 Groschen. Aus der Stiftung zum Andenken an den 1902 verstorbenen Wiener Afrikaforscher Oskar BAUMANN mit einem Kapital von 40.000 Kronen, die in österreichischer Kriegsanleihe angelegt waren, gelangte durch die Entwertung der Anleihe offenbar nichts mehr zur Auszahlung, da die Stiftung erst am 16. 5. 1919 rechtskräftig geworden wäre.

Der Zeitraum von 1937 bis 1945

Als Leopold KOBER am 26. April 1937 das Geologische Institut als Nachfolger von F. E. SUESS als Ordinarius übernommen hatte, war ihm zunächst nur eine kurze Spanne Zeit für die Führung des Institutes gegönnt. Die Besetzung Österreichs und der damit verbundene Umschwung in den politischen Verhältnissen brachte es mit sich, daß bereits am 5. 9. 1938 das Geologische Institut von L. KOBER an Alfred HIMMELBAUER, o. Professor der Mineralogie und Petrographie an der Universität Wien, als provisorischer Leiter übergeben werden mußte. Wiederum ein Jahr später, am 25. 9. 1939,

fand die Übergabe des Institutes an Kurt LEUCHS statt, der die Lehrkanzel die Kriegszeit über bis zur Verfügung vom 12. 10. 1945 betreffs der Übergabe des Institutes an L. KOBER leitete.

Kurt LEUCHS war am 14. September 1881 in Nürnberg in Bayern geboren worden, hatte ab 1899 in München Naturwissenschaften i. a., später Geologie und Paläontologie studiert, 1906 mit einer Dissertation über das Kaisergebirge promoviert und sich 1912 in München für Geologie habilitiert, wo er ab 1919 als a. o. Professor tätig war. 1925 wurde er an die Universität Frankfurt am Main berufen.

Das Hauptarbeitsgebiet von K. LEUCHS lag in der Südostforschung. Bereits 1907, ein Jahr nach der Promotion, führte LEUCHS seine erste Zentralasienforschungsfahrt in den Tienschan durch, 1928 eine zweite Reise nach Turkestan und Westsibirien. 1936/37 erschien seine Geologie von Nord- und Zentralasien. 1936 wurde LEUCHS als Ordinarius an die Hochschule in Ankara berufen, von wo er weitere Forschungsreisen nach Anatolien, Thrakien und Syrien unternahm.

LEUCHS hatte große Pläne, die Südosteuropa- und Vorderasienforschung vom Geologischen Institut der Universität Wien aus in Anknüpfung an die alte Tradition — wie LEUCHS selbst schrieb — zu intensivieren. Die Briefe zur Kontaktaufnahme mit den verschiedensten Stellen — deren Durchschriften im Institutsarchiv liegen — zeugen von seinen Bemühungen. Der Krieg vereitelte alle seine Bestrebungen. Die Hörerzahl bröckelte ab, die Studiemöglichkeiten wurden immer geringer. Zeitweise standen noch A. WINKLER-HERMADEN, L. WALDMANN und F. X. SCHAFFER im Lehrbetrieb zur Verfügung. 1944 inskribierten zum Studium am Geologischen Institut nur mehr sieben Hörer. Am 21. Februar 1945 schließlich wurde durch Bombentreffer in der Front gegen den Rathausplatz das über dem Geologischen Institut gelegene Juridische Dekanat vernichtet, dabei die Decke im mittleren Trakt der Sammlungssäle durchschlagen, sodaß dort meterhoch der Schutt auf den zerstörten Sammlungskasten lag. Die Zerstörung von Institutsräumen und Sammlungsteilen ist nur mehr das äußere sichtbare Zeichen des Zerstörungswerkes dieser Jahre, das mit der Entfernung der Büste des „Halbjuden Suesß“ aus dem Geologischen Institut im Jahre 1938 begonnen hatte: Die zeitbedingten Verhältnisse waren stärker gewesen als alle Versuche von K. LEUCHS auch noch in dieser schweren Zeit Unterrichts- und Forschungsbetrieb in einstigem Umfang aufrechtzuerhalten.

Der Wiederaufbau des Geologischen Institutes unter Leopold Kober

Unter den denkbar schwierigsten Bedingungen wurde Ende 1945 der Institutsbetrieb wiederaufgenommen. Am 19. Dezember über-

nahm Leopold KOBER wiederum die Institutsleitung. Dozent Christof EXNER sorgte als Assistent ab Herbst 1945 zunächst für die Organisation der Aufräumungsarbeiten im Institut. Der Unterriehtsbetrieb hatte in den ersten Jahren der Nachkriegszeit noch stark unter dem allgemein herrschenden Mangel zu leiden. Neben L. KOBER unterrichteten damals zunächst Christof EXNER, Leo WALDMANN, später auch Heinrich KÜPPER.

Mit L. KOBER war eine energiegeladene, vom Forscherdrang auf dem Gebiet der alpinen Tektonik bis ins Innerste erfüllte große Persönlichkeit an die Spitze des Institutes gekommen, ein von den großen Ideen der Pionierzeit der Deckenlehre begeisterter Schüler UHLIGs, der noch unter dem unmittelbaren Einfluß der Persönlichkeit von Eduard SUESS gestanden war. Großzügig als Mensch, hatte er auch in der Wissenschaft bei außerordentlich reicher Detailkenntnis und virtuoser Beobachtungsgabe schon seit je den Sinn für große Zusammenhänge gehabt.

In einer Reihe von Standardwerken hatte KOBER die alte Arbeitsrichtung der Wiener Schule weitergeführt. Die Fülle seiner Ideen bringt als Ordnungsprinzip auch des bekannten Stoffes immer wieder Neues. 1921 erscheint das Werk „Der Bau der Erde“, 1922 als Abschluß der von BECKE und UHLIG eingeleiteten Tauernuntersuchungen in den Denkschriften der Österr. Akademie der Wissenschaften die erste detailliertere Zusammenschau über das östliche Tauernfenster. 1923 wird neben dem „Lehrbuch der Geologie“ die Synthese über „Bau und Entstehung der Alpen“ herausgebracht, 1925 wird die „Gestaltungsgeschichte der Erde“ dargestellt, 1926 die „Geologie der Landschaft von Wien“ in Buchform herausgegeben. 1928 liegt die erweiterte neue Auflage vom „Bau der Erde“ vor, 1931 folgt das Werk „Das alpine Europa“, 1933 die „Orogentheorie“ als Darstellung der materiellen Evolution der Erde. 1938 wird in klassischer Kürze „der geologische Aufbau Österreichs“ beschrieben, in einem Werk, dessen Prägnanz der Darstellung noch nicht übertroffen ist. 1942 gibt KOBER in der „Tektonischen Geologie“ zugleich eine regional-tektonische Darstellung der Erdoberfläche. Mit der gänzlich neu gestalteten 2. Auflage des „Bau der Alpen“ (1955) kehrt KOBER schließlich wieder zum klassischen Kerngebiet alpiner Tektonik zurück. Neben der Klärung zahlloser tektonischer Probleme der Alpen und Dinariden und verschiedenster regionalgeologischer Fragen verdanken wir KOBER wesentliche Erkenntnisse hinsichtlich der Evolution, der Zyklengliederung, der Geosynklinalentwicklung und vor allem in großtektonischen Fragen — wie Zweiseitigkeit des Gebirges u. a.

„Kober gehört zu den glücklichen Naturen, die mit sicherem Gefühl das ihrem ganzen Wesen entsprechende Lebensziel gefunden haben. Mit Begeisterung hat er sein ganzes Streben der Wissen-

schaft gewidmet“ — schrieb F. E. SUESS in seinem Antrag vom 17. 11. 1919 zur Verleihung des Lehrauftrages und des Professortitels an L. KOBER (Dekanatsakt 1919/Zl. 920). Damit ist genau das ausgesprochen, was KOBER selbst anlässlich der Verleihung der Ehrenmedaille der Stadt Wien am 23. 7. 1953 ausdrückte: „Wenn ich noch einmal auf die Welt käme - ich würde wieder Geologe werden“. KOBERs Leben war zur Gänze mit Wissenschaft, mit Tektonik erfüllt. Wenn wir morgens ins Institut kamen, um unsere Arbeit wiederaufzunehmen, hatte er oft die ganze Nacht über gezeichnet, geschrieben, kombiniert, lagen neue Profiltafeln, lag ein neues Kapitel seines gerade in Bearbeitung stehenden Werkes vor. Die Begeisterung, seine große Schau, seine Vortragsbegabung, die ganze Kraft seiner Persönlichkeit — all das wirkte zusammen, um jede Vorlesung zu einem Erlebnis für die Hörer zu machen, dem so mancher seine endgültige Hinneigung zur Geologie verdankt.

L. KOBER wurde am 21. September 1883 in Pfaffstätten, N.Ö. in hier alteingesessener Familie geboren. Er studierte von 1903—1907 an der Universität Wien unter V. UHLIG, von dem er am 1. 1. 1909 als Assistent angestellt worden war. Noch während seines Studiums wurde er 1906 der von F. BECKE und V. UHLIG begonnenen Arbeit in den Radstädter Tauern beigezogen, nach UHLIGs Tod wurden ihm 1911 dessen Arbeiten in den Tauern übertragen. 1910 hatte KOBER, der Orientforschung der Wiener Schule gemäß, an einer Expedition ins nördliche Hedschas und in den Taurus teilgenommen. Noch vor dem Weltkrieg habilitierte er sich für Geologie am 8. 7. 1913 bei F. E. SUESS, der ihn als Assistent von UHLIG übernommen hatte. Die großangelegte, 1912 erschienene Synthese „Der Deckenbau der östlichen Nordalpen“ legte KOBER als Habilitationsschrift vor, die Probevorlesung behandelte den „geologischen Bau der Ostumrahmung des Mittelmeeres“ (Dekanatsakt 1913/Zl. 560). Am 23. 12. 1919 wurde KOBER zum a. o. Professor ernannt und erhielt den Lehrauftrag für Tektonik mit besonderer Berücksichtigung der Alpen. Am 1. 4. 1923 wurde ihm die außerordentliche Professur ad personam verliehen, am 7. 2. 1930 seine Ernennung zum ordentlichen Professor beschlossen, am 4. 3. 1937 übernahm KOBER schließlich den Lehrstuhl. Seine zusammenhängende Lehrtätigkeit nach dem 2. Weltkrieg umfaßt den Zeitraum von 1945 bis zum Ende des Sommer-Semesters 1954.

Für die wissenschaftlichen Untersuchungen seiner Dissertanten hatte KOBER mit klar durchdachtem Konzept wenige große Fragenkomplexe, die die entscheidenden tektonischen Probleme der Ostalpen beinhalteten, bereitgestellt. Bereits in der kurzen Zeit seiner Institutsleitung vor dem 2. Weltkrieg war an diese Probleme von seinen Schülern herangegangen worden. F. ABERER und E. SCHULTZ hatten für die Dissertation die Klippenzone bei Neu-

stift in O.Ö. studiert, K. HÖLZL und H. HAUSLER die Hallstätter Zone und ihren Rahmen im östlichen Salzkammergut, Ch. EXNER den Ostrand des Tauernfensters — abgesehen von den anderen alpinen Themen. Der erste Schwerpunkt in der Zeit nach dem Krieg lag an der Kalkalpen-Flyschgrenze mit dem Problem der Stellung der Klippenzone und der Kalkalpen-Stirntektonik. 16 Dissertanten oblag hier ein zusammenhängender Streif zur Untersuchung. Die Hallstätterzone in den östlichen Kalkalpen war der zweite Problemkreis, mit dem 11 Dissertanten betraut wurden. Das Tauernfenster mit seinem unterostalpinen Rahmen schließlich wurde als 3. Kernpunkt ausgewählt, wo KOBER damals 17 Dissertanten ansetzte. Auch die übrigen, hier nicht angeführten Themen aus der Zeit L. KOBERs bezogen sich auf alpine Fragen.

Trotz bester Auswahl der Themen war die Forschung der Dissertanten in der Zeit unmittelbar nach dem zweiten Weltkrieg durch die materielle Notlage noch stark behindert. Aus dieser Notlage heraus entstand in erster Linie durch die Aktivität von Rudolf OSBERGER, also auf Initiative aus dem Studentenkreis heraus, im April 1948 die „Gesellschaft der Geologie- und Bergbau-Studenten in Wien“, deren Zweck die Vertiefung der Ausbildung durch Vorträge, Exkursionen, Literaturbeschaffung usw., die Unterstützung bedürftiger Studenten bei ihrer Arbeit während der Dissertationszeit, und die Unterstützung promovierter Mitglieder bei Stellensuche darstellte. Mit größtem Ernst und mit aller Energie verfolgte diese Selbsthilfe der Studenten seit ihrem ersten Obmann, Rudolf OSBERGER, ihre Ziele. Später (1955) stiftete R. OSBERGER in beispiellos selbstloser Weise aus enger Verbundenheit mit der Wiener Schule — sobald es seine finanzielle Lage zuließ — aus eigenen Mitteln den Melchior Neumayr-Preis in Höhe von 1000 S, der als Anerkennung für die beste Dissertation des Jahres aus Geologie, Paläontologie, Petrographie und Mineralogie an der Universität Wien zuerkannt wird. Seit Dezember 1956, als der Preis zum ersten Mal für die beispielgebend gründliche Dissertation über den Kalkalpenrand bei Grünau an Martin KIRCHMAYER verliehen wurde, fand jährlich die Ausfolgung des Neumayr-Preises statt.

Unter F. BAUER, dem zweiten Obmann der Gesellschaft der Geologie-Studenten wurde die „Zeitschrift der Gesellschaft der Geologie- und Bergbau-Studenten in Wien“ im Juni 1949 gegründet, die zuerst hektographiert herausgegeben wurde, dann aber, nach fünfjähriger Unterbrechung, von 1956 an durch die Initiative und Tatkraft von Edith KRISTAN in neuem Format und (ab 1957) in Buchdruck herausgebracht wurde. Dadurch liegt heute eine gut fundierte Zeitschrift vor, in der vor allem Arbeiten aus dem Institutskreis zur Veröffentlichung gelangen.

Die jüngste Vergangenheit

Am 1. Oktober 1954 wurde Eberhard CLAR zum Vorstand des Geologischen Institutes nach Wien berufen. E. CLAR war am 23. 7. 1904 in Graz geboren worden, wo er 1922—1926 Geologie und Mineralogie studierte. Vom 1. 3. 1927 bis zum September 1944 war CLAR Assistent der Technischen Hochschule in Graz, habilitierte sich dort am 10. 7. 1929 für Geologie und Petrographie und erhielt am 10. 3. 1936 den Titel eines a. o. Professors. Nach seiner freiberuflichen Tätigkeit als Geologe im Bergbau, zuletzt in Knappenberg in Kärnten, übernahm er im Winter-Semester 1954/55 die Wiener Geologische Lehrkanzel.

Der Tätigkeitsbereich von E. CLAR umfaßte zunächst geologische Untersuchungen in verschiedenen Abschnitten der Ostalpen, wobei die gemeinsam mit H. P. CORNELIUS durchgeführte Kartenaufnahme der Glocknergruppe (1935, 1939) ein Musterbeispiel für gründliche Detailarbeit darstellt. Die weiteren Arbeitsrichtungen betreffen Fragen der Gefügekunde und liegen auf lagerstättenkundlichem Gebiet, wobei österreichische und jugoslawische Lagerstätten zur Untersuchung gelangten. Gerade der angewandten Geologie, zunächst im Bergbau, in neuerer Zeit in größerem Umfang auf dem technisch-geologischen Sektor, hat sich E. CLAR bevorzugt zugewendet.

Für eine zusammenfassende Übersicht über die in diesem Abschnitt am Institut geleistete Arbeit ist der Zeitpunkt noch verfrüht: Alles ist noch im Fluß. Etwa 80 ordentliche Hörer studieren derzeit Geologie als Hauptfach. Die Dissertationsthemen beinhalten die verschiedensten Aufgaben, sie sind inhaltlich wie regional stärker gestreut. Vom Tertiär bis zum Kristallin, von lagerstättenkundlichen und technisch-geologischen Fragen bis zur tektonischen Aufgabenstellung sind die verschiedenen Richtungen vertreten. Fast stets steht eine Neukartierung im Vordergrund des Themas. Das Niveau der Dissertationen ist im Zusammenhang mit der generellen Tendenz zu verfeinerter Erfassung der Einzelheiten in ständigem Steigen begriffen.

Nach allmählicher Überwindung der Kriegsfolgen ist vor allem im Zusammenhang mit dem heute so verstärkten Zustrom von Studierenden zu den naturwissenschaftlichen Fächern eine allmähliche Erhöhung der Dotationen und eine Vergrößerung des Lehrkörpers eingetreten. Am 16. 9. 1958 wurde Christof EXNER als a. o. Professor und Mitvorstand des Institutes berufen. Ch. EXNER war bereits während seines Studiums seit 1. 12. 1937 unter Prof. L. KOBER als wissenschaftliche Hilfskraft, seit seiner Promotion im März 1939 als Assistent am Institut beschäftigt. Im Oktober 1945 habilitierte er sich für Geologie. Vor seiner Berufung als Mitvorstand an das Geologische Institut arbeitete Ch. EXNER

in der Zeit von 1950—1958 an der Geologischen Bundesanstalt in Wien als Geologe, seit 1954 als Chefgeologe, und war in dieser Zeit im Kristallingebiet der Böhmisches Masse, vor allem aber im östlichen Tauernfenster und seinen Rahmen tätig.

Dem Lehrkörper des Institutes gehört derzeit außer den Vorständen und neben den Angehörigen des Institutes (Walter MEDWENITSCH, Alexander TOLLMANN) noch eine Reihe von Gastprofessoren an, nämlich Heinrich KÜPPER (angewandte Geologie), Walther E. PETRASCHECK (Lagerstättengeologie) und Leo WALDMANN (Geologie des Grundgebirges). Als Lehrbeauftragter für Bergbaukunde unterrichtet Franz KIRNBAUER.

Gerade als Abschluß der hundertjährigen Institutsgeschichte vollzieht sich — als Markstein in der äußeren Entwicklung des Institutes — die Übersiedlung in das neue Universitäts-Instituts-Gebäude. Im Zusammenhang mit dem ständigen Wachstum der Universitätsbibliothek im Hauptgebäude und andererseits im Bestreben, die außerhalb des Hauptgebäudes getrennt untergebrachten kleinen Institute zu sammeln, wurde dieser Neubau in der Universitätsstraße nach modernsten Gesichtspunkten errichtet. Das Geologische Institut, das ebenso wie das benachbarte Paläontologische Institut zur Übersiedlung bestimmt wurde, gewinnt dadurch spürbar an Raum, an Ladenraum für die schon wiederum bedeutend angewachsene Sammlung und an moderner Ausstattung. Die durch ihre Reichhaltigkeit für die verschiedensten Vorlesungszwecke verwendbare wertvolle Sammlung konnte trotz mancher Schwierigkeiten zur Gänze dem Geologischen Institut erhalten bleiben. Die Übersiedlung ist gerade jetzt, an der Jahreswende 1962/63, in vollem Gange.

Bei unserem Überblick über die hundertjährige Geschichte des Geologischen Institutes gewannen wir in großen Zügen Einblick in die Glanzzeiten und auch in die Notzeiten des Institutes. Als „Leitlinie“ der Geschichte des Institutes und der Wiener Schule aber bleibt die Tatsache, daß stets wieder neue Persönlichkeiten die Tradition der Wiener Schule weiterführten, daß sich diese große Tradition immer wieder mit der Kraft der neuen Idee verbindet und so ein wirkliches Fortschreiten in der Erkenntnis gesichert ist. Jeder, der mit offenem Herzen, empfänglich für die großen Ideen der Naturwissenschaft, an das Institut kam, hat Persönlichkeiten gefunden, die ihm viel geben konnten, nicht nur in der Wissenschaft, vor allem auch durch ihren Impuls, durch ihre Begeisterung, durch ihr Vorbild als Forscherpersönlichkeit. Zugleich aber empfindet jeder innerlich dazu Berufene, der hier seinen Platz erfüllt, die mit seiner Arbeit verbundene hohe Verantwortung als eine heilige Pflicht zur Weiterführung der Forschungsaufgabe der Wiener Schule.

Literatur

Für viele wertvolle Literaturhinweise und persönliches Entgegenkommen danke ich herzlich Herrn Archivar Dr. Franz GALL und Frau Hilde FÜRNSINN im Universitäts-Archiv.

Außer der angeführten Spezialliteratur wurde noch herangezogen: Dekanatsakten im Universitätsarchiv, Institutsarchiv und Dekanat. Schriften des Institutsarchives.

Geologische Dissertationen der Phil. Fak. Universität Wien.

Almanach der Akademie der Wissenschaft in Wien, Wien, erscheint jährlich.

Die feierliche Inauguration des Rektors der Wiener Universität. Wien, erscheint jährlich; vor 1938 unter dem Titel: Bericht über das Studienjahr

Österreichische Hochschulzeitung, Wien, ab 1949 (1. Jg.).

Personalstand-Verzeichnis der Universität Wien, jährlich.

Vorlesungs-Verzeichnis der Universität Wien, jährlich.

Spezialliteratur:

ABEL, O.: Ansprache zu Ehren von Prof. Eduard Sueß aus Anlaß der Errichtung der Ed. Sueß-Stiftung. — Beitr. Pal. Geol. Österr. Ung. Orient, **14**, 226—227, Wien 1902.

AKADEMISCHER SENAT der Universität Wien: Geschichte der Wiener Universität von 1848 bis 1898. 436 S., Wien (Hölder) 1898.

ALKER, L.: Verzeichnisse der an der Universität Wien approbierten Dissertationen. 1. 1937—1944, 206 S., Wien (Kerry) 1954; 2. 1944—1949, 104 S., Wien 1952; 3. 1950—1957, 172 S., Wien 1959.

AMPFERER, O.: Viktor Uhlig +.— Verh. Geol. R.-A., Jg. 1911, 209—219, Wien 1911.

BECKE, F.: Viktor Uhlig +.— Almanach Ak. Wiss. Wien, **62**, 335—337, Wien 1912.

BECKE, F.: Eduard Sueß +.— Ebenda, **64**, 356—362, Wien 1914.

BÖHM, A.: Eduard Sueß +.— Petermanns Mitt., **60**, S. 339, Gotha 1914.

BRANCA, W.: Viktor Uhlig +.— Ztschr. Dtsch. Geol. Ges., **63**, 1911, B, Mber. 385—396, Berlin 1911.

CORNELIUS, H. P.: Walter Schmidt +.— Mitt. Geol. Ges. Wien, **36—38**, Jg. 1943—1945, 325—332, Wien 1949.

CORNELIUS, H. P.: Kurt Leuchs. — Ebenda, **42—43**, Jg. 1949—1950, 265—276, Wien 1952.

CORNELIUS-FURLANI M.: Gustav Edler von Arthaber. — Ebenda, **36—38**, 1943—1945, 297—302, Wien 1949.

DIENER, C.: Ergebnisse einer geologischen Expedition in den Central-Himalaya usf. — Dkschr. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., **62**, 533—608, Wien 1895.

DIENER, C.: Zur Erinnerung an Albrecht von Krafft. — Jahrb. Geol. R.-A., **51**, 1901, 149—158, Wien 1902.

DIENER, C.: Nachrufe für Eduard Sueß in der „Neuen Freien Presse“ (Wien) und der „Frankfurter Zeitung“ (Frankfurt) vom 27. 4. 1914.

DIENER, C.: Gedächtnisrede für Eduard Sueß. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **7**, 9—24, 26—32, Wien 1914.

- DIENER, C.: Eduard Sueß. Seine Bedeutung als Naturforscher. — Neue österreichische Biographie 1815—1918. — 1. Bd., 78—83, Wien (Wiener Drucke) 1923.
- DREYER, A.: Eduard Sueß. Zu seinem 100. Geburtstag (20. 8. 1931). — Dtsche. Alpenzeitung, 26, 261—263, Wien 1931.
- ERMAN, W. & HORN, E.: Bibliographie der deutschen Universitäten. 2. Tl., 1236 S., (Darin Wien S. 1051—1095), Lpz. u. Berl. (Teubner) 1904.
- FUCHS, Th.: Eduard Sueß. — Neue Freie Presse vom 19. 8. 1906, S. 1—3, Wien 1906.
- GEBAUER, F.: Verzeichnis über die seit dem Jahre 1872 an der phil. Fakultät der Universität in Wien . . . approbierten Dissertationen. Bd. 3, 434 S., (Geologie darin S. 258—266), Wien (Gerold) 1936. — Nachtrag in Band 4, S. 102, Wien 1937.
- HABERLANDT, M.: Dr. Oskar Baumann. Ein Nachruf. — Abh. Geogr. Ges. Wien, 2, Wien 1900.
- HAMMER, W.: Friedrich Teller +. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 6, 168—171, Wien 1913.
- HAMMER, W.: Zur Erinnerung an Eduard Reyer +. — Verh. Geol. R.-A., Jg. 1915, 99—105, Wien 1915.
- KLEBELSBERG, R.: Eduard Sueß, Geologe, Organisator und Politiker. — S. 72—74 in: Österr. Naturforscher u. Techniker, Wien (Verl. Natur u. Techn.) 1950.
- KOBER, L.: Viktor Uhlig +. — Mitt. Natwiss. Ver. Univ. Wien, 9, 93—96, Wien 1911.
- KOBER, L.: Bericht über Arbeiten des Geologischen Institutes der Universität Wien. — Verh. Geol. R.-A., Jg. 1948, 81—96, Wien 1950.
- KÖLBL, L.: Franz Eduard Sueß. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 36—38, Jg. 1943—1945, 267—284, Wien 1949.
- KRATOCHWILL, M.: Oscar Baumann und das „Caput Nili“. — Mitt. Österr. Geogr. Ges., 104, 190—194, Wien 1962.
- KREBS, N.: Eduard Sueß +. — Ebenda, 57, 296—311, Wien 1914.
- KÜHN, O.: Melchior Neumayr, der größte Paläontologe seiner Zeit. — S. 75—77 in: Österr. Naturforscher, Ärzte u. Techniker, Wien (Verl. Natur u. Techn.) 1957.
- KÜHN, O.: Zur Geschichte der Geologischen Gesellschaft in Wien. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, Jg. 1957, 11—22, Wien 1958.
- KÜHN, O.: Das Paläontologische Institut der Universität Wien. — Universum — Natur und Technik, 9, 442—444, Wien 1954.
- LEITMEIER, H.: Sind die Ergebnisse geologischer und petrologischer Forschung in den Ostalpen unvereinbar? — Jb. Geol. B.-A., 98, 33—66, Wien 1955.
- LEUCHS, K.: Franz Eduard Sueß. — Almanach Akad. Wiss. Wien, 95, Jg. 1945, 319—323, Wien 1947.
- LOCZY, L.: Gedächtnisrede auf Eduard Sueß. — Földt. Közl., 45, 139—158, Budapest 1915.
- MACHATSCHKEK, F.: Eduard Sueß +. — Geogr. Jahresber. Österr., 11, XV—XIX, Wien 1915.
- N. N.: Heinrich Freiherr Foullon von Norbeeck. — Verh. Geol. R.-A., Jg. 1896, 321—322, Wien 1896.
- PENCK, A.: Eduard Sueß. — Forsch. u. Fortschr., 7, S. 320, Berlin 1931.
- PLENER, E.: Eduard Sueß. — Neue Österr. Biographie 1815—1918. — Bd. 1, 70—77, 1 Tl., Wien 1923.
- PUCK, F.: Die Anfänge der Geologie in Österreich. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 154 S., 2 Karten, 4 Tl., 4 Prof., Wien 1950.
- RAAZ, F.: Alfred Himmelbauer zum Gedenken. — N. Jb. Min. Geol. Pal., Monh., Jg. 1943, Abt. A, 164—167, Stuttg. 1943.
- SCHAFFER, F. X.: Theodor Fuchs. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 18, Jg. 1925, 174—187, Tl. 1, Wien 1927.

- STEINMANN, G.: Die Geologie an der Wiener Universität in den letzten 50 Jahren. — Geol. Rdsch., **2**, 367—372, Leipzig 1911.
- SUESS, Eduard: Die Entstehung der Alpen. 168 S., Wien (Braumüller) 1875.
- SUESS, E.: Vorwort (S. XIII—XXIV) in: C. DIENER usf.: Bau und Bild Österreichs, 1110 S., Wien-Leipzig 1903.
- SUESS, E.: Über das Inntal bei Nauders. — Sitzber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, **114**, 699—735, Wien 1905.
- SUESS, E.: Das Antlitz der Erde. 3 Bd., Wien, Prag u. Lpz. (Ternpsky u. Freytag) 1885—1909.
- „SUESS, E.“: Reden und Ansprachen bei der zu Ehren von Prof. Eduard Sueß aus Anlaß der Errichtung der Eduard Sueß-Stiftung . . . abgehaltenen Feier. — Beitr. Pal. Geol. Öst. Ung. Orient, **14**, 219—229, Wien 1902.
- „SUESS, E.“: Gedenkfeier für Eduard Sueß. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **7**, 1—32, Wien 1914.
- SUESS, Erhard (Hg.): Eduard Sueß. Erinnerungen. 451 S., Leipzig (Hirzel) 1916.
- SUESS, Franz Eduard: Victor Uhlig. Ein Bild seiner wissenschaftlichen Tätigkeit. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **4**, 449—482, Wien 1911.
- SUESS, F. E.: Eduard Reyer +. — Ebenda, **7**, 327—329, Wien 1914.
- SUESS, F. E.: Fritz Seemann +. — Ebenda, **7**, 329—331, Wien 1914.
- TIETZE, E. (Präs.): Compte rend. IX. sess. Congr. géol. int. Vienne 1903, 928 S., Wien 1904.
- TIETZE, E.: Einige Seiten über Eduard Sueß. Ein Beitrag zur Geschichte der Geologie. — Jb. Geol. R.-A., **66**, Jg. 1916, 333—556, Wien 1917.
- TOULA, F.: Der gegenwärtige Stand der Erforschung der Balkanhalbinsel usf. — Compte rend. IX. sess. congr. géol. int. Vienne 1903, 175—328, Wien 1904.
- UHLIG, V.: Ansprache zu Ehren von Prof. Eduard Sueß aus Anlaß der Errichtung der Ed. Sueß-Stiftung. — Beitr. Geol. Pal. Öst. Ung. Orient, **14**, 220—223, Wien 1902.
- UHLIG, V.: Über die Tektonik der Karpathen. — Sber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., **116**, Abt. I, 871—982, 1 Tf., 1 Karte, Wien 1907.
- UHLIG, V.: Rede zur konstituierenden Versammlung der Geologischen Gesellschaft in Wien. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **1**, 4—10, Wien 1908.
- UHLIG, V.: Ein österreichisches Meisterwerk. — Österr. Rundschau, Jg. 1909, 103—114, Wien 1909.
- WURZBACH, C.: Eduard Sueß. — Biographisches Lexikon des Kaiserthum Oesterreichs. **40**. Teil, 278—283, Wien (Staatsdruckerei) 1880.

Photonachweis

Die Photos von E. Sueß, V. Uhlig, F. E. Sueß und L. Kober stammen aus dem Geologischen Institut Wien, das Bild von K. Leuchs verdanke ich Herrn Prof. Dr. O. KÜHN. Für die Aufnahmen der Sammlungssäle danke ich Herrn K. RUZICKA.

Nachwort

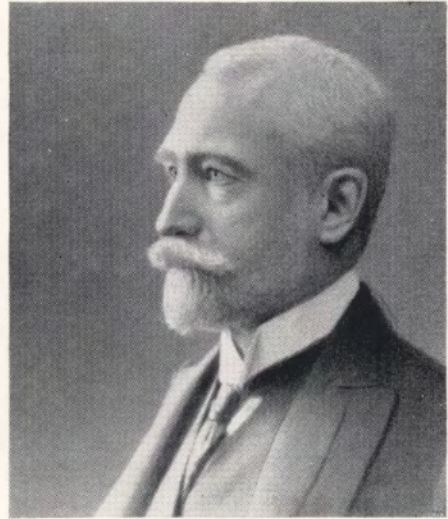
Schon vor mehreren Jahren hat Herr Univ.-Archivar Dr. F. GALL für uns aus den Unterlagen des Universitätsarchivs festgestellt, daß als Gründungstag des Geologischen Institutes der 15. 2. 1862 zu gelten haben wird, da an diesem Tage über Antrag von Prof. Eduard SUESS erstmalig die Bereitstellung selbständiger Räume für das Fach Geologie bewilligt worden ist. In einer Zusammenkunft ehemaliger Hörer des Institutes im November 1962, mit der wir uns anlässlich des Beginnes der Übersiedlung in das neuerrichtete „Institutsgebäude“ der Philosophischen Fakultät von den für uns traditionellen Räumen im Hauptgebäude der Universität verabschiedeten, konnten wir fast

zeitlich genau gerade auch des 100-jährigen Bestandes gedenken. Herr Dozent DR. TOLLMANN hat sich dann aus eigener Initiative der mühevollen Aufgabe unterzogen, alle im Institut erhaltenen und außerhalb davon erreichbaren Unterlagen, Akten und Schriften als Grundlage einer Geschichte des Institutes durchzuarbeiten und zu ordnen. Er gibt daraus hier einen ersten Überblick, der nach eigener Wahl vor allem die von E. SUESS aufgebaute und von ihr selbst als „Wiener Schule“ bezeichnete Forschungsrichtung in ihrem weiteren Schicksal herauszustellen sucht. Dadurch erscheint hier wohl die Leistung anderer Arbeitsrichtungen und ihrer Vertreter im Lehrkörper nicht in ihrer vollen Bedeutung für die heutige Arbeit des Institutes und den Stand der geologischen Forschung in Österreich gewürdigt. Es ist mein persönlicher Wunsch, daß dies nicht als eine Wertung von Seiten der Leitung des Institutes verstanden werden möge.

E. CLAR

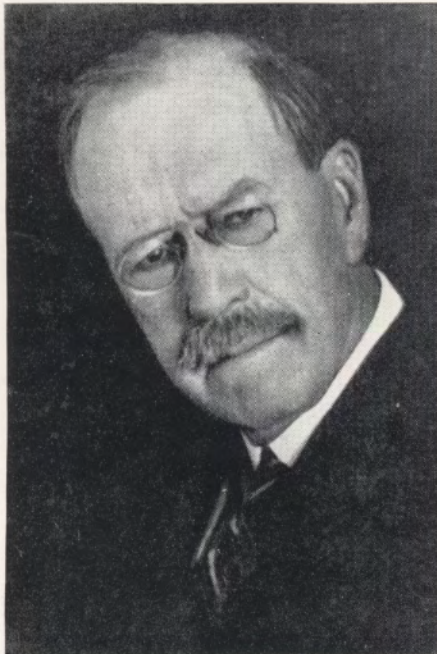


Eduard Sueß 1831—1914
Vorstand 1862—1901



Viktor Uhlig 1857—1911
Vorstand 1901—1911

Franz Eduard Sueß 1867—1941
Vorstand 1911—1936

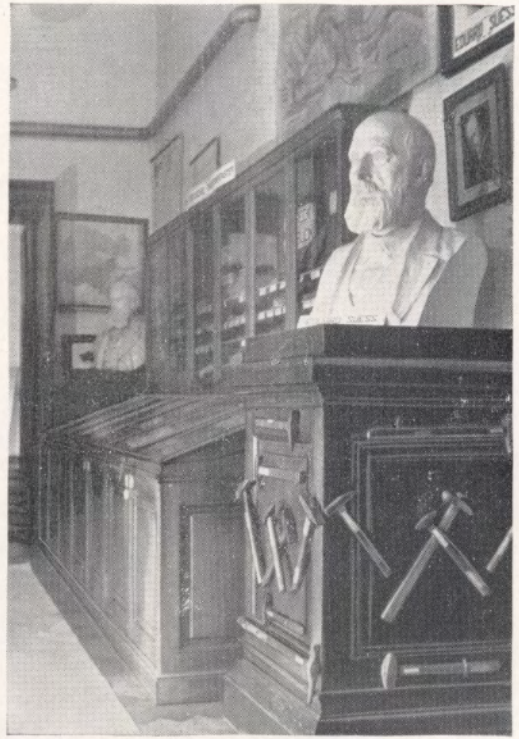


Kurt Leuchs 1881—1949
Vorstand 1939—1945





Leopold Kober, geb. 1883
Vorstand 1937—1938
und 1945—1954



Sammlungssaal IV
im Universitätsgebäude am Ring



Sammlungssaal III im Universitätsgebäude am Ring

Zur Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten

Von Wolfgang Schläger

Mit einer geologischen Karte (Tafel 3) und drei Tafelbeilagen (Tafel 4, 5 und 6)

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	13. Bd.	1962	S. 41-120	Wien, Juli 1963
-------------------------------	---------	------	-----------	-----------------

VORWORT

Die vorliegende Studie entstand aus Anlaß eines Firmenauftrages in den Lienzer Dolomiten und wurde als Dissertation am geologischen Institut der Universität Wien eingereicht.

Mein Dank gilt an erster Stelle meinen Lehrern, Prof. Dr. E. CLAR, unter dessen ständiger Anteilnahme diese Arbeit heranwuchs, und Prof. Dr. O. KÜHN, der ebenso stets mit Rat und Tat zur Seite stand und mir auch die Einrichtungen des paläontologischen Institutes stets in großzügiger Weise offenhielt.

Weiter gilt mein Dank Herrn Hofrat Prof. Dr. F. v. KAHLER und Herrn Dr. R. WEISS für die Unterstützung während des technischen Auftrages, den Herrn der Kärntner Elektrizitäts-AG. für ihr Verständnis gegenüber den Erfordernissen des Geologen.

Wertvolle Unterstützung bei der petrographischen Untersuchung der Vulkanite verdanke ich Herrn Prof. Dr. H. WIESENER, meinem Freund W. FRANK und meinen Kollegen W. EPPENSTEINER und G. LISTABARTH. Herr Dr. OBERHAUSER war so liebenswürdig, die Proben aus den Amlacher Wiesen mikropaläontologisch durchzusehen.

Mit Herrn Prof. Dr. R. W. v. BEMMELEN, Utrecht, dessen Neuaufnahme der Lienzer Dolomiten in Kürze erscheint, konnte ich so manche Frage im Gelände diskutieren, ebenso mit Herrn stud. geol. J. MEULENKAMP. In Fragen der Dolomitreccien konnte ich z. T. auf noch nicht veröffentlichte Ergebnisse von Herrn Dr. KÜBLER, Innsbruck, zurückgreifen. Ihnen allen gilt ebenfalls mein herzlicher Dank.

Inhalt

EINFÜHRUNG.....	47
1. Kartierungsbereich und Aufnahmetechnik.....	47
2. Erforschungsgeschichte, Probleme des Drauzuges.....	47
STRATIGRAPHIE.....	50
I. Die Schichtfolge des Aufnahmegebietes.....	50
Grundgebirge Gailtalkristallin	50
Perm Grödener Sandstein	50
Skyth Werfener Schichten	52
Anis Sandsteinflaserkalke	53
Hornsteinkalke	54
Anis-Ladin Dolomitisches Zwischenniveau.....	56
Bunte Kalke und Dolomite des Pittersbergzuges	56
Ladin Partnachschichten	57
Platten- und Diploporendolomite	59
Karn Carditaschichten	61
Nor Hauptdolomit	64
Nor-Rhät Plattenkalk	66
Rhät Kössener Schichten	67
Jura Liasfleckenmergel der Stadelwiese	69
Kreide Serie der Amlacher Wiesen.....	71
Überblick der Schichtentwicklung	72
II. Die Faziesbeziehungen des Drauzuges	73
Historische Entwicklung	73
Vergleich mit benachbartem Mesozoikum	74
Winnebacher Kalkzug	74
Karawanken-Nordkette	75
Triasinseln E des Faaker Sees	75
Nördliche Kalkalpen, Südalpen	76
Salzburger Kalkhochalpen	76
Triasberge von San Stefano di Cadore, Pontebba	76
Westliche Nordalpen	77
Engadiner Dolomiten, Stubaimesoikum	78
Stubaimesoikum	78
Engadiner Dolomiten	79
Trias im Osten: Ebenstein, St. Paul-Griffen, Stangalm.....	80
Übersicht und Zusammenfassung der Faziesbeziehungen	81
TEKTONIK	82
I. Hochstadel-Lumkofelgruppe	82
1. Gailtalkristallin und parautochthone Hülle.....	82
2. Grabenzone Tscheltcher Berg-Lumkofel.....	84
a) Lumkofel-Antiklinale.....	85
b) Mulde der Tscheltcher Alpe.....	86
c) Antiklinale Tscheltcher Berg-Schatzbühel	87
d) Flaschberger Mulde.....	90
Der Pirkner Bruch	91
3. Nordschenkel der Lienzer Antiklinale	92
Normalabfolge	92
Die Scholle der Stadelwiese	93

II. Schatzbühelgruppe — Gailbergfurche	95
1. Gailtalkristallin und parautochthone Hülle	95
2. Hochscholle Röthenkopf-Mussen	96
a) Pittersbergzug	96
b) Profil Röthen-Kuku-Silbergraben	97
c) Ostabschnitt	98
d) Westabschnitt	99
3. Gailbergantiklinale	100
Abschnitt E der Gailbergfurche	100
Abschnitt W der Gailbergfurche	102
Silbergrabenstörung	103
4. NE-Ende der Tscheltscher Grabenzone	104
III. Zum Baustil des mittleren Drauzuges	105
1. Die Bauelemente	105
2. Der Faltenbau	106
3. Zur Mechanik des Gebirgsbaues, Vergenzfrage	107
4. Das Störungsnetz	108
a) Aufgliederung in Systeme	108
b) Entstehung der Systeme	109
ZUSAMMENFASSUNG	111
LITERATURVERZEICHNIS	113

EINFÜHRUNG

1. Kartierungsbereich und Aufnahmetechnik

Geographische Lage. Das aufgenommene Gebiet umfaßt das Ostende der Lienzer Dolomiten, etwa von der Linie Hochstadel-Riebenkofel gegen E bis zur Gailbergfurche und vom Drautal nach S bis an das Gailkristallin längs der Linie Ladstatt (N Liesing i. Les.)—Grünkofel—Lanergraben—Rautalpe—Laas. In den Haupttälern ist das Gebiet etwa durch die Eckpunkte Nikolsdorf/Drau, Oberdrauburg, Kötschach/Gail und St. Lorenzen/Les. markiert, wobei die Gail im S nicht erreicht wird.

Die Aufnahme. Entsprechend dem Firmenauftrag wurde ein 3—6 km breiter Streifen im W 1:10 000 aufgenommen (Hochstadel-Lumkofelgruppe), für den übrigen Raum bis zur Gailbergfurche vor allen ein Überblick des Gebirgsbaues angestrebt, die Aufnahme 1:10 000 nicht geschlossen durchgeführt. Die Ergebnisse dieser zweiten Etappe sind in der Übersicht 1:50 000 verarbeitet. Exkursionen in die zentralen Lienzer Dolomiten und die Gailtaler Alpen galten vorwiegend stratigraphischen Fragen.

Kartiert wurde auf Vergrößerungen der „Österreichischen Karte 1:25 000“, Blätter 180/3, 196/2, 197/1, 197/2. Zur Ergänzung wurden auch Luftbilder verwendet.

2. Erforschungsgeschichte. Die Probleme des Drauzuges.

Überblickt man den Gang der geologischen Forschung im Drauzugebirge, so schälen sich, ähnlich wie auch anderswo in den Ostalpen, gewisse Zeitabschnitte und Forschungsrichtungen heraus, die jeweils ausgeprägte und spezifische Zielsetzungen aufweisen. Sie seien in den folgenden Absätzen besprochen. Aus dieser Bestandesaufnahme ergibt sich abschließend die Fragestellung der eigenen Arbeit.

I. Den Beginn geologischer Erforschung bildeten, wie überall, Reisen einzelner Forscher, in denen anfangs nur wenige verstreute Daten mitgeteilt werden, sehr bald jedoch auch geschlossene Profile und kleinere Kartenskizzen.

Erste geologische Nachrichten über unser Gebirge bringt HAQUET 1784. v. BUCH 1824 begeht bereits zwei Querschnitte des „Lienzer Gebirges“ und entwirft ein Kärtchen, allerdings mit sehr einfacher Ausscheidung.

EMMRICH 1856 erkennt die wesentlichen Glieder der Schichtfolge:

liassische Ammonitenkalke
Kössener Schichten
Hauptdolomit
Schichten m. *Cidaris dorsata* (Karn)
unterer bituminöser Dolomit (Anis?)
roter Sandstein (Permoskyth)

Mit STUR 1856 beginnt die offizielle Aufnahme durch die geologische Reichsanstalt. Das Gebirge wird übersichtsweise in zahlreichen Querschnitten dargestellt. Vor allem aber gelangen STUR für die Stratigraphie wichtige Fossilfunde (Rhät des Riebenkofels, Liaskalke der Amlacher Wiesen, Anis der Mussen).

v. MOJSISOVICS 1873 entwirft eine geschlossene Karte 1:144 000, die aber Manuskript geblieben ist. Die bisherige Stratigraphie wird i. w. bestätigt.

Den Abschluß dieser ersten „stratigraphischen“ Epoche bildet die Aufnahme von GEYER 1897—1903. Wie in anderen Gebieten hat GEYER auch hier ganz hervorragend gearbeitet. Der größte Teil der Lienzer Dolomiten und Gailtaler Alpen wurde auf den Kartenblättern Silian-S. Stefano, Oberdrauburg-Mauthen, Lienz und Mölltal dargestellt. Leider sind die beiden letzten nicht mehr im Druck erschienen. Die Stratigraphie ist nach den Arbeiten GEYERs in den wesentlichen Zügen geklärt. Die Parallelen zur Nordtiroler und voralpinen Entwicklung der Nordalpen, von MOJSISOVICS und STUR bereits in einzelnen Gliedern erkannt, werden von GEYER präzise herausgearbeitet und bilden ein sehr wesentliches Ergebnis für die kommende Ära der Deckenlehre. Über die Beobachtungen bezüglich der Tektonik hat sich die folgende Generation manchmal sehr großzügig hinweggesetzt. Sicher zu Unrecht. GEYER hat den Faltenbau des Gebirges richtig erkannt, wenn auch die Darstellung im einzelnen nicht überall verlässlich ist.

II. Mit dem Einbruch der **Deckentheorie** in die Ostalpen beginnt ein neuer Abschnitt. Der Drauzug wird in gewisser Hinsicht zu einer Besonderheit, er erhält eine Schlüsselstellung im Bau der Ostalpen.

Dies zeigt schon TERMIER 1903 in seinem ersten genialen Entwurf eines Deckenkonzeptes der Ostalpen: Der Drauzug ist die Wurzel der Nordalpendecken, er hat dementsprechend nordalpine Fazies. Über den Bau des Gebirges entwickelt er jedoch keine näheren Vorstellungen.

KOBER 1923, 139—141 präzisiert die Stellung des Drauzuges im Gesamtbild der Alpen: Ein zwischen dem nördlichen Kopf der Dinaridenmasse und dem ostalpinen Kristallin eingeklemmter Rest der nordalpinen Sedimentbecken, der im S zurückgeblieben war. Der Terminus „Deckenwurzel“ ist nur insofern berechtigt, als hier die kalkalpinen Decken stark ausgequetscht sind und steil abtauchen. Die eigentlichen Wurzeln, d. h. die Ansatzstellen der riesigen Faltenlamellen, aus denen die Decken hervorgingen, liegen noch weiter im S, überschoben vom Dinaridenblock.

Das Bild bei STAUB 1924, 211—215 ist sehr ähnlich. Er spricht zwar uneingeschränkt von „Wurzelzone“, definiert aber gleichzeitig p. 213: „Ist doch die Wurzel nur der steilgestellte rückwärtige Teil einer Decke“. Auch für ihn liegt der Südteil des Oberostalpins überschoben unter den Dinariden. Die Schichtentwicklung vergleicht er mit der Nordtiroler Fazies.

KOBER 1938, 68—74 kommt zu einer etwas anderen Anschauung bezüglich der tektonischen Lage. Der Drauzug bleibt zwar Bindeglied zwischen Nord- und Südalpen, die Schubbahnen der nordalpinen Decken werden aber noch N des Drauzuges in das Kristallin eingeführt, dieser selbst ist nur etwa 20 km nach N überschoben. KOBER betrachtet ihn als relativ autochthones Zwischengebirge, an das die südvergente Dinariden anschließen. 1955 behält er diese Auffassung i. w. bei.

TOLLMANN 1959 lehnt die relative Autochthonie des Bereiches S vom Tauernfenster entschieden ab. Im Gegensatz zu KOBER 1938, 1955 zieht er seine Größeneinheiten Mittel- und Oberostalpin als selbständige Decken bis in die Narbenzone durch. Er kommt damit wieder zur Vorstellung einer „Wurzelzone“ wie STAUB 1924 und KOBER 1923. Aus der Gliederung des Ostalpins in drei große Deckenstockwerke ergibt sich für den Drauzug eine andere, wesentliche Konsequenz: Das Kreuzeck- und Gailtalkristallin gehören nach TOLLMANN 1959 zum Mittelostalpin, der oberostalpine Drauzug kann daher nicht die Sedimentauflage dieses Grundgebirges sein. TOLLMANN legt daher zwischen das Permoskyth des Drauzuges und das Kristallin eine Schubfläche erster Ordnung, die Grenze zwischen Mittel- und Oberostalpin.

III. Die **Detailbearbeitung**, die neben den synthetischen Arbeiten, z. T. als Reaktion auf diese, allenthalben einsetzt, ist im Drauzug lange nicht so intensiv wie etwa in den Nordalpen oder den Hohen Tauern.

Zwischen GEYER 1903 und v. BEMMELEN 1957 wurde im westlichen Drauzug keine Detailkartierung veröffentlicht. Wohl aber brachten einzelne Arbeiten einen z. T. sehr wesentlichen Zuwachs

des Beobachtungsstandes, so CORNELIUS & CORNELIUS-FURLANI 1943; CORNELIUS-FURLANI 1953, 1955; MUTSCHLECHNER 1952. Dazu kommen die geschlossenen Darstellungen bei KLEBELSBERG 1935, HERITSCH 1943 und HERITSCH & KÜHN 1951, deren Wert vor allem in der objektiv-abwägenden Bestandsaufnahme liegt. HERITSCH hat dabei auch versucht, den tektonischen Bau der Lienzer Dolomiten und Gailtaler Alpen zu analysieren. 1943, 143 kommt er zu dem Schluß: „Faltenbau ist eigentlich nicht die Regel. Es herrscht vielmehr ein Schuppenbau, dessen einzelnen Züge von großen Längsstörungen begrenzt werden.“

IV. v. BEMMELEN 1957, 1961 hat die mittleren und westlichen Gailtaler Alpen aufgenommen, und dabei vor allem Gewicht auf die Tektonik gelegt. Seine Gedanken sind von grundsätzlicher Bedeutung. Bisher sah man die Falten- und Schuppenstrukturen des Gebirges als Ergebnis der generellen Einengung des Alpenkörpers, mit der auch der große Deckenbau entstand. v. BEMMELEN setzt dagegen das Prinzip der **Gravitationstektonik**: Durch Dehnung des Alpenkörpers sinken im Bereich des Drauzuges Teile des Gebirges in die Tiefe (primäre Anlage der Drauzugfurche als Graben- bzw. Halbgrabenzone). Auf die späteren Kippbewegungen der beiden Ufer reagieren die Gesteinspakete mit gravitativ bedingten **Schaukelbewegungen** längs tiefgehender, muschelförmiger Abrißbahnen, die sich an der Oberfläche als Auf- bzw. Abschiebungen innerhalb des Gebirgsstranges äußern.

STRATIGRAPHIE

I. Die Schichtfolge des Aufnahmegebietes.

Gailtalkristallin.

Die Aufnahme beschränkte sich auf das Permomesozoikum. Kristallin wurde nur im Süden als Unterlage der Sedimente angetroffen. Es handelt sich fast ausnahmslos um Granatglimmerschiefer und Granatphyllite mit einzelnen Quarzitlagen. Die Gesteine sind durchwegs etwas diaphthoritisch.

Näheres siehe bei HERITSCH & PAULITSCH 1958, 193—195.

P E R M

Grödener Sandstein

Feste, feinkörnige Quarz- und Arkosesandsteine mit Konglomeratlagen. Farbe rot, seltener grün oder weißlich; Bankung im dm — m-Bereich, sehr häufig aber undeutlich.

Zur Charakterisierung der einzelnen Gesteinstypen:

Quarzsandsteine: Sie überwiegen bei weitem. Komponenten, soweit erkennbar, gut, seltener nur kantengerundet. Glimmergehalt gegenüber den Werfener Sandsteinen gering, nimmt aber gegen oben hin zu. Bindemittel hämatitisch.

Arkosen: Soweit makroskopisch erkennbar, treten sie nur vereinzelt auf (Ladstatt, Röthengraben). Die Schätzung des Feldspatanteiles bleibt auch im Schliff schwierig (Körner klar!), er liegt jedoch sicher häufig über 10%.

Konglomerate: Finden sich in Lagen bis 50 cm Dicke verstreut im ganzen Schichtkomplex. Eine Zunahme des Konglomeratanteiles gegen unten war nicht festzustellen. Gesteinsbestand: Weitaus vorherrschend Quarz und rote Sandsteine (bis doppelt faustgroß), seltener Quarzporphyr (Zunahme gegen E, Laas); nur vereinzelt Aplitgneise, Amphibolite und Lydite.

Die ganz unregelmäßige Verteilung und der rasche Wechsel größerer mit feinen Lagen, zusammen mit raschem Auskeilen der Konglomeratlagen scheinen dem Verf. ein Argument gegen eine rein marine Bildung der Sandsteine. Interferenz kurzzeitiger fluviatiler Schüttung mit Flachseebildungen ist wahrscheinlicher.

Die Absonderung nach dem sedimentären s ist meist nur durch Glimmer- oder Konglomeratlagen deutlich, bei tektonischer Beanspruchung verschwinden die **Bankungsfugen** häufig ganz, das Gestein wird bröselig und zeigt schalige Absonderung parallel zur Oberfläche.

Die Grenze zum Kristallin: Im kartierten Gebiet war nirgends ein Transgressionsverband zu beobachten, doch zeigen sich die Gesteine nahe der Grenze kaum stärker beansprucht (Mattlingbach, Röthen). Eine geringfügige Störung ist als Ablösungsfuge der Sedimenthülle bei der Steilstellung ohneweiters verständlich.

Aufschlüsse im Tuffbach W des kartierten Gebietes, auf die mich Herr MEULENKAMP hinwies, sprechen eindeutig für eine ursprüngliche **Transgression** des Grödener Sandsteins auf dem Gailkristallin. Im Graben etwa 300 m W des W. H. Tuffbad stehen sich zu beiden Seiten des Baches Glimmerschiefer und grobe Konglomerate gegenüber, durch etwa 20 m Schutt des Bachbettes getrennt. Die Konglomeratbänke führen neben Quarzsandsteinen und Quarzgeröllen vor allem bis 30 cm lange Flatschen diaphthoritischer Granatglimmerschiefer, wie sie am anderen Bachufer anstehen. Stellenweise besteht das Gestein völlig aus den wirr geschichteten Brocken des Kristallins mit ganz wenig sandigem Bindemittel.

Gerölle diaphthoritischer Glimmerschiefer erwähnen auch HERITSCH & PAULITSCH 1958, 194 aus dem Grödener Sandstein. Verf. hält die groben Konglomerate für einen Rest der sonst meist

abgesicherten Transgressionsbasis des Grödener Sandsteins. Gleich wie in den Gailtaler Alpen nach v. BEMMELEN 1957, 192 und FRITSCH 1961, 52, liegen auch hier im Westen die Grödener Sandsteine transgressiv auf dem Kristallin.

Mächtigkeit: Wie bei allen Gliedern der parautochthonen Hüllserie stark schwankend, im Liesinggraben um 100 m, im Bereich Mattlingbach-Motalm zwischen 400—450 m. Im Laaser Wald noch wesentlich größer, dort aber sicher tektonisch bedingt.

S K Y T H

Werfener Schichten

Rostbraune, grüne oder rote, mürbe Sandsteine von 5—20 cm Schichtdicke, wechselnd mit bunten Tonschiefern und sandigen Mergeln. Flimmernder, dichter Glimmerbelag der Schichtflächen ist die Regel. Häufig finden sich Bivalvenabdrücke und Kriechspuren.

Im östlichen Ast des Pallaser Baches (300 m oberhalb der Mühlen bei P 1299 m) und an der Forststraße unterhalb des Röhensattels ist die **Grenze zu den Grödenern** aufgeschlossen: Die Werfener Schichten entwickeln sich allmählich aus den Grödener Sandsteinen durch Einschaltung der Tonschieferlagen, Zunahme des Glimmergehaltes und buntere Farben. Eine Andeutung des **Bellerophon-Niveaus** fehlt in diesen Profilen völlig; es konnte auch sonst im Bereich des kartierten Drauzug-Südrandes kein Gestein gefunden werden, das den dunklen, gipsführenden Dolomiten E Laas vergleichbar wäre, die v. BEMMELEN 1957, 183 und GEYER 1901d als Belleophon-Schichten deuten.

Im Südhang des Lumkofels und auf der Motalpe werden die schlecht aufgeschlossenen Werfener Sandsteine von Brocken gelber **Rauhacken** begleitet; z. T. sind es nur zellig verwitternde, gelbbraune Dolomitsandsteine, zum andern aber echte Dolomitrauhacken. Nach den Streufunden zu schließen, gehören sie in die oberen Partien der Werfener, wohl als Einschaltung dolomitischer Partien zwischen Sandsteinbänken. In vereinzelt Stücken sind sie auch im E gegen Laas hin immer wieder zu beobachten.

Fossilien: Muschelabdrücke in den Sandsteinen sind zwar nicht selten, bestimmbare Funde aber doch rar.

Im Sattel N P 1841m auf der Motalpe fanden sich

Anodontophora cf. fassaensis (WISSM.),

im östlichen Ast des Pallaser Baches, 300 m oberhalb P 1299 m

Anodontophora fassaensis (WISSM.)

? *Myophoria costata* (ZENK.).

Die letzte Form ist bezeichnend für obere Campiler Schichten teste, ARTHABER 1906, 258. Das ziemlich schwächige Paket von Werfener Sandsteinen gehört daher wahrscheinlich ins **Campil**. Es ist anzunehmen, daß tieferes Skyth größtenteils noch in der Fazies des Grödener Sandsteins vorliegt. (Die Bellerophonolomite bei Laas liegen nicht mehr im stratigraphischen Verband und geben daher keinen Hinweis auf die Grenze Perm-Skyth).

Mächtigkeit: Sehr unterschiedlich. Mindestens die Obergrenze ist im kartierten Gebiet stets gestört und das dünne Band bunter Sandsteine häufig vollkommen ausgequetscht. In dem ziemlich ruhigen Bereich W der Motalpe schwellen sie auf etwa **130 m** an.

ANIS

Besteht überwiegend aus **sandigen Knollenkalken**, darüber geringe dunkle **Plattenkalke**.

1. **Knollenkalk** (Sandsteinflaserkalke und lichte Kalke. In der Hauptsache sehr dunkle, feinkörnige Kalke, durchzogen von Fasern aus glimmerigem Sandstein oder sandigem Mergel. Das Zwischenmittel bekommt öfters die Überhand und die Kalkkomponenten schwimmen dann darin als längliche Knollen. Schichtung ist unregelmäßig, meist ziemlich grob. Das mergelig-sandige Zwischenmittel verwittert gelbbraun und bildet zwischen den grauen Kalkwülsten der Schichtflächen ein eigenartiges Netzwerk. Häufig ist das Gestein förmlich zerwühlt von cm-dicken Grabgängen, die stets mit Kalk erfüllt sind und die knollige Struktur noch verstärken. (Vgl. die nordalpinen „Wurstelbänke“). Partienweise werden die Kalke spätig, die Oberfläche rauh von Fossilgrus mit einzelnen Crinoidengliedern und Schalenquerschnitten. Am E-Hang des Kuku (=entstellte Wiedergabe von „Guggen“ durch die Spezialkarte) schalten sich zwischen die Kalkbänke auch dickere Lagen von gelbbraunen, weichen Glimmermergeln.

N des Kuku folgen auf die Flaserkalke etwa 40 m mächtig **grob gebankt**, selten dünn-schichtig, **mittelgraue Kalke**. Sie verwittern in hellen Wandstufen, zeigen örtlich bei höherem Dolomitgehalt zerhackte Oberflächen mit gelblichem Anflug und führen Crinoidenreste. Lithologisch gleichartige Gesteine begleiten die Flaserkalke im Bereich des Lumkofels und Lanergrabens. N P 1841 m fanden sich darin 1 mm große Querschnitte von Dasycladaceen, allerdings erst im Schliff gut erkennbar. Die grob gebankten Kalke wurden getrennt ausgeschieden.

Ganz zweifellos entsprechen diese Gesteine dem „unteren Muschelkalk“ (Knollenkalk) bei v. BEMMELEN 1957, 182. Ein allmäh-

licher Übergang aus den Werfener Schichten, wie ihn v. BEMMELEN 1957, 182 und 1961, 219 angibt, war nirgends unmittelbar zu beobachten. Lithologisch werden die etwas graugrün verwitterten Knollenkalke mit ihren gelbbraunen, glimmerigen Mergellagen gewissen Typen der oberen Werfener Schichten Südtirols so ähnlich, daß man sie für Äquivalente der kalkigen Campiler Schichten halten möchte. Dagegen berichtet aber v. BEMMELEN 1957, 183, daß sich örtlich geringmächtige, schwarze Plattenkalke zwischen Werfener Sch. und Knollenkalk schieben. Dasselbe beobachtete GEYER 1896a, 119. Der Hiatus im Sedimentcharakter an der Wende Skyth-Anis scheint aber jedenfalls nicht so ausgeprägt wie in den Nordalpen.

Eine so mächtige Folge von klastisch beeinflussten Gesteinen ist im Anis der Nord- und Südalpen sonst selten. Sie findet jedoch eine Parallele in den **Pragser Schichten** des östlichen Südtirol bei PIA 1937, 27—44.

2. **Dunkle Hornsteinkalke.** Im Südostteil der Mussen liegen auf den Flaserkalken gut geschichtete, dunkle Hornsteinkalke. Im Anschlag splittrig, bituminös, führen sie reichlich Crinoidenspat. Bisweilen sind die Kalke (und auch der Echinodernenspat!) in schmutzиграuen, splittrigen Dolomit verwandelt und schwach verkieselt.

Die Gesteine zeigen stellenweise reichlich Brachiopoden und ließen sich als Mittelanis einstufen (s. u.). Im Westteil der Mussen treten die Kalke nahe der Südrandstörung im Liegend der Partnachschichten auf, das dolomitische Zwischenniveau (s. d.) ist hier nur schwach angedeutet. Sie sind auch dort wieder fossilführend.

Fossilien, stratigraphische Schlüsse: An stratigraphisch auswertbaren Fossilfunden ergaben sich:

1. Sandsteinflaserkalke, Lanergraben unterhalb P 1598 m

Lima (Plagiostoma) striata (SCHLOTH.)
aff. *Tetractinella* BITTN.

dazu zahlreiche Crinoidenstielglieder ähnlich *Encrinus liliiformis* v. BUCH.

2. Dunkle Hornsteinkalke

a) Weg Röthensattel-Mussen in 1550 m

Rhynchonella decurtata (GIR.)
Tetractinella trigonella (SCHL.)

Crinoidenstielglieder bis 9 mm Durchmesser, ähnlich *Encrinus liliiformis*.

b) Mussen, 450 m WSW Stadel P 1561 m

Rhynchonella decurtata (GIR.)

Daonella v. MOJS. sp.

dazu wieder ähnliche Crinoidenstielglieder.

Schon STUR 1856, 137 meldet von der Mussen *Rhynchonella decurtata* (det. E. SUESS) und *Encrinurus liliiformis* in dunklen Plattenkalken. Die Fossilien waren nur in angewitterten Stücken gewinnbar und ließen sich nicht heraus schlagen, bemerkt er eigens. Das stimmt gut mit den eigenen Funden überein, die z. T. verkieselt, zusammen mit den Hornsteinkonkretionen prächtig auswittern, aber keine brauchbaren Anbrüche liefern. Hält man an dem besonders von ARTHABER 1906, 264 betonten Leitwert der *Rhynchonella decurtata* fest, so sind die dunklen **Hornsteinkalke** ins Mittelanis (Pelson) einzustufen, stratigraphische Äquivalente der Brachiopodenkalke von Recoaro, mit denen sie auch im übrigen Fossilinhalt (nicht lithologisch) übereinstimmen.

Die **Flaserkalke** im Lanergraben sind zweifellos anisisch, eine genauere Festlegung erlauben die Fossilfunde nicht.

v. BEMMELEN 1961, 219 fand am Südhang des Staff (östliche Gailtaler Alpen) schwarze Plattenkalke mit Ammoniten, die er mit Wahrscheinlichkeit zum oberen Teil des Knollenkalks rechnet. ZAPFE (nach v. BEMMELEN 1961, 219) bestimmte daraus u. a.

Danubites torosus (ARTH.),

Danubites ex aff. *ambika* (DIEN.)

und stellt die Schichten ins Oberanis (*Trinodosus*-Zone, Illyr). Aus dem dolomitischen Zwischenniveau stammt nach v. BEMMELEN 1957, 185.

Daonella cf. *taramellii* MOJS. (det. ZAPFE),
nach KITTL 1912, 213 eine unterladinische Form.

Eigene Begehungen in den östlichen Teilen des Drauzuges brachten einige Hinweise zur Auflösung der Anis-Schichtfolge: Im Jaukengraben S Dellach/Drau folgen über mächtigen Knollenkalken (im Hangend blaugraue Sandsteinbänke wie auch auf der Mussen) dunkle, ebenflächige Kalke, wenige Meter mächtig. Darüber das dolomitische Zwischenniveau mit Dolomiten vom Jaukentypus, plattigen Mergellagen und unten noch vereinzelt groben Knollenkalken. Die dunklen Kalke an der Grenze Knollenkalk/Dolomitniveau führen reichlich Crinoidenreste und Lumachellen mit *Daonella* an *Posidonia* leider keine Brachiopoden. Diese sicher ungestörte Abfolge kann auch als Leitprofil für die Verhältnisse im W verwendet werden.

Aus einem Vergleich der eigenen Feldbefunde und Fossilien mit den Ergebnissen von v. BEMMELEN 1957 und 1961 ergibt sich folgende **Gliederung des Anis**:

Hangend: Partnachkalke
Dolomitisches Zwischenniveau (Anis?-Ladin)
dunkle Plattenkalke m. Ammoniten (Illyr, nur örtlich)
Hornsteinkalke m. Brachiopoden (Pelson, nur örtlich)
Knollenkalk (Skyth? — Pelson)
Liegend: Werfener Schichten (Campil)

Die Abgrenzung des Anis in diesem Komplex ist nicht ganz leicht. Unten werden die Knollenkalke kaum, wenn überhaupt, in das Skyth hinabreichen, da die Werfener Sandsteine mit *Myophoria costata* schon höheres Campil umfassen. Die Obergrenze des Knollenkalkes ist häufig durch fossilführende Plattenkalke markiert, die bezeichnenderweise mittel- oder oberanisisch sind. Beachtet man dazu die wechselnde Ausbildung des Dolomitniveaus, manchmal mächtig entwickelt, manchmal in den tiefen Partnachkalken nur angedeutet, so bietet sich im höheren Anis eine sehr wechselvolle Folge, in der die Grenze Anis/Ladin vermutlich immer in oder knapp unter dem dolomitischen Zwischenniveau liegt.

Mächtigkeit: Bei Annahme einer einfachen Antiklinale ergibt sich am Kuku für die Knollenkalke etwa 300 m. Die Hornsteinkalke sind einige Meterzehner dick.

ANIS? — LADIN

Dolomitisches Zwischenniveau

Zwischen die hellen Kalke und die Serie Partnachkalke schieben sich stellenweise bis 100 m mächtige, bituminöse, braun verwitternde Dolomite, durch Wechsellagerung mit Hangend und Liegend verbunden. Stets sind sie gut geschichtet, manchmal auch nur durch häufige Dolomiteinschaltungen in den untersten Partnachkalken vertreten (Mussen Westteil).

Diese Gesteine entsprechen wohl dem „dolomitischen Zwischenniveau“ bei v. BEMMELEN 1957, 184 und 1961, 220.

Bunte Kalke und Dolomite des Pittersbergzuges

Dunkle Dolomite und bunte Kalke unsicherer Stellung bauen die massige Rippe auf, die N des Röthensattels über Röthenkopf und Pittersberg gegen Laas herabzieht.

Die Hauptmasse sind schichtungslose, grusige Dolomite. Feinkörnig, bituminös, dunkel- bis mittelgrau, gleichen sie dem Hauptdolomit, von dem sie nur der häufige Stich ins rötliche unterscheidet.

det. SE des Röthenkopfes und auch am Pittersberg entwickeln sich daraus örtlich massige, feinkörnige Kalke von dunkler Grundfarbe; feine Fe-Mn-Häute füllen das Netzwerk ihrer Klüfte und ihre rot-violetten oder ockergelben Verwitterungshöfe geben dem Gestein ein buntes Aussehen. Am SE-Fuß des Röthenkopfes werden die Kalke brecciös: walnußgroße, schlecht gerundete Bruchstücke dunkler Kalke und Dolomite schwimmen in einem rötlich verfärbten Kalkbindemittel mit Fe-Mn-Oxydkrusten. Vereinzelt finden sich auch ähnliche Breccien wieder als Komponenten.

Zur stratigraphischen Stellung: Die bunten Kalke und Breccien haben keine Parallelen in anderen Gesteinen des bearbeiteten Gebietes. v. BEMMELEN 1957, Taf. 17 deutet den ganzen Zug als Hauptdolomit und Jaukenkalke. Dagegen sprechen außer tektonischen auch lithologische Gründe: Dunkle, bituminöse Dolomite sind ein häufiger Gesteinstyp im Drauzug und andererseits die bunten Kalke und Breccien für Hauptdolomit eine sehr fremdartige Gesteinsgesellschaft. Verf. vermutet in den fraglichen Gesteinen am ehesten Mitteltrias, massige Ausbildung des dolomitischen Zwischenniveaus, wie es v. BEMMELEN 1957, 185 aus den Gailtaler Alpen stellenweise angibt. (Weiteres siehe p. 96).

LADIN

Partnachsichten

Dunkle, auffallend ebenflächige, **dünnschichtige Kalke** bauen den Großteil des Höhenzuges der Mussen auf. In den Liegendteilen der Serie gesellen sich dazu häufig etwas dickere Bänke dunkelgrauer, bituminöser Dolomite mit bräunlicher Anwitterung. Entweder rau und sandig abreibend oder fest und splittrig, bilden sie im E den Übergang zu den unterlagernden Gesteinen des „dolomitischen Zwischenniveaus“, im W-Teil der Mussen wird auch dieses durch die Wechsellagerung von Kalk und Dolomit ersetzt. In den Kalken schwimmen häufig bis 1 cm große eckige Fremdkörper, meist bräunliche Dolomite; sie verwittern rascher als ihre Umgebung und hinterlassen auf der Oberfläche kleine Luken; feine Typen der **Breccien** werden förmlich „wurmstichig“.

Gegen das Hangend verlieren sich die Dolomitlagen, die Kalke spalten in mm-dicken Platten und ihre ebenen Schichtflächen sind bisweilen voll von den Schalen einer *Posidonia*.

Blättrige, oft papierdünn spaltende **Mergel** und dunkle Tonschiefer begleiten die Kalke im Hangend. Sie verwittern graugrün und ihre kalkigen Lagen liefern dünnplattiges Haufwerk, das mit knackendem Ton zerbricht. Von den Kössener Schichten, mit denen sie GEYER 1901d auf der Mussen zusammenwarf scheidet sie das Fehlen größerer Lagen einförmiger, weicher Tonschiefer und kompakter, Meterzehner mächtiger Kalkzüge. Außerdem gehen sie all-

mählich aus ihrer Kalkunterlage hervor, während die Kössener Schichten gewöhnlich scharf mit mächtigen Tonschiefern über dem Plattenkalk einsetzen.

Verblüffend bleibt die Ähnlichkeit der Partnachkalke mit dem obertriadischen Plattenkalk etwa des Lumkofels, sowohl in einzelnen Gesteinstypen als auch in der Gesamtheit der Serien.

Vulkanite.

Auf der Mussen sind den Partnachkalcken vulkanische Gesteine eingelagert, die im Hang 200 m NW P 1755 m ausstehend gefunden wurden (Taf. 6/8).

Frische Stücke sind dunkelgrau, splittrig und auffallend schwer. Mit freiem Auge sind 1 mm große Biotitblättchen und kleinere, glänzende Spaltflächen von Feldspateinsprenglingen zu erkennen. Dichtere Varietäten zeigen Einsprenglinge nur als dunkle Punkte. Mit der Verwitterung werden die Gesteine zunehmend heller und liefern schließlich bleiche, schmutzigweiße oder bräunliche, mürbe Brocken, in denen dunkler Biotit und die porzellanartigen, weißen Tupfen der Feldspäte auffallen.

Im **Dünnschliff**: Ein Teil der Gesteine sind offenbar reine Vulkanite. Porphyrische Struktur, Grundmasse feinkristallin, aus Quarz (meist Chalcedon) und dichtem Filz von Hellglimmer bestehend. Einsprenglinge sind bis 1 mm große Plagioklase, meist polysynthetisch verzwilligt und stark zersetzt (Hellglimmer, Chalcedon); weiter gut erhaltene Biotitkristalle bis 2 mm und seltener Hornblende (bis 1 mm), z. T. ebenfalls stark zersetzt. Häufig sind chalcedonerfüllte, konkave Zwickel, bisweilen auch ovale Aggregate von Chalcedon; beides wohl ehemalige Hohlräume in blasiger Lava.

Ein anderer Teil der Proben erweist sich sehr karbonatreich (über 50%), zeigt in s eingeregelt Biotit-Blättchen und Plagioklas-körner. Es handelt sich hier wahrscheinlich um Tuffite.

Einige Bestimmungen der Plagioklase am U-Tisch ergaben Werte zwischen 35—50% An, ein Maximalwert wurde mit 56% An gemessen (Bestimmung FRANK). Tieftemperaturoptik ist in einigen Fällen sicher nachgewiesen, Hochtemperaturoptik fraglich.

Die Gesteine sind demnach wahrscheinlich **Porphyrite** und Porphyrituffe. Eine vollkommen sichere Bestimmung läßt das bisher vorliegende, stark zersetzte Material nicht zu.

Altersmäßig entsprechen die Funde den Augitporphyriten des Dobratschgebietes (PILGER & SCHÖNENBERG 1959, 205, STREHL 1960, 28) und dem Ladinvulkanismus der Südalpen (Wengener Schichten) und sind diesen Gesteinen auch petrographisch ähnlich.

Fossilien, stratigraphische Stellung: Auf der Mussen, 200 m NW P 1755 m in den plattigen Kalken unter der Mergelserie

Posidonia cf. wengensis WISSM.

Mehrere Schlammproben aus den Mergeln im Silbergraben blieben erfolglos. GEYER 1897a, 121 zitiert *Posidonia wengensis* WISSM. aus den Partnachsichten der Gailtaler Alpen, ebenso v. BEMMELEN 1961, 221 aus seinem oberen Muschelkalk; wahrscheinlich stammen auch die Posidonien und Fischreste, die STUR 1856, 417 von der Mussen angibt, aus den Partnachkalken.

Lithologisch entsprechen unsere Gesteine sehr gut dem, was GEYER 1901d als „Partnachsichten“ östlich des Gailbergsattels ausscheidet (z. B. Schusterbauer b. Stein, E Oberdrauburg). GEYER 1901c, 64 entschied sich nach längerem Schwanken für den Namen „Partnachsichten“. Verf. hält es im Gegensatz zu v. BEMMELEN 1957 und 1961, 221 für besser, die Bezeichnung auch für die liegenden Kalkanteile beizubehalten, statt den ohnehin umstrittenen Begriff „Muschelkalk“ auf sicher ladinische Glieder anzuwenden.

Diploporen- und Plattendolomite (Wettersteindolomit)

Im Kern der Lienzer Antiklinale tritt von der Kerschbaumer Alpe gegen E unter den Carditaschichten ein mächtiges Dolomitpaket zutage, das von GEYER 1903, 171 in lithologisch etwas irreführender Weise als Wettersteinkalk bezeichnet wurde. Der Nordschenkel der Antiklinale zeigt in den Hängen zwischen Pirkner Bach und Hochstadel eine ziemlich ungestörte Folge dieser Gesteine.

Folgende Komplexe waren zu unterscheiden:

1. Liegend: **Diploporendolomite.**

Massig, hell verwitternd und zuckerkörnig, bestehen sie stellenweise fast nur aus Algenquerschnitten und entsprechen in diesen Typen recht gut dem gewohnten Bild nordalpiner Diploporendolomite. Daneben aber werden sie auch dunkel, braungrau, verwittern schmutziggelblich mit sandig abreibender Oberfläche. Ähnlich den massigen Teilen des Hauptdolomits bilden auch sie häufig senkrechte, ungliederte Wandstufen (Hängende Wand). Anzeichen einer groben Bankung sind aber aus größerer Entfernung fast immer vorhanden; gegen das Hangend werden die Schichtfugen häufiger, Bänke mit Diploporenhäcksel wechseln mit fossilereeren, feinschichtigen Typen, die zum nächsten Schichtglied überleiten.

Mächtigkeit: 330 m aufgeschlossen, Untergrenze offen.

2. „Grüne Schichten“.

Zwischen Diploporen- und Plattendolomite schiebt sich, etwa 100 m dick, ein Paket von Rauhwacken und grünlich-blauen Dolomitmergeln, gelegentlich unterbrochen von normalen Bänderdolomiten. Sie wurden als verfolgbare Horizont auch in der Karte ausgeschieden.

Es besteht der Verdacht auf vulkanische Einstreuungen. Die Untersuchung im Röntgendiffraktometer des Min. Inst. d. Univ. Wien durch W. EPPENSTEINER und G. LISTABARTH ergab allerdings keine näheren Anhaltspunkte in dieser Richtung.

3. **Plattendolomite** (= p. p. Jaukendolomit v. BEMMELEN 1957, 186).

Über den „Grünen Schichten“ entwickelt sich eine sehr gleichmäßige Serie ebenflächiger, gut geschichteter Dolomite. Sie weichen von der sonst bekannten Ausbildung der Ladindolomite in Nord- und Südalpen beträchtlich ab und wurden deshalb genauer aufgenommen (Graben W Ochsenbödel von P 1578 m — P 2213 m).

Hauptgestein sind etwas **tonige Plattendolomite**, lichtgrau, splittrig und scharfkantig im Bruch, verwittert hell und von glatter Oberfläche. Häufig sind rostige Butzen und Häute, die Verwitterungsprodukte einer feinen Durchaderung mit Schwefelkies, die besonders an brecciöse Lagen gebunden ist.

Zwischen diese Gesteine schalten sich gegen oben hin zunehmend etwas **größere Bänke** mit deutlicher **Feinbänderung** auf der hellen, cremefarbenen Oberfläche. Im Bruch sind sie körniger als die obigen Gesteine und zeigen oft Unregelmäßigkeiten. Wo sich gelegentlich eine dickere Lage einschiebt, werden die feinen Bänder an der Grenze leicht gekräuselt oder gewellt, kleine Winkeldiskordanzen und Stauchfalten sind ebenfalls nicht selten. Diese Unruhe kann sich bis zur Aufarbeitung einzelner Lagen steigern: Häufig nur geknickt, zerbrochen und etwas gegeneinander verschoben, werden die cm-großen Bruchstücke stellenweise aber zu wirren Haufen durcheinandergewürfelt. Zweifellos handelt es sich um ursprüngliche Sedimentstrukturen, kleine Stauchungen und Gleitungen in einem halbverfestigten Karbonatschlamm (**Sedimentärbreccien**).

Vorwiegend unter dem 1. Carditaband finden sich wieder andere **Dolomite: Dunkle**, auffallend **schwere** Gesteine ohne Feinbänderung aber zahlreichen feingekräuselten Spatadern. Auf ihrer braunen Oberfläche wittern öfter Querschnitte kleiner Megalodonten aus, ein Analogon zu den Megalodusbänken des oberen Wettersteinkalkes von Bleiberg (vgl. HOLLER 1960, 64—66).

Fast der gesamte lithologische Bestand der ladinischen Plattendolomite findet sich auch über den Carditaschichten im tieferen Hauptdolomit und wurde daher von v. BEMMELEN 1957, 186 als **Jaukenserie** zusammengefaßt.

Mächtigkeit: Im Südfall des Hochstadel etwa 8—900 m aufgeschlossen, ohne daß in den kahlen Hängen größere tektonische Fugen sichtbar wären. Die Abfolge entspricht daher ziemlich sicher der stratigraphischen Mächtigkeit.

Eine fast 1000 m mächtige Folge gut geschichteter Plattendolomite im Ladin, die sich über das karnische Niveau bis in das Nor hinein fortsetzt ist aus den Nord- und Südalpen sonst nicht beschrieben und wird schon von KLEBELSBERG 1935, 281 als Besonderheit vermerkt. Ihr steht gegenüber die gewaltige Riffentwicklung, wie sie etwa v. BEMMELEN 1957, 187 vom Reißkofel beschreibt, und die nach ihm ohne eine karnische Zäsur vom Ladin bis in das Nor andauert hat. Feiner Kalkschlamm als Endprodukt des Riffdetritus, wie er sich heute noch in Lee von Riffbarrieren bildet, ist als Ausgangsmaterial für die Plattendolomite wohl denkbar. Die Lebensbedingungen in dieser, immer wieder hochgewirbelten Trübe (Sedimentstrukturen!) waren sicher ungünstig, so daß das Fehlen größerer Diploporenanhäufungen nicht wunder nimmt; Megalodonten waren in dieser Hinsicht resistenter. Es entstünde so ein ähnliches Bild, wie es ZAPFE 1959, 126 für das Nor — Rhät der Nordalpen mit Verzahnung von Riffkalken mit gebanktem Dachsteinkalk und Plattenkalk entwirft.

Fossilien, stratigraphische Stellung: Die Diploporendolomite führen *Diplopora annulata* SCHAFH. (det. KÜHN), womit Ladin sicher belegt ist.

In den Plattendolomiten fanden sich selten undeutliche Diploporenquerschnitte (Rippe E Ochsenbödl, unterhalb P 2213 m) und nahe den karnischen Schieferen Bänke mit bis 3 cm großen Megalodonten (Graben W Ochsenbödl unterhalb Seibl.).

KARN

Carditaschichten

Ohne Übergänge liegen in der einförmigen Folge der Plattendolomite die Einschnitte dreier Sandstein- und Tonschieferlagen, lithologisch und im Fossilgehalt eindeutig als karnischer Horizont zu erkennen.

Einzelheiten über Abfolge und Bau der karnischen Schichtglieder gibt das Säulenprofil Taf. 4. Hier seien nur die einzelnen Gesteinstypen näher gekennzeichnet.

1. **Schwarze Tonschiefer** und Mergelschiefer, stellenweise mit rostigem Anflug. Darin finden sich einzelne dm-starke, dunkelgraue Mergelbänke, die auffallend grell ockergelb verwittern und häufig dolomitisch sind.

2. **Dünnplattige, glimmerige Sandsteine** setzen vor allem Band I zusammen. Sie verwittern schmutziggelb oder schwach grün, zeigen in der Regel dunkle Tonhäute und -schmitzen, sowie feine, limoniterfüllte Löcher. Pflanzenhäcksel ist nicht selten und einzelne Platten führen massenhaft Bivalvenreste als Steinkerne oder Abdrücke. Die mächtige Sandsteinbank im Band III ist lithologisch von dem dünnplattigen Gesteinen kaum verschieden.

3. **Oolithkalke.** Dunkelgrau, feinspätig, mit feiner Pyritdurchstäubung. Sie begleiten das oberste Schieferband im Hangend. Die 10—30 cm dicken Bänke sind anfangs wellig, mit breiten Schichtfugen, werden aber gegen oben zunehmend ebenflächig und fester gebankt; mehr und mehr dolomitisch verlaufen sie schließlich in dem überlagernden Hauptdolomit. Auf der mittelgrauen, leicht violetten Oberfläche erscheinen häufig Schalenquerbrüche, in den gelblichen Mergeln der Schichtfugen feiner Fossilgrus. Die unterste Fläche, mit der die Kalke scharf über den Schiefnern einsetzen, ist zerwühlt von eigentümlichen Kriechspuren, die nicht deutbar waren.

Die Fazies der Kalke erinnert an die **Cidaritenschichten**, wie sie im Karn der Nordalpen immer wieder auftreten (vgl. GANSS, KÜMEL & SPENGLER 1954, 19; TOLLMANN 1960, 62 u. a.).

4. **Zwischendolomit.** Lithologisch gleich dem oberen Teil der ladinischen Plattendolomite, lediglich die rostigen Anflüge sind häufiger. Die Tonschiefer setzen stets unvermittelt über einer ziemlich limonitreichen, ebenflächigen Bank ein.

Vererzung: In den Dolomiten und den Schieferbändern, besonders in Band III finden sich Limonitkonkretionen, verwitterte Reste einer Spat- oder Kiesvererzung, die örtlich abgebaut wurden (z. B. Unholden Alm).

Fossilien, stratigraphische Stellung: Am Dreitörlweg E des Rosengarten in Band I zahlreiche Steinkerne von

Myophoria (*Heminajas*) *fissidentata* (WÖHRM.)

GEYER 1903, 173 berichtet über fragliche Funde von *Trigonodus* sp., es handelt sich dabei wahrscheinlich um schlecht erhaltene Stücke unserer *Myophoria*.

Die Carditaschichten wurden in einem zusammenhängenden Streifen von ca. 6 km Länge aufgenommen und zeigen dabei eine erstaunliche Konstanz sowohl in den Mächtigkeitsverhältnissen der einzelnen Schieferbänder und Dolomitlagen, als auch in Einzel-

heiten des lithologischen Profiles. Die in der Schichtsäule Taf. 4 wiedergegebenen Details etwa des obersten Carditabandes wurden in ganz ähnlicher Weise im Badstübelkar und im Ausgang des Pirkner Baches beobachtet. Es liegt daher nahe, das eigene Profil mit der Entwicklung des Karns in **Bleiberg** zu vergleichen, von dem die Fortsetzung nach dem Osten über 70 km durch KOSTELKA 1960, 78—80 auch in Einzelheiten nachgewiesen wurde.

Nach HOLLER 1951, 70—74, ergibt sich für Bleiberg diese Abfolge (vereinfacht):

Hangend: Hauptdolomit

- 10—15 m dunkelgraue Plattenkalke, in Dolomit übergehend
- 16—22 m **3. Carditaschiefer**; im Hangendbereich 1,5—3 m Sandsteinbank
- 5—6 m Groboolithbank; dunkle Organismenkalke m. Cidariskeulen, Crinoiden u. ä.
- 30—40 m meist massige, bituminöse Dolomite
- 20—25 m helle bis schwarze, plattige Kalke
- 16—25 m **2. Carditaschiefer**
- 50—60 m Zwischendolomit; bit. licht- bis dunkelbraune, gut gebankte Dolomite
- ca. 20 m **1. Carditaschiefer**; schwarzer oder dunkelgrauer Tonschiefer, hangend 1 m graue Sandsteinbank
- 0,5 m Kiesoolithbank

Liegend: Wettersteinkalk

Das Gesamtbild, 3 Schieferlagen durch Pakete von Karbonatgesteinen getrennt, entspricht auch in den relativen Mächtigkeiten durchaus dem im Westen. Der Gesamtumfang des karnischen Schichtstoßes ist mit 170—200 m im Osten etwas größer. Nicht wiederzufinden ist in den Lienzer Dolomiten die Differenzierung der karbonatischen Zwischenlagen mit dem häufigen Wechsel von Kalk und Dolomit, sowie einzelnen charakteristischen Bänken als Leithorizonten (Kiesoolith, Groboolithbank etc.). An ihre Stelle tritt im Westen eine erstaunlich gleichförmige Entwicklung von Plattendolomiten. Lediglich für die Kalke über dem 3. Carditaschiefer findet sich ein Analogon in den Cidariskalken des obersten Bandes in den Lienzern.

Die Übereinstimmung geht jedoch weit genug, daß man die Schieferhorizonte im E und W einander gleichsetzen und als äquivalent betrachten kann.

Wenn man berücksichtigt, daß v. BEMMELEN 1961, 223 in den zentralen Gailtaler Alpen ebenfalls 3 Schiefer kartieren konnte, so wird der Zusammenhang noch deutlicher. Die auffallende Drei-

teilung des karnischen Bandes tritt damit im Drauzug auf einer Länge von über 100 km (Windisch-Bleiberg—Hochstadel) immer wieder auf.

Daß die karnischen Schiefer, wie v. BEMMELEN 1957, 187 feststellte, im Reißkofelbereich teilweise oder völlig fehlen, ist mit ihrer sonstigen Konstanz im Streichen durchaus vereinbar. Schwankungen der Materialzufuhr und damit des Sedimentcharakters können sich in den Becken und Trögen auf weite Strecken gleichartig einstellen, während die Riffbauten davon unberührt bleiben.

Parallelen außerhalb des Drauzuges: Mehrere Schieferzüge, durch Kalk- und Dolomitpakete getrennt, beschreibt u. a. WÖHRMANN 1889, 241—247 aus dem Karn der Nordtiroler Kalkalpen (S Vils, Vomper Berg, Solstein) und ähnliche Verhältnisse herrschen im Stubai-Mesozoikum, wo stellenweise mehrere Schieferbänder als Einlagerungen in gleichartigen Dolomiten den karnischen Horizont markieren.

Im Gebiet NW Vomp konnte SCHULZ 1955a, 105 im oberen Wettersteinkalk Megalodusbänke und an der Basis des karnischen Tonschiefers eine Kiesoolithbank feststellen, wodurch sich in der Detailstratigraphie Parallelen zu Bleiberg ergeben.

Es ist sonst auch nicht ungewöhnlich, daß der Absatz von Sandsteinen und Tonschiefern durch Rekurrenzen in karbonatische Sedimentation unterbrochen wird, trotzdem bleiben die drei, etwa gleich starken und ganz unvermittelt in Karbonatgesteine eingebetteten Schieferhorizonte ein eigentümliches Merkmal der Drauzugtrias, das nur angenähert Parallelen aufweist.

HERITSCH & KÜHN 1951, 251 machen eine Reihe von Einwänden gegen die Anwendung des Namens **Carditaschichten** geltend. Vor allem sei die namensgebende *Cardita guembeli* nirgends im Drauzug nachgewiesen. Dies ist richtig. Der Ausdruck „Carditaschichten“ wird jedoch in den Nordalpen weitgehend synonym mit „Raibler Schichten“ verwendet. Dazu kommt, daß die Raibler Schichten des *Locus typicus* hunderte Meter mächtige Tonschiefer, Mergel, Sandsteine und Dolomite umfassen (SUESS 1867), während mit Carditaschichten meist das schwächige Band von Oolithkalken und Sandsteinen der westlichen Nordalpen bezeichnet wird. Und mit diesen zeigen die karnischen Schieferlagen doch mehr Ähnlichkeit, weshalb der Verf. dem bisherigen Brauche gefolgt ist.

N O R

Hauptdolomit

Es handelt sich i. a. um geschichtete, meist bituminöse, graue Dolomite, im Gesamtbild durchaus vom vertrauten Habitus des nordalpinen Hauptdolomits.

Etwas schematisiert, lassen sich von unten nach oben drei Gesteinstypen unterscheiden, die dem betreffenden stratigraphischen Bereich jeweils das Gepräge geben, ohne freilich streng an ihn gebunden zu sein, weshalb sie im Kartenbild nicht ausgeschieden wurden.

1. Liegend **Plattendolomite** gleich den mitteltriadischen. Zugenommen hat lediglich die Neigung zur Bildung sedimentärer **Breccien** in den feinstreifigen Dolomiten. Sie sind schon GEYER aufgefallen. 1903, 175 stellt er auch fest, daß der Typ dieser Breccien nur auf die tieferen Teile des Hauptdolomits beschränkt bleibt; sieht man von der Mitteltrias ab, ist diese Beobachtung durchaus zutreffend.

Tonschiefer liegen als maximal 50 cm starke Pakete in den Dolomiten des Rastenkogels und liefern die Quellen für Pirkach. Im stratigraphischen Profil liegen sie etwa 200 m über den Carditaschichten, entsprechen also keinesfalls der Seefelder Fazies (s. u.), sondern gehören in den unteren Hauptdolomit.

2. **Massiger mittlerer Hauptdolomit**. In Bruch und Anwitterung meist mittelgrau, bräunlich und bituminös. Massige Partien sind neben groben Bänken oft ziemlich ausgedehnt, von Ferne tritt aber auch an ihnen eine Riesenbankung hervor, die ziemlich ebene Flächen ausbildet, z. B. im Steilabfall gegen das Drautal bei Nörsach, Nikolsdorf und Lavant. Ohne tektonische Einflüsse sind diese Felsmassen sehr standfest und bauen eindrucksvolle Berggestalten, die einem Vergleich mit den Südtiroler Dolomiten durchaus standhalten. Schon geringe Beanspruchung aber führt zu dem bekannten grusigen Zerfall, wie er etwa auch dem massigen Ramsaudolomit der Nordalpen eigen ist.

Es liegt nahe, in den massigen Körpern **ehemalige Riffe** zu sehen; die Riesenbankung spricht nicht unbedingt dagegen, sie tritt auch an bekannten Riffbauten, etwa im rhätischen Dachsteinkalk des Gosaukammes (Oberösterreich) immer wieder auf. Fossilhinweise fanden sich aber keine.

In diesem mittleren Schichtpaket treten die feinstreifigen Plattendolomite nur selten auf, dagegen gewinnt ein eigenartiger **Breccientyp** große Bedeutung.

Die Dolomite sind zerbrochen, in eckige Komponenten aufgelöst und die Hohlräume mit weißem Dolomitspat ausgefüllt. Die Breccienbildung kümmert sich weder um Bewegungsfugen, noch um Schichtung, sondern breitet sich wolkig im Gestein aus. Werden nebeneinander liegende helle und dunkle Partien gemeinsam ergriffen, so täuscht die Breccie Buntheit und einen Grad von Durchmischung vor, wie er tatsächlich nie vorhanden ist. Die Brocken

passen häufig mit ihren Umrissen noch zueinander („korrespondierende Trümmergrenzen“). Verf. hält eine Entstehung bei der Diagenese am wahrscheinlichsten („**Spatisationsbreccien**“ nach KÜBLER, Innsbruck). Die feine Spataderung, wie sie auch im Wettersteindolomit auftritt, geht wohl auf ähnliche Ursachen zurück. Aus den mittleren Lienzer Dolomiten wurden die sehr auffallenden Trümmergesteine von GEYER 1903, 176 beschrieben.

3. **Seefelder Fazies**. In den oberen Teilen des Hauptdolomites stellt sich sehr regelmäßig eine charakteristische Ausbildung ein: Dunkle, gutgeschichtete **Bitumendolomite** wechseln mit schiefrigen oder **mürb-blättrigen Zwischenlagen**. Nur selten bilden sich bis 1 m dicke Dolomitbänke, die dann gewöhnlich schöne Spatisationsbreccien zeigen. Gelegentlich finden sich schwarze Hornsteinbänder. v. BEMMELEN 1957, 189 zieht mit Recht die Parallele zu der Seefelder Fazies des nordalpinen Hauptdolomites und erwähnt den Fund von *Colobodus cf. ornatus* AG.

Fossilien: Nur gelegentlich führt der Hauptdolomit schlecht erhaltene Schalenbruchstücke; die verhältnismäßig besten Funde stammen von der Schartenalm (am Weg 100 m E der Alphütten):

kleine Gastropoden, dickschalige Bivalven (?*Megalodus*)

Dasycladaceen (knapp 1 mm große Querschnitte).

Stratigraphische Schlüsse erlauben die Fossilfunde nicht, insbesondere die Grenze von Karn und Nor ist nicht festzulegen.

Mächtigkeit: Eine Bestimmung ist nur im Nordschenkel der Lienzer Antiklinale möglich, aber auch diese zeigt gegen W Anzeichen einer Muldenstruktur. **1200 m** wie sie zwischen Unholden Alm und Böseck gemessen wurden, sind wohl ein Maximum.

N O R - R H Ä T

Plattenkalk

Zwischen Hauptdolomit und Kössener Schichten schiebt sich stets ein Paket ebenflächiger, gut geschichteter Kalke mit harten, blättrigen Mergellagen und gelegentlich Dolomitbänken.

Der Plattenkalk entwickelt sich unmittelbar aus den Seefelder Dolomiten, indem sich einzelne Kalkbänke einschalten. Sie sind jedoch äußerlich kaum erkennbar und die tiefen Teile des Plattenkalks, ein **Wechsel von Kalk und Dolomit**, sind im Habitus kaum von Seefelder Dolomiten verschieden. Darüber aber entwickeln sich fast **reine Kalkschichten**, das charakteristische Glied der Gruppe. Dunkel, feinkörnig, meist etwas bituminös im Bruch, verwittern die reinen Kalke blaugrau, die mergelig-dolomitischen schmutzibraun. Vor allem am Lumkofel zerfallen die dm-starken

Lagen längs einer deutlichen Feinschichtung in dünne, knackende Blättchen. Reine Dolomite fehlen der Hauptmasse des Plattenkalks, nur nahe der Grenze zu den Kössener Schichten treten gewöhnlich einige Lagen cremefarbener Dolomite vom Jaukentypus auf. Dolomitische Kalke aber trifft man allenthalben in der ganzen Folge.

Primärbreccien zeigen im Plattenkalk die größte Häufung. Dolomit- und Kalkkomponenten bis Nußgröße schwimmen in meist kalkiger Grundmasse. Vor allem die dünnplattigen Kalke erweisen sich häufig als Feinbreccien, erkennbar durch ihre löchrige Oberfläche, an der die Komponenten bereits verwittert sind. Die Dolomite der Basis zeigen teilweise sehr schöne Spatisationsbreccien.

Hornstein durchzieht gelegentlich in dünnen Bändern oder Warzenreihen das Gestein.

Die Plattenkalke zerfallen, im Gegensatz zum Hauptdolomit, in scharfkantigen losen Split. Zu mächtigen, unbegrünten Schutthalden am Fuß von Lumkofel und Tscheltscher Berg aufgehäuft, ist er talab ein angenehmes Fortbewegungsmittel.

Fossilien, stratigraphische Stellung: Organischer Grus füllt gelegentlich die Kalkbänke (Tscheltscher Berg Nordseite), bestimmbare Reste hat der Plattenkalk nirgends geliefert.

v. BEMMELEN 1957, 190 scheidet die Gesteine als „kalkiges Unterrhät“ aus. Auch GEYER 1901c, 71 führt die Kalkserie als rein rhätisch an. Lithologisch und lagemäßig entsprechen die Gesteine jedenfalls dem „Plattenkalk“ der Nordalpen. In Analogie dazu hält der Verf. die Gesteine für Grenzschichten des **Nor-Rhät**.

Mächtigkeit: Schwankt zwischen 260—350 m am Tscheltscher Berg und im Pirkner Graben, im E wird höhere Mächtigkeit durch Tektonik vorgetäuscht.

R H Ä T

Kössener Schichten

Mächtige Serien von Tonschiefern und Mergeln, durchzogen von einzelnen Kalkpaketen folgen im Hangend des Plattenkalkes.

Folgende Gesteinstypen setzen sie zusammen:

Dunkle **Tonschiefer**, in Meterzehner mächtigen Lagen sind das auffallendste Gestein (Tscheltscher Alpe, Ausgang des Silbergrabens S Ötting). Sie zerfallen in charakteristische griffelige Splitter und führen dann und wann eine dm-starke Lage von grell ocker verwitterndem dunklem Dolomitmergel.

Gewöhnlich trifft man das Rhät aber als dunkle, oft spätige **Kalke** und feine graue **Kalkmergel** mit Tonschieferzwischenlagen (bis zum Verhältnis 1 : 1). Reicher Fossilinhalt, Vormacht der Tonschieferlagen und eine gewisse Knolligkeit der Kalke, die sich in

unebenen Schichtflächen und welligen Fugen des Querbruches äußert, unterscheiden die Kössener Kalke deutlich vom Plattenkalk.

Besonders in der Tscheltscher Mulde treten bis 10 m mächtige ziemlich massige Kalke hervor, die häufig Korallen führen („**Lithodendronkalk**“).

In der Karte wurde versucht, solche massige Kalkzüge und größere Pakete geschichteter Kalke mit wenig Schieferanteil, die als Härtlinge in den Wiesen hervortreten, auszuscheiden. Der übliche Wechsel von Kalk und Mergel mit Schieferlagen wurde zusammen mit den Tonschiefermassen in der Legende als „mergeliges Rhät“ bezeichnet. Die Trennung ist häufig nur gefühlsmäßig nach der Morphologie durchzuführen und will weniger die Serie sauber auseinanderlegen als die Struktur der gefalteten und verquetschten Rhätmulden deutlich machen.

Die Grenze gegen den Plattenkalk ist am Lumkofel und Tscheltscher Berg auffallend scharf, indem auf die reinen Plattenkalke unvermittelt größere Massen von Tonschiefern folgen. (Ein kleiner Wasserriß am Joch, SW P 2213 m der Tscheltscher Wiesen entblößt die Grenze: Die Tonschiefer liegen mit dünner Limonitkruste ungestört auf kalkigen Dolomiten des Lumkofel-Plattenkalks und beweisen so den normalen, stratigraphischen Kontakt). Im Osten, Flaschberger Wald und Luhn, ist der Übergang allmählich, indem zwischen die Kalke zunehmend Schieferlagen treten, die auch fester und blättrig sind, anders als die schwarzen Tonschiefer des Tscheltscher Gebietes. Die Kalke verlieren hier nur zögernd ihre Plattigkeit und werden etwas uneben. Aus diesem Grunde sind auch die langgestreckten Kalkzüge des Flaschberger Waldes und Rewischkopfes lithologisch nicht eindeutig Kössener Kalken oder Plattenkalk zuzuordnen.

Fremdkomponenten finden sich da und dort in den Kalken, ebenso wie Stauchfalten und kleine Diskordanzen, über denen die Schichtung ruhig weiter geht. Im Rhät der Stadelwiese und E des Lumkofel, im Lanergraben, sind bis 5 m mächtige Bänke sedimentärer Breccien mit Dolomit- und Kalkkomponenten, sehr oft auch reine Dolomitreccien gleich denen des Jura, entwickelt, die zusammen mit den Liasbreccien ausgeschieden wurden.

Fossilien, stratigraphische Stellung: Die bankweise sehr fossilreichen Kalke und Mergel (nie die Tonschiefer) haben eine Reihe bezeichnender Rhätformen geliefert. Eine Gliederung, wie sie etwa SUESS & MOJSISOVICS 1868 in der Osterhorngruppe der Nordalpen durchführten, schien bei dem tektonischen Zustand der Rhätzüge aussichtslos; es erübrigt sich damit auch, die Fundpunkte der Fossilien im einzelnen anzuführen. Am ergiebigsten waren:

Milnezen-Wiesen, Bergsturznische „im Bruch“ bei Ladstatt, Pirkner Graben, Gartenhütte, Stadelwiese, Flaschberger Wald. (Funde bestimmbarer Belegstücke sind in die Karte eingetragen). Es fanden sich:

Terebratulagregaria SUESS
Spiriferina ex gr. *uncinata* (SCHAFH.)
Rhynchonellina *geyeri* BITTN.
Pteria *contorta* (PORTL.)
Dimyopsis *intusstriata* (EMMR.)
Gervilleia *inflata* SCHAFH.
Gonodon (?= *Schafhaeutlia*) cf. *civatensis* (STOPP.)
Modiola *minuta* (GOLDF.)
? *Lima* (*Plagiostoma*) *gigantea punctata* (SOW.)
GOETEL
Lima cf. *alpissordidae* WINKL.
Cardita cf. *austriaca* HAU.

In weichen Mergelbänken ferner häufig *Bactryllium* HEER div. sp. und in den Kalken *Thecosmilia* sp.

Es fällt auf, wie stark die Lamellibranchiaten gegenüber den Brachiopoden vorherrschen; die tatsächliche Häufigkeit der Formen, bei der bloßen Aufzählung der Arten nicht erfassbar, verstärkt diesen Eindruck noch eher. Dabei stammen die Lamellibranchiaten vorwiegend aus Kalkbänken der schieferreichen Serie, während die Brachiopoden aus den geschichteten reineren Kalken kommen. Die größten Teile des vorliegenden Rhäts entsprechen damit faunistisch dem **Schwäbischen Faziestyp** im Sinne von SUESS & MOJSISOVICS 1868, 191. Das lithologische Bild unterscheidet sich durch die großen Massen dunkler Tonschiefer etwas von der gewohnten Entwicklung der nordalpinen Kössener Schichten, wenn sie diesen auch nicht ganz fehlen. Im großen und ganzen sind aber die Differenzen zu gering, um von einer eigenen „**Gailtaler Entwicklung des Rhät**“ zu sprechen, wie GEYER dies zeitweise tat (1897a, 127).

Mächtigkeit: Die stark gefalteten Rhätpakete widerstanden beharrlich einer genaueren Abschätzung ihrer Mächtigkeit. 200 m, wie sie von SUESS & MOJSISOVICS 1868 für die Osterhorngruppe angegeben werden — in den Nordalpen ein hoher Wert —, werden in den Lienzer Dolomiten sicher überschritten.

JURA **Liasfleckenmergel der Stadelwiese**
(in der Karte nicht ausgeschieden).

Durch Fossilfunde haben sich im Rhätzug der Stadelwiese Teile als liasische Fleckenmergel erwiesen.

Gleichförmige, mittelgraue **Mergelkalke**, gut geschichtet und plattig zerfallend. Bankweise eingeschaltet **Kieselkalke**, die rau und porös verwittern; im Dünnschliff zeigen sich die Umrisse von **Radiolarienschälchen** und **Spongiennadeln**, meist mit Chalzedon erfüllt.

Der im Rhät charakteristische Wechsel von reinen Kalkbänken mit Tonschiefern hat einer gleichförmigen Entwicklung von Mergelkalcken Platz gemacht. Die Gesteine sind daher in guten Aufschlüssen von den Kössener Schichten auch lithologisch unterscheidbar, in dem weiträumigen Rutschgelände der Stadelwiese war es jedoch nicht möglich, den liasischen Anteil kartierend abzutrennen. Auf der Gratscheide bei P 2073 m stehen durchwegs Fleckenmergel an, Rhät ist in den tieferen Teilen der Stadelwiese, bei der Unholden Alm nachgewiesen.

In den Fleckenmergeln liegen Meterzehner mächtige Komplexe von reinen **Dolomitbreccien**: Eckige Dolomitbrocken von Art des Hauptdolomits bis zu Faustgröße, manchmal auch dm-lange Platten von feinstreifigen Jaukendolomiten, werden durch etwas weicheres Dolomitbindemittel fest verkittet. Die Breccien verwittern schmutzigbraun und treten in den Mergelwiesen als Härtlingszüge hervor. Sie bilden meist langgestreckte Linsen, die feineren auch dm-mächtige Bänke in den Fleckenmergeln. Im SW-Eck der Stadelwiese, am Fuß des Rudnik, liegen sie diskordant unmittelbar auf Hauptdolomit, dessen zahlreiche Spatisationsbreccien aber deutlich unterschieden bleiben. Andererseits sind sie gerade hier sedimentär verbunden mit fossilbelegten Liasgesteinen (Taf. 6/9).

Die Breccien sind nur als Aufarbeitung eines Dolomituntergrundes verständlich. Es mußte also im Unterlias bereits Hauptdolomit zur **Erosion** freigelegen sein, die Rhätbedeckung entweder abgetragen oder primär fehlend. Sein Schutt erreichte auch die ruhigen Schlammbecken. Es ist aus dem Auftreten der Breccien noch nicht zu schließen, daß die Liasmergel unmittelbar auf Hauptdolomit übergegriffen hätten; im Gegenteil, auf der Stadelwiese und bei den anderen Vorkommen in den Lienzer Dolomiten, bleiben sie eng an das Rhät gebunden. Auf den Amlacher Wiesen gehen sie allmählich aus den Kössener Schichten hervor.

Die Verhältnisse erinnern an das Mesozoikum der **Engadiner Dolomiten**: Während im Süden, (Val del Fuorn), Liasmergel sich konkordant über mächtige Plattenkalke und Kössener Schichten legen, übergreifen in der Lischannagruppe sandige Mergel unmittelbar auf Hauptdolomit. Ihre Basis bilden stellenweise auch Dolomitbreccien. Transgressiver und konkordanter Jura sind hier nur wenige Kilometer voneinander entfernt, was für die Lienzer Dolomiten auch nicht unmöglich scheint.

Fossilien: Am Abfall der Stadelwiese gegen das Zabrattnkar, ca. 250 m SW P 2073 m fanden sich in den anstehenden Platten Ammoniten.

Arnioceras cf. *ceratitoides* (QU.)
ex. fam. *Arietitidae* HYATT
Rhacophyllites sp.

Eingeschaltet in die Ammonitenmergel sind Lumachellenbänke mit

Rhynchonellina geyeri BITTN.,
die bisher nur aus dem Rhät bekannt war. Die Ammoniten belegen Unterlias (oberes **Hettangien** bis **Sinemurien**).

KREIDE

Serie der Amlacher Wiesen

Verf. vermutete 1962, 38 in der Sandstein- und Mergelserie der Amlacher Wiesen Oberlias bis Dogger, vor allem auf Grund guter lithologischer Parallelen mit dem Jura der Engadiner Dolomiten. Diese Annahme hat sich nicht bestätigt: Die Bearbeitung der eigenen Proben durch Herrn Dr. OBERHAUSER, geolog. Bundesanst., ergab weitere Hinweise auf Unter- bis Mittelkreide in der fraglichen Serie. Kretazisches Alter der Sandsteine, von CORNELIUS & CORNELIUS-FURLANI 1943, 5 und OBERHAUSER 1960, A 120 bereits vermutet, ist damit sehr wahrscheinlich geworden und einer anderen Deutung vorzuziehen.

Quartär

Entsprechend der kurzen Zeitspanne, die für die Aufnahme zu Gebote stand, wurde den Verhältnissen im Quartär nur soviel Augenmerk zugewandt, als nötig ist, um Fehlerquellen für die übrige Stratigraphie und Tektonik auszuschalten.

Das Material reicht demgemäß nicht für eine geschlossene Darstellung der quartären Geschichte des Raumes aus. Nur einige nicht zusammenhängende Beobachtungen bleiben hier mitteilenswert.

Im Vergleich zu nordalpinen Verhältnissen, soweit sie dem Verf. vertraut sind, ist die Bedeckung mit **Moränen** geringer. Fremde **Kristallingeschiebe** des Draugletschers liegen auf den Nordabfällen des Gebirges bis etwa 1500 m (höchste Funde am Weg Pirkach—Hochstadelhaus). **Lokalmoränen** der Spätstadien überziehen stellenweise als dünne Haut größere Flächen (z. B. oberer Podlanig-Graben zwischen Schartenalm und Kornater Alpl, Pirkner Bach zwischen Gartenhütte und Klause). In den Hochkaren liegen zwischen 1700—1800 m fast stets größere Moränendecken. Reste

eines Endwalles der gleichen Höhe liegen am Ausgang des Garntzen- und Badstübelkares. Der schönste derartige Wall schließt das kleine Kar N des Tscheltscher Berges bei P 1724 m. Diese Endwälle gehören auf Grund ihrer Höhenlage wahrscheinlich zum **Gschnitzstand**.

Hangbreccien finden sich da und dort, z. B. in den mächtigen Schuttkegeln, die vom Lumkofel in den Graben W der Motalpe hinabreichen. Mindestens zum Großteil frührezente Bildungen sind die Decken von Breccien über den Trümmerdolomiten und Rauh- wacken am r. Hang des Silbergrabens. Wahrscheinlich führt der Stoffumsatz bei der Verwitterung der Rauh- wacken zu einer un- gewöhnlich schnellen Verkittung der Lockermassen, die oft echten Rauh- wacken täuschend ähnlich werden.

Beachtung verdienen schließlich noch die **Berggrutsche** im Lie- singgraben oberhalb Ladstatt:

Die hochgestauten Rhätmassen des Riebenkofels werden gegen S durch eine Mauer von steil stehendem Plattenkalk gehalten, der steil zu der breiten Schulter abfällt, mit der Kristallin und Grö- dener Sandstein im S ansetzen. Verschiedentlich wurde nun die dämmende Wand überwältigt und die Rhätmergel brachen in großen Rutschen bis auf die Kristallinschulter nieder. Der letzte dieser Rutsche ereignete sich in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts. Er stammt aus der Bergsturz- nische „**im Bruch**“ oberhalb Ladstatt und erreichte S dieser Bauernhöfe den Liesing- graben, bereits im Kristallin; in einer weichen Masse von Tonschie- fern wurden die härteren Bänke offenbar im Herabwälzen zer- malmt, sodaß ein völlig unsortiertes Haufwerk entstand, das an **Murenschutt** erinnert. Viel ältere derartige Rutschkörper, heute vollkommen verwachsen, liegen weiter im W, größtenteils schon außerhalb des Aufnahmegebietes.

Überblick der Schichtentwicklung

Betrachtet man die Ausbildung der einzelnen Stufen, so zeigt sich: **Permoskyth** und **Anis** sind sehr konstant ausgebildet. Mächti- ge Grödener Sandsteine, gering Werfener Schichten und wieder auf- fallend mächtige Aniskalke mit klastischem Einschlag. Sehr be- ständig ist auch die Abfolge im **Nor/Rhät** mit Hauptdolomit, Plat- tenkalk und Kössener Schichten. Hier zeigen sich zunehmend An- zeichen einer Bodenunruhe, die im **Jura** neben Fleckenmergeln mächtige Breccien bedingt.

Die stärkste Differenzierung herrscht im **Ladin** und **Karn**: Terri- gene Partnachfazies, die im Osten bis fast an die Carditaschichten reicht und nur gering reine Karbonatgesteine aufkommen läßt;

daneben die Serie der Plattendolomite (Jaukenserie) mit nur geringem terrigenem Einschlag im Karn und schließlich die mächtige Riffentwicklung des Reißkofels, mit rein karbonatischer Entwicklung beider Stufen.

Bemerkenswert ist die große **Mächtigkeit** der Schichtfolge. Die Permotrias allein umfaßt gut **4000 m**, jedenfalls mehr als der Durchschnitt in Nord- und Südalpen. Möglich, daß sich in der Narbenzone der Untergrund schon früh stärker senkte als anderswo.

Die oben charakterisierte Entwicklung läßt sich mit geringen Abwandlungen aus den Lienzer Dolomiten bis in die östlichen Gailtaler Alpen verfolgen, wie die Aufnahmen von v. BEMMELEN 1957, 1961; CORNELIUS-FURLANI 1953; GEYER 1897a, 1901c, 1902, 1903 zeigen. Sie sei im folgenden als „**Drauzugfazies**“ bezeichnet.

Im SE-Eck des Drauzuges tritt im Dobratsch ein bedeutender Fazieswechsel ein (ANDERLE 1950), indem statt Partnachschieften und Wettersteindolomit Wettersteinkalk und im Oberror-Rhät Dachsteinkalk auftritt. (Dachsteinkalkfazies).

II. Die Faziesbeziehungen des Drauzuges

Tektonisch bildet der Drauzug eine geradezu ideal **isolierte Einheit**: Im E und W in den Störungsbündeln der alpin-dinarischen Grenze auskeilend, bleibt er durch dieselbe Fuge auch stets von der Masse des südalpinen Mesozoikums getrennt und die Isolierung gegenüber den Nordalpen bedarf keiner weiteren Betonung. Immer wieder wurde daher versucht, Zusammenhänge aus einem Vergleich der Schichtfolgen abzulesen und die fazielle Stellung des Drauzuges ist, vor allem durch die großen Ostalpensynthesen, zu einem viel erörterten Thema geworden.

Eine kurze Darstellung der **historischen Entwicklung** ist nötig, um den eigenen Standpunkt darzustellen.

GEYER 1897—1903 widmete sich bei seiner grundlegenden Aufnahme des Drauzuges sehr eingehend stratigraphischen Fragen. Ohne tektonische Hintergedanken, vor allem unbeeindruckt von den Forderungen der Deckenlehre, der er sehr abwartend gegenüberstand, drängen sich ihm immer wieder Parallelen zu den Nordalpen auf. Seine stratigraphische Nomenklatur ist ein bezeichnendes Gemisch nord- und südalpiner Schichtbegriffe, wobei ihn häufig nur ein gewisses Pflichtgefühl aus dem Bewußtsein, geographisch in den Südalpen zu sein, die südalpinen Namen aufdrängt. So z. B., wenn er 1901a, 122 den Ausdruck „Wengener Schichten“ gegenüber „Partnachschieften“ verteidigt.

Die Entwürfe der **klassischen Deckentheorien** betonen fast ausschließlich den nordalpinen Charakter des Drauzuges: **TERMIER** 1903, 746; **KOBER** 1923, 140, 1938, 70, 1955, 268; **STAUB** 1924, 203f. Auch **TOLLMANN** 1959, 47 sieht im Drauzug die Fazies der Nordtiroler Trias.

CORNELIUS-FURLANI 1955, 140—141 zieht eine vorsichtige Parallele zur Fazies der Lechtal-Lunzer Decke der Nordalpen. Den Südtiroler Dolomiten stehe der Drauzug als „vollkommener Fremdling“ gegenüber. 1960, 36 schwächt sie diesen Vergleich mit den Nordalpen stark ab und kommt zu dem Schluß „. . . es ist wohl diesen zwei Namen, Cardita-Schichten und Kössener Schichten zuzuschreiben, weshalb so häufig von der nordalpinen Ähnlichkeit der Lienzer Dolomiten gesprochen worden ist.“ Auf so schwachen Beinen stehen die Argumente in dieser Frage denn doch nicht.

HERITSCH & KÜHN 1951, 263 sind der Ansicht, der fazielle Gegensatz zwischen Drauzug und dem benachbarten südalpinen Mesozoikum sei nicht größer als die Unterschiede innerhalb der Südalpen. 1951, 252 betonen sie die Beziehungen zu Sextener und Prager Dolomiten, Ähnlichkeiten mit den Nordalpen seien auch vorhanden und bei der Stellung des Drauzuges als nördlichster Teil der Südalpen nicht verwunderlich.

Ähnlich wie **HERITSCH & KÜHN** urteilt **v. BEMMELEN** 1957, 192: Faziesdifferenzen wie zum Drauzug gebe es auch innerhalb der Dolomiten in gleicher Weise und 1961, 217 bezeichnet er Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten als Zwischenglied von bayrisch-nordtiroler und südalpiner Fazies.

Das Mesozoikum des Drauzuges wurde also stets etwas verschieden beurteilt, summa summarum ergibt sich aber doch: Das Drauzugmesozoikum steht vermittelnd zwischen Nord- und Südalpen, zu beiden bestehen eine Reihe von Gemeinsamkeiten und Differenzen, von verschiedenen Autoren jeweils verschieden bewertet, im ganzen aber fügt sich der Drauzug harmonisch in seine Rolle als paläogeographisches Bindeglied zwischen Norden und Süden.

Vergleich mit benachbartem Mesozoikum.

Unmißverständlich klar ist der Zusammenhang mit dem Mesozoikum an der alpin-dinarischen Naht im W und E.

Im **Winnebacher Kalkzug** fand **CORNELIUS-FURLANI** 1912, 256—257 die einzelnen Schichtglieder des Drauzuges wieder, **TOLLMANN** 1959, 41 bestätigt dies. Die Trias-Späne W davon sind nach **CORNELIUS-FURLANI** 1921, 35 anders entwickelt („zentralalpin“ nach **TOLLMANN** 1959, 41).

Karawanken-Nordkette. (Schichtfolge nach HOLLER 1960, KOSTELKA 1960, PREY in PREY & KAHLER 1958, TELLER 1896):

Lias	Fleckenmergel, Ammonitenkalke
Rhät	Kössener Schichten Dachsteinkalk
Nor	Hauptdolomit
Karn	3 Carditaschiefer
Ladin	Wettersteinkalk Wettersteindolomit, hell, massig tonige Kalke mit Schieferlagen (Partnachfazies)
Anis	Plattenkalke m. Hornstein dunkle Plattenkalke und Dolomite
Skyth	Werfener Schichten

Dieselben Tendenzen einer Faziesänderung wie im SE des Drauzuges treten hier zutage. Terrigene Partnachentwicklung tritt hinter mächtigem Wettersteinkalk und -dolomit zurück, Dachsteinkalk verdrängt die Kössener Schichten und den Plattenkalk. Die Kalkfazies ist dabei im Dobratsch schon reiner entwickelt als vielfach in den Nordkarawanken. Bezeichnenderweise haben TELLER 1896, 129 und STINI 1938, 38—39 immer wieder Hauptdolomit und Kössener gerade in den Randschuppen im N gefunden. Vieles spricht dafür, daß die eigentliche Drauzugfazies im N weiter gegen E reicht als im S, wo bereits vom Dobratsch gegen E kalkreiche Entwicklung vorherrscht.

Einen Beweis für die nahe Verwandtschaft von Drauzug und Nordkarawanken liefert, die Übereinstimmung der Detailstratigraphie von oberem Wettersteinkalk und Carditaschichten nach HOLLER 1960, 69—73 und KOSTELKA 1960, 78—80.

Winnebacher Kalkzug und Nordkarawanken sind demnach wohl zu Recht als Fortsetzung des Drauzuges nach W und E anzusehen, wie es auch ihrer tektonischen Lage entspricht.

Triasinseln E des Faaker Sees. Sie sind keinesfalls unmittelbar in das System Drauzug-Nordkarawanken einzufügen. Nach eingehender Bearbeitung hält SORDIAN 1962b, 98 diese Vorkommen für mittelostalpin im Sinne von TOLLMANN 1959. Die Schichtfolge umfaßt nach SORDIAN 1962b, 85—99

- Ladindolomit (mit *Diplopora*); bis 250 m
- Anis-Bänderkalke 250 m
- Rauhacken
- hellen Skythquarzit
- Alpinen Verrucano (Kgl., Serizitquarzite) 250 m.

Die Gesteine sind ausnahmslos epizonal metamorph. Wie weit allein dadurch ursprüngliche Gesteinstypen verändert und Eigenheiten entstellt werden, wagt der Verf. nicht zu entscheiden.

Nördliche Kalkalpen, Südalpen.

Im Deckenbau der Ostalpen wird der Drauzug übereinstimmend als Wurzel oder liegendebliebener Südteil der Nördlichen Kalkalpen aufgefaßt. Er käme bei einer paläogeographischen Rekonstruktion daher zwischen Kalkhochalpen und östliche Südalpen zu liegen. (Nach Ansicht einiger Autoren, SPENGLER 1956, 37, wäre an den heutigen Südrand der Kalkalpen noch die Hallstätter Fazies anzuschließen. Allgemein gilt jedoch, daß diese Entwicklung wenig ausgedehnt ist und sehr rasch in Dachsteinkalkfazies übergehen kann, weshalb sie hier vorläufig unberücksichtigt bleibt).

1. Die nördlichen Nachbarn, **Salzburger Kalkhochalpen**. (Loferer und Leoganger Steinberge, Steinernes Meer, Hochkönig, Tennengebirge, Dachstein).

Die Schichtfolge (nach GANSS, KÜMEL & SPENGLER 1954, GRUBINGER 1953, PIA 1923 und eigenen Aufnahmen):

Lias	Crinoidenkalke, roter Knollenkalk
Rhät	gebankter Dachsteinkalk und Dachsteinriffkalk, über 1000 m
Nor	oberer Ramsaudolomit, Hauptdolomit, 300 m
Karn	Schiefer, Sandsteine, Oolithe, Rauhw. (Carditasch.)
Ladin	Ramsaudolomit, hell, massig, 600—1000 m Hornsteinknollenkalk (Reiflinger Kalk)
Anis	dunkle Plattenkalke und -dolomite (Gutenst. Kalk)
Skyth	Buntsandstein, Werfener Schichten

2. Die südlichen Nachbarn, **Triasberge von San Stefano di Cadore, Pontebba**.

Lias	bunte Crinoiden- und Cephalopodenkalke
Rhät	Dachsteinkalk
Nor	Hauptdolomit
Karn	sandige Mergel, gering mächtig
Ladin	Schlerndolomit daneben: Cassianer Schichten bis über 1000 m, Wengener Schichten dunkle Knollenkalke (Buchenst. Sch.)
Anis	dunkle, gutschicht. Kalke und Dolomite, 100—200 m
Skyth	Werfener Sch. (Mergel, Sandst.)
Perm	Bellerophon-Dolomite und -Kalke Grödener Sandstein

Vergleicht man diese Schichtfolge mit der oben angeführten aus den Nördlichen Kalkalpen, so zeigt sich:

Den Nordalpen fehlt ein Äquivalent der Mergel- und Tuffentwicklung des Ladin (die aber auch im S größtenteils durch hellen, massigen Schlerndolomit ersetzt ist). Ebenso fehlt die Basis mit Grödener Sandstein und Bellerophonschichten. Letzteres scheint

dem Verf. nicht schwer zu wiegen, ist doch die Basis der Kalkalpen stark durchbewegt und verschliffen; sie fehlt häufig unter den Kalkstöcken fast völlig und der größte Teil steckt in der schlecht bekannten Schuppenzone S der Kalkalpen. Aber auch wenn tatsächlich die Transgression erst mit dem Skyth einsetzte, wäre dies noch kein krasser Faziesgegensatz zu den Südalpen. Bellerophon-schichten und Grödener Sandstein stammen aus einem landnahen Bereich und ihr Milieu setzt voraus, daß andere Teile des Grundgebirges erst später vom Meer übergriffen wurden.

Die wesentlichen Züge sind beiden Schichtreihen gemeinsam Helle, massige Dolomite im Ladin, ein schmales Band karnischer Schiefer, darüber über 1000 m mächtige Dachsteinkalke und diskordant auflagernd Lias in Fazies der Crinoiden- und Cephalopodenkalke. Durchaus vergleichbar ist auch das Anis, beide Male dunkle Plattenkalke und darüber unterladinische Knollenkalke der Buchensteiner bzw. Reiflinger Kalke.

Das **Drauzugmesozoikum** verhält sich dagegen völlig abweichend. Nur die Dachsteinkalkentwicklung im Dobratsch fügt sich in diesen Zusammenhang ein. Der ganze übrige Drauzug zeigt andere Entwicklung, seine Beziehungen gehen nach Westen.

3. Die westlichen Nordalpen. Auf die Ähnlichkeit der Drauzugfazies mit der **nordtirol-bayrischen Fazies** der Kalkalpen hat schon STAUB 1924, 206 hingewiesen. Seither wurde sie immer wieder mehr oder weniger deutlich anerkannt. v. BEMMELEN 1961, 216 hat auch die Schichtserien detailliert gegenübergestellt, es erübrigt sich daher, diesen Vergleich weiter auszuführen. Vor allem die Obertrias ist weitgehend ident mit der Drauzugfazies:

Lias	Fleckenmergel
Rhät	Kössener Schichten
Nor-Rhät	Plattenkalk
Nor	Hauptdolomit (mit Seefelder Fazies), bis 1200 m

Gewisse Ähnlichkeit besteht auch in der Ausbildung des Karn, das im Karwendel stellenweise mehrere Sandstein-Schiefer-Bänder mit trennenden Kalk-Dolomitpaketen umfaßt (WÖHRMANN 1889, 241—247). Abweichend ist z. T. die Mitteltrias, in Tirol gewöhnlich:

Ladin	Wettersteinkalk, grob geb. od. massig, 1000 m Partnachsichten
Anis	dunkle Gutensteinerkalke und -dolomite

(Permo?)-Skyth führt rote Sandsteine von Art der Grödener (Buntsandstein), typische Werfener Fazies stellt sich erst gegen Osten ein.

Die Beziehungen Nordalpen — Drauzug — Südalpen.

Die Drauzugfazies zeigt Anklänge vor allem an die westlichen Nordalpen, z. T. aber auch an die westlichen Nachbarn in den Südalpen. HERITSCH & KÜHN 1951, 248—252 vor allem verweisen auf die Beziehungen zwischen Lienzer, Sextener und Prager Dolomiten. Die Parallele zwischen den anisischen Knollenkalken und den Prager Schichten bei PIA 1937, 27 wurde bereits ausgeführt.

Nach Norden und Süden aber muß die Drauzugfazies rasch umschlagen, wenn man sie in üblicher Weise zwischen Nord- und Südalpen einordnet. TOLLMANN 1959, 47—48 nimmt die Parallelität der Fazieswechsel in Kalkalpen und Drauzug als Beweis für ihre ursprüngliche Nachbarschaft, indem er Lienzer Dolomiten und westliche Gailtaler Alpen mit der Nordtiroler, den Dobratsch mit der hochalpinen Fazies vergleicht. Unerwähnt bleibt dabei daß diese beiden Faziesgrenzen in E-W-Richtung gut 90 km entfernt sind (Leoganger Steinberge — Dobratsch). Dabei reicht die Drauzugfazies wahrscheinlich noch weiter gegen E. Das Kriterium paralleler Faziesumschwünge im N und S ist damit nach Ansicht des Verf. nicht brauchbar, um die Mittelstellung des Drauzuges zu beweisen. Kalkhochalpen und Südalpen würden ohne die voralpine Rekurrenz der Drauzugfazies zweifellos besser zueinanderpassen.

Engadiner Dolomiten, Stubaimesozoikum.

Raschem Wechsel nach N und S setzt die Drauzugfazies eine bemerkenswerte Konstanz in der Alpenlängsrichtung entgegen. Es scheint daher einleuchtend in dieser Richtung weiter auszugreifen. Die nächsten gut entwickelten mesozoischen Schichtfolgen sind im W Engadiner Dolomiten und das Mesozoikum NW des Brenner. Das letztere ist durch den jungen Vorstoß der Ötztalmasse nach N gerückt, sonst läge es wie das Engadin ungefähr in der westlichen Verlängerung des Drauzuges. Wie dieser liegen beide Vorkommen transgressiv auf der großen ostalpinen Kristallinmasse.

1. **Das Stubaimesozoikum.** Die ziemlich metamorphe Schichtfolge der Basis (ohne Blaser Decke) umfaßt nach SCHMIDEGG 1956, 274—279, TOLLMANN 1959, 37 und eigenen Begehungen:

Jura	grün-gelbe Bänderkalke, Radiolarite Kalkschiefer, Tonschiefer (z. T. sicher Lias)
(Rhät?)	helle Bänderkalke
Nor	Hauptdolomit (z. T. ?rhätisch) ca. 1000 m
Karn	schmächtige Tonschiefer, Sandsteine
Ladin	„Wettersteindolomit“ (gut gesch. Plattendol.), 300 m
Anis	Bänderkalke, Hornsteinkalke
Permoskyth	Quarzsandst., Quarzitschiefer, Konglomerate

Charakteristisch ist die Ähnlichkeit der gebankten Dolomite in Mittel- und Obertrias, darin Carditaschiefer, öfters mehrere Tonschieferbänder, manchmal auch ganz fehlend. FRECH 1886, 357 hielt bezeichnenderweise alles für Hauptdolomit und die Carditaschichten nur für Tonschieferlagen darin. Auch SCHMIDEGG 1956, 276 gibt zu, daß die Dolomite nur bei guter Beleuchtung im Gelände zu trennen sind. Im Drauzug veranlaßte die Ähnlichkeit der gebankten Dolomitpakete beiderseits des Karn v. BEMMELEN 1957, 186 zur Aufstellung eines Sammelbegriffes. Abweichend ist aber das schwächliche Anis und auch die höhere Folge ohne Plattenkalk und Kössener Schichten, dafür Liasschiefern.

2. **Engadiner Dolomiten.** Der Bau der Sedimentplatte ist durch nordvergente Schuppen bzw. Decken kompliziert. Es wird daher i. w. nur die relativ einheitliche **Scarledecke** betrachtet.

Die Schichtfolge des Südteiles (Val del Fuorn) nach SPITZ & DYHRENFURTH 1914, 36—73, CADISCH 1953, 420 und eigenen Begehungen (ausschließlich Malm):

Lias-?Dogger	Fleckenmergel, sandige Schiefer
Rhät	Kössener Schichten
Nor-Rhät	Plattenkalk
Nor	Hauptdolomit, bis 1000 m
Karn	Gips, Rauhacken, tonige Kalke, sandige Schf., Vulkanite, insgesamt bis 500 m
Ladin	gut gesch. Diploporendolomite, 200—300 m
Anis-Ladin	dünnplattige, dunkle Kalke
Anis	sandige Knollendolomite
Skyth	Quarzite, Sandst., Quarzdolomite
Perm	Serizitquarzite, Arkosesandst., Kongl. einschl. Skyth ca. 250 m.

Obertrias und Jura sind im N (Lischannagruppe) abweichend entwickelt (nach SPITZ & DYHRENFURTH 1914, 36—73 und eigenen Begehungen):

Malm	grüne Bänderkalke, Radiolarite Kalkschiefer
Lias-?Dogger	sandige Mergel, Tonschiefer, 60—100 m bunte Breccien, Crinoidenkalke
Rhät	fehlt meist (geringe Reste von Köss. Sch.)
Nor	Hauptdolomit

Der Jura liegt fast immer transgressiv auf Hauptdolomit und ist nahezu ident mit dem Stubaimesozoikum.

Während die Lischannagruppe zum Stubaimesozoikum vermittelt, zeigt der Süden viele Anklänge an die Drauzugfazies (die sich in der südlichen Ortler-Umbraildecke noch verstärken): Plattige, oft

streifige Wettersteindolomite (allerdings nur 200 m mächtig!), oben Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössener Schichten und konkordanter Jura mit Fleckenmergeln. Das Karn ist viel mächtiger, führt aber neben den nicht vergleichbaren Gipsdolomiten auch Pakete von feinschichtigen, reinen Dolomiten und Schiefer-Sandsteinlagen. Es wäre immerhin möglich, daß Äquivalente der tieferen karnischen Schichten in den Lienzer Dolomiten noch als „ladinische“ Plattendolomite gehen, weil sie lithologisch nicht abtrennbar sind. Im Anis findet sich häufig ein klastischer Einschlag mit Quarzdolomiten, sandigen Knollenkalken und -dolomiten, z. T. lithologisch dem Lienzer Knollenkalk sehr ähnlich (Punt la Drossa). Aber alle Schichtglieder sind viel geringer mächtig (ausgenommen Obertrias!)

Die Trias im Osten: Ebenstein, St. Paul, Griffen, Stangalm.

Bieten sich gegen W sehr gute Parallelen, so ist dies gegen E weit weniger der Fall.

Die Triasinseln von **St. Paul** und **Griffen** (nach BECK-MANNAGETTA 1953, 132—137, 1955, 69—78):

Karn	lichte Kalke, gebankt od. massig Mergel und Tonschiefer, ca. 80 m
Ladin	Diploporendolomite und -kalke, hell, mass., 400 m
Anis-Ladin	dunkle Dolomite
Anis	Rauhwacken
Skyth	Werfener Schichten
Perm	rote Sandst., Konglomerate, einschl. Skyth 600 m

Die Trias von **Eberstein** ist grundsätzlich sehr ähnlich, führt aber darüber noch 6—800 m mächtigen Hauptdolomit (REDLICH 1905, 332).

BECK-MANNAGETTA 1953, 139 erkannte vor allem in der Entwicklung des Karn die Ähnlichkeit mit dem Südrand der Kalkalpen im Hochschwab-Mürztalgebiet. Und ebenso zeigt diese Trias Beziehung zu den Nordkarawanken. Mit Hauptdolomit ergibt sich, so wie in den Karawanken-Randschuppen, ein Anklang an die Drauzugfazies.

Die mesozoischen Reste dieses Bereiches sind verstreut und lückenhaft, aber es scheint doch, als würden sie im Sinne von TOLLMANN 1959, 47—48 den faziellen Zusammenschluß von südlichen Kalkalpen und Nordkarawanken belegen und gleichzeitig die Verwässerung der Drauzugfazies gegen E.

Ein Vergleich des **Stangalm-Mesozoikums** im Rahmen dieser Betrachtungen wird durch komplizierte Tektonik und Metamorphose erschwert. Verf. wagt daher ohne gründliche eigene Kennt-

nis ad hoc nicht zu entscheiden. Die nach TOLLMANN 1958, 65—66 feststehende Folge Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössener Schichten ergibt jedoch eine Parallele zur Drauzugentwicklung.

Übersicht und Zusammenfassung der Faziesbeziehungen.

Nach all dem ergibt sich: Die Faziesbeziehungen des Drauzuges gehen vor allem nach Westen. Sextener, Pragser Dolomiten, Nordtiroler Kalkalpen und Stubai-Engadiner Mesozoikum. Gerade die letzten zeigen untereinander und mit dem Drauzug viele Ähnlichkeit und der fazielle Gesichtspunkt scheint dem Verf. keine triftigen Gründe zu liefern, sie mit TOLLMANN 1959 einem tieferen Deckenstockwerk zuzuordnen.

Zwischen seinen Nachbarn im N und S liegt der Drauzug tatsächlich weitgehend als Fremdling. Ähnliche Fazies tritt erst wieder im Nordteil der Nordalpen auf, in der Entwicklung der kalkalpinen Randdecken (voralpine Fazies).

Weiter gegen E nimmt aber die Drauzugfazies mehr und mehr Züge der begleitenden Dachsteinkalkfazies an und die Nordkarawanken als östliche Fortsetzung des Drauzuges zeigen nur mehr Anklänge an die Drauzugfazies des Westens. Ein Zusammenschluß von südlichen Nordalpen und Südalpen über die Trias von Eberstein, St. Paul, Griffen und die Nordkarawanken wäre nach den Faziesbeziehungen durchaus möglich und träfe keine größeren Faziessprünge.

Verf. kommt damit zu folgender hypothetischer **Faziesanordnung**: Einer breiten Entwicklung von Hauptdolomitfazies mit mergeligem und z. T. klastischem Lias im NW und W steht ebenso weiträumig im SE und E Dachsteinkalkfazies gegenüber, Lias diskordant mit bunten Crinoiden- und Cephalopodenkalken. Im Mittelbereich greifen beide Fazies tief ineinander. Im N schiebt sich ein breiter Lappen von Dachsteinkalkentwicklung gegen W (Kalkhochalpen in Salzburg und östl. Tirol). Im S greift die Hauptdolomitfazies längs dem Drauzug weit nach E. Während die Dachsteinkalkfazies (und die begleitende Hallstätter-Entwicklung) im N, im Bereich von Lofer-Kitzbühel endet, ist der langsame Umschlag der Drauzugfazies vom Dobratsch gegen E nur andeutungsweise zu verfolgen.

Ein N-S-Schnitt im Westen und Osten verlief jeweils in ziemlich einheitlicher Fazies, im Mittelabschnitt träfe er ein Maximum an Fazieswechseln: Nordteil der Kalkalpen voralpine Hauptdolomitfazies, Südteil der Nordalpen Dachsteinkalkfazies, Drauzug: Hauptdolomitfazies, Südalpen: Dachsteinkalkfazies.

TEKTONIK

I. Hochstadel- und Lumkofelgruppe.

(Karte 1:25 000, Taf. 3)

Bei dem straffen West-Ost-Streichen des Gebirges bildet der mehrere Kilometer breite Streifen ein fast ideales Quer-Profil. Von S nach N sind folgende Einheiten zu unterscheiden:

1.) **Gailtalkristallin und parautochthone Hülle.**

Kristalline Unterlage des Mesozoikums mit einer Schichtfolge von Grödener Sandstein, Werfener Schichten und Muschelkalk als Rest ursprünglicher Sedimentauflage.

2.) **Grabenzone Tscheltscher Berg-Lumkofel.**

Tiefgeschaltete Scholle, intern ziemlich ruhiger Faltenbau mit Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössener Schichten.

3.) **Nordschenkel der Lienzer Antiklinale.**

Ungestörte, steil N fallende Folge von Wetterstein- bis Hauptdolomit, schließt sich gegen W, in den zentralen Lienzer Dolomiten, zu gewaltiger Antiklinale.

1.) **Gailtalkristallin und parautochthone Hüllserie.**

Die **kristalline Basis** des Mesozoikums setzt N des Gailtales mit einer flachen Talschulter zwischen 1600 und 1800 m an. Die weichen Glimmerschiefer neigen stark zu Hangbewegungen. Zwischen den schüsselförmigen Abrißnischen mit den stark aufgelockerten Rutschkörpern bleibt anstehender Fels auf wenige Rippen und Kämme beschränkt.

Das Einfallen ist, wo verlässlich meßbar, steil N oder S, im allgemeinen von der Schichtung der Sedimentauflage nicht sehr verschieden. Die Achsen der Kleinfalten und Lineationen streichen E-W und pendeln um die Horizontale.

Grödener Sandstein bildet die Hauptmasse der noch mit dem Grundgebirge verbundenen Sedimenthaut. Das auffallende, rote Band der Sandsteine, stets einige hundert Meter breit, begleitet auf der ganzen Länge das Kristallin. Es bedingt eine auffallende Reihe von E-W-streichenden Gräben, die senkrecht zu den Hauptgerinnen verlaufen. (Graben W Motalm, Lanergraben, oberer Röthengraben u. a.). Die Grenze gegen das Kristallin liegt zumeist in den Steilflanken dieser Gräben, ist auf weite Strecken unter Rutschmassen des Kristallins begraben. Nur selten ist die wahre Lage erkennbar: Im Pallaser Bach bei Ladstatt steht sie etwa saiger, im Kessel des Mattlingbaches fällt sie auf weite Strecken $180/70-80^\circ$, liegt also gegen N überkippt. Ganz ähnlich dreht die Lagerung der Grödener Sandsteine von saiger im W auf steiles S-Fallen im Raume Motalm-Lanergraben.

Transgressionskontakte wurden im kartierten Gebiet keine beobachtet. Die Sandsteine liegen mit scharfer Grenze am Kristallin, der Zustand der Gesteine verrät aber keine großen Bewegungen. Es handelt sich wohl nur um eine Ablösung der Sedimenthaut bei der Steilstellung.

Werfener Schichten sind nur stellenweise über den Grödenern erhalten; am besten im W, Graben zwischen Motalm und Ladstatt, wo sie konkordant aus den Grödenern hervorgehen. Gegen E bleiben sie auf schmale Fetzen beschränkt, N P 1841 m (Motalm) ist wieder der sedimentäre Übergang zu den roten Sandsteinen deutlich. Im Lanergraben fehlen die Werfener Sandsteine größtenteils völlig und die Grödener stoßen unmittelbar an Knollenkalk; zum andern sind über den r. Grabenhang des Lanerbaches gewaltige Kristallinrutsche niedergegangen, die bei P 1400 m und unterhalb bis an die Knollenkalklamellen des Gegenhanges reichen. Die Struktur der Hüllserie im unteren Lanergraben ist daher nicht restlos aufzulösen. Erst in einem Bachanriß 50 m SW P 1198 m treten wieder bunte Sandsteine zutage.

Muschelkalk: Im Gegensatz zu den Werfenern ist kein stratigraphischer Kontakt mit der Unterlage mehr erhalten. Es handelt sich um tektonisch völlig isolierte Keile.

Eine schmale, saiger stehende Lamelle zieht durch den Lanergraben bis auf die Motalm. Sie ist aber in sich keineswegs einheitlich gebaut, sondern besteht aus drei Teillamellen: Ein langer Zug steil S fallender Knollenkalk im unteren Lanergraben keilt bei P 1400 m aus; von hier gegen W läuft im S ein Paket heller gebankter Kalke, wie sie auf der Mussen die hangenden Knollenkalk bezeichnen. Im N, durch eine scharfe Störungsfuge getrennt, stellenweise schmale Fetzen von Knollenkalk als Reste eines nördlichsten Zuges. (Gute Aufschlüsse der Verhältnisse am Steig Motalm-Ochsenbödel und im l. Seitenast des Lanergrabens 250 m unterh. P 1598 m).

Von der Motalpe gegen W fehlen diese Gesteine. Lediglich 200 m W P 1814 m finden sich am Oberrand des Grabenkessels Lesesteine von Knollenkalk und in der Wiese darüber eine Nase von rot geäderten, dunklen Kalken ähnlich denen des Pittersbergzuges; sie wurden zusammen als Muschelkalk eingetragen.

Gesamtbild. Wie die Verfolgung der einzelnen Züge beweist, ist die dünne Sedimenthülle des Kristallins gegen oben hin immer stärker tektonisch zerlegt. Sie endet in einem Störungsbündel, das ziemlich genau parallel zum Rand des Kristallins verläuft und mit etwa saiger stehenden Flächen den Innenbau des Gebirges vom kristallinen Sockel mit seiner Sedimenthülle trennt. Diese Linie wurde durch das ganze Aufnahmegebiet verfolgt und wird im folgenden als **Südrandstörung** bezeichnet.

2. Die Grabenzone Tscheltscher Berg-Lumkofel

SE der zentralen Lienzer Dolomiten (Laserz-Hochstadelgruppe) durchschneiden zwei parallele Störungen in etwa 4 km Abstand mit ENE-Richtung das Gebirge. Sie begrenzen eine Scholle, die gegenüber der Umgebung im allgemeinen tiefer liegt und schräg zum Streichen des Gebirges von der Südrandstörung zum Drautal durchzieht. Sie wird weiterhin als Tscheltscher Grabenzone bezeichnet.

Intern beherrscht sie ein regelmäßiger **E-W-Faltenbau** mit Mulden von Rhät und Sätteln aus Plattenkalk und Hauptdolomit.

Unser Querprofil trifft die Scholle in ihrem Mittelabschnitt. Von S gegen N folgen aufeinander:

- a) Die Antiklinale des Lumkofels
- b) Die Mulde der Tscheltscher Alpe
- c) Die Antiklinalzone Tscheltscher Berg-Schatzbüchel
- d) Die Flaschberger Mulde.

Die Nordwestbegrenzung dieser Faltenzüge und damit der Grabenzone bildet der **Pirkner Bruch**. Vom Tuffbad N St. Lorenzen/Les. zieht er als steile, meist saiger stehende Störung nach ENE und mündet zwischen Pirkach und Flaschberg ins Drautal. Die Struktur ist relativ alt, sie wird von mehreren Querstörungen versetzt und bewirkt vor allem Vertikalverstellungen: Bei Pirkach liegt Wettersteindolomit neben Rhät, der N-Flügel ist damit um mehr als 1000 m gehoben; gegen WSW scheint die Wirkung abzuklingen und beim Tuffbad stößt Hauptdolomit an Rhät. Die Horizontalkomponente ist gering, die Achse der Lienzer Antiklinale und der Tscheltscher Berg Antiklinale treffen am Pirkner Bruch fast genau aufeinander; es ist sehr wahrscheinlich, daß sie ursprünglich eine Falte waren.

Im SE löst sich aus dem Störungsbündel des Südrandes die **Silbergrabenstörung**. Sie läuft parallel zum Pirkner Bruch ist aber eine Blattverschiebung (Linksseitenverschiebung) und streicht aus dem untersten Lanergraben, an der Mukulinalm vorbei in den Silbergraben (siehe p.103). Die Verhältnisse am SW-Ende sind wegen starker Schutt- und Moränenbedeckung nicht klar erkennbar, die Störung scheint jedoch in die Südrandzone einzuschwenken ohne diese zu versetzen.

Die Tscheltscher Zone wird also nur auf einer Seite (NW) durch einen echten Grabenbruch begrenzt. Auf der anderen (SE) liegt sie zwar zum größten Teil ebenfalls tektonisch tiefer als ihre Umgebung, aber die Grenzstörung ist kein Bruch mit großer Vertikalversetzung. So kommt es, daß die Zone im NE gegenüber ihrer Umgebung auch nicht mehr abgesenkt ist. Die **Bezeichnung „Gra-**

ben“ ist daher nicht ganz konsequent, soll jedoch im Rahmen dieser Arbeit mit obiger Einschränkung weiter gebraucht werden, um die Tscheltcher Zone als ganzes kurz zu charakterisieren. Ein Vergleich mit dem Graben von Bleiberg ist jedoch aus den erwähnten Gründen nur entfernt möglich.

a) Die Lumkofelantiklinale.

Es ist die südlichste und wegen ihrer Randlage auch unregelmäßigste Struktur der Tscheltcher Grabenzone. Die Achse der Antiklinale beschreibt zwischen mittlerem Lanergraben und Pallaser Bach einen flachen, nach N konvexen Bogen, der im W und E an der Südrandstörung endet, und taucht dabei im E flach, vom Lumkofel weg mit ca. 30° gegen W ab. Dementsprechend besteht die Antiklinale aus einer Kappe von Plattenkalk, die sich im W breit aus der Rhätmulde des Riebenkofels heraushebt, im Lumkofelzug mächtig anschwillt und gegen E unter sich einen Kern aus Hauptdolomit freigibt, der S des Kornater Alpls an der Südrandstörung auskeilt, während der Plattenkalk des Nordschenkels so wie im W weiterstreicht.

Der Verlauf des **Scheitels** ist wegen der mehrfachen Innenfaltung der Antiklinale nicht immer genau anzugeben. Er verläßt ungefähr im Bereich des Bergsturzes „im Bruch“ die Südrandstörung, quert den Pallaser Bach SE P 1560 m (im Bach mehrere Achsen $240\text{—}245/25\text{—}35^\circ$ im Meterzehnerbereich), verläuft über den Südhang des Lumkofels (Umbiegung bei den großen Schutthalden über dem Jagdsteig in ca. 2100 m deutlich) und streicht in den grusigen, mylonitischen Dolomiten E P 2101 m gegen die Südrandstörung.

Im **Südschenkel** liegt der Plattenkalk i.a. mittelsteil, $45\text{—}50^\circ$ S fallend, von der Motalpe gegen E wird die Lagerung zusehends steiler und unruhig, im Lanergraben sind von der geschlossenen Plattenkalkmasse des S-Schenkels nur langgestreckte Fetzen übriggeblieben, die z. T., wohl von oben eingeklemmt, mitten im Dolomit stecken (Prof. Taf. 3/8, 9). Die eingetragenen Breccienzüge gleichen denen der Stadelwiese, sind aber tektonisch stark überarbeitet und von reinen Myloniten stellenweise nicht zu unterscheiden. Der Plattenkalk ist in isolierten Fetzen nur mit Wahrscheinlichkeit als solcher deutbar, da er sich lithologisch von Partnachkalken nur selten eindeutig unterscheidet und diese nahe der Südrandstörung ebenfalls auftreten könnten.

Im W, wo die Antiklinalachse nach N ausbiegt und die Faltenstruktur sich breiter entwickeln kann, sind über den Plattenkalken noch verquetschte **Reste von Rhät** erhalten: Auf der Motalm ein kleines Vorkommen von Mergelschiefern und gelben Mergeln in den Hangplaiken 300 m NE P 1814 m und in der Nordflanke des Gra-

bens Motalm-Ladstatt ein größerer Zug stark geadeter dunkler Kalke und Mergelschiefer. (Bei der Quelle N P 1593 m in ca. 1665 m fanden sich darin Lumachellenkalke mit *C a r d i t a* sp.).

Der **Nordschenkel** lagert generell steiler, 60—70°, z. T. auch gegen N überkippt. Der Plattenkalk biegt im W, Pallaser Bach, entsprechend der breit auftauchenden Antiklinale nach N aus, streicht dann ziemlich ruhig parallel zum Rand der Rhätmulde bis in die Lumkofel-Nordflanke. Von hier nach E wird die Lagerung mehr und mehr gestört, ebenso das Verhältnis zur begleitenden Rhätmulde. Die Plattenkalke streichen weiterhin NNW, zielen dabei aber spitzwinkelig in die Rhätschiefer hinein, die etwas gegen S zurückweichen. Im E-Teil der Lumkofelflanke sind die Kalke außerdem stark gefaltet, das Bild zusätzlich durch den Geländeschnitt übertrieben. Bei P 1807 m schließlich ist Hauptdolomit längs einer 45° S fallenden Bahn auf die Rhätschiefer geschoben. Erst nach ca. 400 m schiebt sich wieder steil stehender Plattenkalk dazwischen, der über das Kornater Alpl in den Podlanigbach streicht, während der Dolomit im S auskeilt.

Im Gegensatz zu den anderen ist die Lumkofel-Antiklinale etwas unregelmäßig, asymmetrisch geformt (Prof. Taf. 3/2—9). Der Scheitel zeigt einen gegen N konvexen Bogen, der die nördlich liegende Rhätmulde einengt, dazu tritt eine gewisse **Nordvergenz** mit Steilstellung, Stauchfaltung und lokal Schuppung im Nordschenkel.

Es ist möglich, daß diese Form durch nachdrücken des Kristallins entstand; der Kristallinrand ist gerade in diesem Abschnitt auffallend stark gegen N überkippt. Oder aber die Antiklinale ist seitlichem Druck mit ihrer Achse nach N ausgewichen. Ein solcher könnte bei der Blattverschiebung längs Silbergraben- und Südrandstörung ohneweiters aufgetreten sein. Jedenfalls hält der Verf. die Krümmung im Verlauf der Antiklinale und ihre Nordvergenz, die beide von keiner anderen Struktur mitgemacht werden, für sekundäre Komplikationen.

b) Die Tscheltscher Mulde.

Zwischen Lumkofel und Tscheltscher Berg ist eine Synklinale von Kössener Schichten eingebettet, die schon morphologisch als Wiesenmulde ins Auge fällt. Am Riebenkofel sind diese Gesteine etwa 2 km breit zwischen Südrandstörung und Lienzer Antiklinale angeschoppt. Die Mulde verschmälert sich gegen E rasch, entsprechend dem Auftauchen der Begleitantiklinalen, streicht dann von der Tscheltscher Alpe mit wechselnder Breite zuerst gegen ESE, dann gegen ENE (Wechselspiel von vordrängender Lumkofel-Antiklinale und S versetzter Schatzbühel-Antiklinale im E) und endet S des Schatzbühel an der Silbergrabenstörung. Sie ist im W breiter und

flacher, wird in der Mitte und im E eingengt und unsymmetrisch; die Tiefe wird aber wahrscheinlich gegen E kaum geringer. Auch an ihrem E-Ende hebt die Mulde nicht aus, sondern wird längs der Silbergrabenstörung abgequetscht.

Die Innenstruktur ist im einzelnen nicht verfolgbar. Jedenfalls sind die weichen Kössener Schichten eng verfaltete, sicher auch stellenweise zu viel größeren Massen aufgestaut, als ihrer wahren Mächtigkeit entspricht. Die Strukturen sind vor allem auf den Kämmen und Steilhängen im W gut abzulesen (Kalkzüge!), während an den flacheren Talhängen Rutschmassen alles verhüllen.

c) Die Antiklinale Tscheltscher Berg-Schatzbüchel.

Sie ist die beherrschende Struktur der Grabenzone. Die Achse läuft E-W mit geringen Abweichungen und taucht vom Schatzbüchel an flach nach E, im westlichen Tscheltscher Berg mit ca. 30° gegen W. Der Mittelteil bildet eine Kulmination in der der Hauptdolomit des Kernes mächtig zutage tritt. Durch eine schmale Plattenkalkmulde getrennt, ist außerdem in diesem Bereich ein Sekundärsattel im N angegliedert, der sich in den mächtigen Plattenkalkzug N des Schatzbüchels fortsetzt. Eine Schar N-W-streichender Störungen zieht vom Podlanigbach über den Tscheltscher Berg bei P 1932 m in Richtung Klause, während gleichzeitig W der Mukulinalm eine SW-Störung vom Schartenkopf herabkommt. An ihnen springt der Hauptdolomitklotz des Mittelabschnittes keilförmig gegen die Tscheltscher Rhätmulde vor und quetscht die Plattenkalkhülle des Südschenkels beiderseits ab.

Die Antiklinale läßt sich damit für die Betrachtung in drei Teile aufgliedern:

Westteil: Steil abtauchende Kappe von Plattenkalk, Kern aus Hauptdolomit (nur im Nordschenkel aufgeschlossen).

Mittelteil: Die Achsenkulmination; ein durch Brüche zerstückelter Hauptdolomitkomplex.

Ostteil: Hauptdolomitkern, der langsam zwischen Plattenkalkschenkeln abtaucht (beschrieben in Teil II/3).

Der Westteil.

Im westlichen Tscheltscher Berg ist die Antiklinale modellhaft schön ausgebildet. Der Scheitel, bezeichnet durch eine Zone stark gefalteter und gestörter Gesteine, liegt N des Höhenzuges, am Oberland der Kare S P 1741 m (Taf. 6/3) und N P 2154 m. Er verläuft noch im Plattenkalk, der als breite Kappe den Rücken des Tscheltscher Berges bildet und in der Nordflanke aushebt, so daß steil stehende Seefelder Dolomite im Nordschenkel hervorkommen.

Mit der Annäherung an den Pirkner Bruch wird der Bau komplizierter (Übersicht des W-Endes in der Skizze Taf. 6/2):

Die Felsrippe NW P 2154 m zeigt den Scheitelbereich noch als Faltenzone mit Richtung 280°. Er zieht als scharfer, dachförmiger Knick 285°/30° durch das Kar W dieser Rippe, unter dem regelmäßig gebankten Felssporn W des Tscheltscherberges der Skizze und ist in den stark gefalteten Plattenkalken der im W folgenden Gräben nicht mehr genau anzugeben. Er dürfte ungefähr S P 2024 m (Gipfel der Hängenden Wand) am Pirkner Bruch abschneiden. Der Hauptdolomit des Nordschenkels wird durch die Nähe des Pirkner Bruches SE der Hängenden Wand nochmals als enge Falte hochgepreßt; der längs des Pirkner Bruches S der Marienhütte eingetragene Plattenkalkzug gehört zum N-Schenkel dieser Falte.

Der Südschenkel der Hauptantiklinale läuft etwa parallel zum Pirkner Bruch mit Hauptdolomit und Plattenkalk gegen W.

Mittelabschnitt.

Die gegen E ansteigende Plattenkalkhülle der Antiklinale streicht im Scheitelbereich noch W P 1932 m in die Luft aus, im S-Schenkel wird sie durch eine NW-Störung abgeschnitten. Parallel zu dieser Störung laufen im E noch zwei weitere, als steilstehende Fugen mit Zertrümmerungszonen in den Gräben des Tscheltscher Berg-Südhan- ges gut aufgeschlossen. Sie übersetzen den Höhenrücken in dem grusigen Hauptdolomit der Senke von P 1932 m, sind mit einiger Mühe bis zum Rand des Schuttkares S P 1741 m verfolgbar. In dem bewaldeten und verschütteten N-Hang waren sie nicht mehr aufzu- finden. Ihre beiden Richtungen konvergieren und es ist wahr- scheinlich, daß sie in dem großen Störungsknoten der Klause auf den Pirkner Bruch treffen. Am Südfuß des Tscheltscher Berges knicken sie leicht gegen E und markieren als eine große Störung die Grenze von Hauptdolomit und Rhät. S P 1433 m drehen die bisher saigeren Harnische des Dolomites auf etwa 50° S-Fallen, die Störung beschreibt dem Relief entsprechend einen scharfen Knick und mün- det in eine Störungsrinne, die NE gegen den Schartenkopf hinauf- zieht.

Es ist wahrscheinlich, daß an diesem Knick ursprünglich zwei Störungen etwa senkrecht aufeinander trafen, später aber muß sich der Hauptdolomit an diesen Fugen keilförmig in die Rhät- mulde gedrückt haben die sich mit verquetschten Kalkzügen diesem Knick anzuschmiegen scheint. Der Dolomit fällt am Knick deutlich darunter ein.

E dieses Störungsbündels hat sich die Antiklinale beträchtlich verändert:

Der mächtige Plattenkalkzug des **Südschenkels** wird abgeschnit- ten und bleibt im weiteren beschränkt auf schmale, zusammenhang- lose Reste. (In der Karte ein schmaler Zug 1340 m). Erst E des

Hauptdolomitkeiles, bei der Mukulinalm, setzt er wieder zusammenhängend ein. Das ruhige E-W-Streichen dreht im Bereich der Störungen auf NW, sogar WNW und schwenkt erst im E wieder auf normale E-W-Richtung ein.

Obwohl der **Scheitel** der Antiklinale in den massigen Dolomiten nicht genau anzugeben ist, läßt doch dies alles vermuten, daß der Mittelabschnitt unserer Antiklinale an den erwähnten NW- und NE-Störungen gegen S versetzt ist.

Dafür spricht auch die **Situation im N**:

Während W der Klause längs dem Pirkner Bruch Hauptdolomit unmittelbar an Wettersteindolomit stößt, schieben sich E davon Plattenkalk und sogar Kössener Schichten dazwischen (Beginn der Flaschberger Rhätmulde). Die Hauptantiklinale ist im N ein **zusätzlicher Sattel** angegliedert, getrennt durch eine schmale Mulde von Plattenkalk auf halber Höhe des Tscheltscher Berges. (Man könnte versucht sein, diese Folge als **Normalprofil** zu deuten, weil weder Muldenschluß noch eine Antiklinalumbiegung in den Dolomiten deutlich zu sehen sind, sondern alles wechselnd steil, aber durchgehend, nach N einfällt. Eine solche Einschaltung vom Habitus echten Plattenkalkes mitten im Hauptdolomit wäre aber äußerst ungewöhnlich und außerdem ist der schmale Plattenkalkzug im E nur durch eine Störung von dem mächtigen Paket N des Schartenkopfes geschieden; unter diesem verschwindet aber der nördliche Hauptdolomitzug. Neben diesem Kartenbild spricht auch die große Mächtigkeit des Plattenkalkes im E dafür, daß der Nordschenkel der Antiklinale in sich nochmals gefaltet ist.

Das Fehlen dieser schmalen, aber offenbar tiefen Mulde W des Kares P 1724 m läßt sich ebenfalls am besten damit erklären, daß ihre Fortsetzung jenseits der Störungen nach N verschoben und daher schon erodiert ist.

S der Gartenhütte (P 1437 m) wurde im Plattenkalk nochmals ein Dolomitkomplex ausgeschieden, der wahrscheinlich stratigraphisch dazugehört, wengleich Schuppung oder enge Faltung in dem steil stehenden Schichtpaket nicht leicht zu erkennen wären.

Schartenkopf-Blattverschiebung. W des Schartenkopfes quert eine sehr eigenartige Störung mit NW-Richtung den Nordschenkel der Antiklinale:

Gewöhnlich schnurgerade, mit steilen Harnischen (Graben zwischen Schartenkopf und Schartenalm, Pirkner Bach) bietet sich unterhalb der Straße folgendes Bild (Taf. 6/10): Die Hauptstörung knickt um etwa 30° und verläuft schräg weiter, während die ursprüngliche Richtung nach 50 m wieder auflebt, getrennt durch einen kleinen Querbruch und 50 m gesundes Gestein. Eine ähnliche

Auffaserung tritt ca. 500 m weiter am N-Hang des Pirkner Grabens auf, wo sich aus der ursprünglichen Richtung eine schräg liegende Fuge abspaltet. Beide sind aber im Rhätgelände nicht weiter zu verfolgen.

Verf. hält das Ausscheren und Aufsplittern für Anzeichen einer beginnenden Blattverschiebung (in diesem Fall Linksseitenverschiebung), die nicht vollkommen durchgerissen ist. Jedenfalls wird der Plattenkalk im Pirkner Bach etwas versetzt und die Plattenkalkmulde des Tscheltscher Berges von dem breiten Zug N des Scharthenkopfes abgetrennt. Wahrscheinlich bewirkt dieselbe Struktur die Versetzung der Carditaschichten im Badstübelkar und teilweise auch das Eck im Verlauf des Pirkner Bruches. Die Zusammenhänge sind aber in den größtenteils verrutschten Rhätmassen nicht kartierbar.

d) Die Flaschberger Mulde.

Ein breiter Zug von Rhätgesteinen zieht vom Flaschberger Wald und Kolbner Spitz gegen W in unser Gebiet bis zur Klause.

Im S unterteuft steil stehender Plattenkalk die Kössener Schichten, im N werden sie vom Pirkner Bruch abgeschnitten. Die Muldenstruktur ist im Gelände nicht direkt abzulesen, wie etwa bei der Tscheltscher Mulde. Unmittelbar bei der Kirche von Ötting aber treten unter dem Rhät steilstehende Kalke und Dolomite in Plattenkalkfazies auf, die am besten als Rest eines Gegenflügels zum Schatzbühelzug gedeutet werden. Die übergroße Mächtigkeit des Rhätpaketes erfordert ebenfalls eine tektonische Erklärung; die Vorstellung einer im N **gekappten Mulde** scheint daher einleuchtend.

Im **Verlauf** ist die starke Einengung W des Raneck auffällig. Der Pirkner Bruch wird im Graben bei P 1551 m durch Querstörungen nach S versetzt. Die Rhätzüge schmiegen sich diesem Knick nicht an. Sie werden abgeschnitten, setzen verschmälert über die Gartenhütte nach W fort und verschwinden bald unter Schutt und Moräne; der auffallend breite Schuttsockel am Fuß des Wettersteindolomites zieht jedoch weiter und sumpfige Quellen in der Moräne N P 1384 m lassen die Fortsetzung der Mergelgesteine bis zur Klause vermuten. Dort keilen sie wahrscheinlich zwischen Pirkner Bruch und einer jungen Störung aus.

Die **Innenstruktur** des Zuges ist in dem Waldgebiet noch schwerer lesbar als die der Tscheltscher Mulde. Es scheint jedoch, als würden die Kalkzüge beständiger nach E und W durchziehen. Anzeichen für Isoklinalfaltung oder Schuppen innerhalb der Rhätmassen finden sich erst im E (vgl. p. 96). Während im Flaschberger Wald mindestens ein Teil der Kalkzüge nach dem Aussehen auch Plattenkalk

sein könnte, besteht ein ähnlicher Verdacht im W nur für den Kalkzug des Pirkner Grabens S P 1121 m. Sicher ein Fremdkörper ist der Dolomitspan im Pirkner Graben S P 1207 m. Da sich in seiner Streichfortsetzung am Kamm des Kolbner Spitz, Kalke und Dolomite von Plattenkalkhabitus einstellen, hält ihn der Verf. eher dafür als für Wettersteindolomit.

Der Pirkner Bruch.

Er ist das bedeutendste Störungselement des Abschnittes und verdient daher besondere Beachtung.

Verlauf. Als scharf begrenzte, steile Fuge kommt er aus dem Wildsender Bach über Soleck (im Sattel zwischen P 2218 m — P 2185 m) und den Kamm N Riebenkofel in die Mulde des oberen Pirkner Baches (gut aufgeschlossene Trümmerdolomite und steile Harnische im Graben N P 1888 m und im Pirkner Bach selbst). Im W-Hang der Hängenden Wand steht den grobgebankten, bräunlichen Wettersteindolomiten gleichartiger Hauptdolomit des Südflügels gegenüber. Einige Parallelbrüche komplizieren die Situation noch mehr, so daß der Verlauf der Hauptstörung nur ungefähr anzugeben ist (Taf. 6/4). Ab P 2024 m treffen längs einem ausgeprägten Graben (vgl. Taf. 6/2) dunkle Dolomite und Plattenkalk an steilen Harnischen auf helle Diploporendolomite. Ähnlich im Pirkner Bach bei P 1440 m. Im N-Hang des Tscheltscher Berges verläuft hier eine Begleitstörung, an der die sonst steil N fallenden Dolomite plötzlich auf flaches S-Fallen umknicken.

Im Mittelabschnitt wird der Bruch mehrmals durch **jüngere Querstörungen** versetzt:

Bei der Klause springt der Wettersteindolomit nach N zurück und die Rhätmergel setzen ein. Es mündet hier eine Störung, die S des Rauchbühels die „Grünen Schichten“ an einer steil NE fallenden Fläche aufschuppt, dabei ist wahrscheinlich der N-Teil und mit ihm der Pirkner Bruch auch nach W verschoben.

E der Gartenhütte (P 1437 m) liegt ein breiter Grabenkessel. Die W-Hälfte besteht aus Wettersteindolomit, der Ostteil aus Rhät im Südflügel des Pirkner Bruches. Die Grenze ist größtenteils durch Schutt verhüllt. E P 1554 m zeigt der Wettersteindolomit Harnische 50° SE unter Schutt einfallend (in der Karte als Störungslinie ausgeschieden). Höher oben am Hang aber verläuft die Grenzstörung 350° und zieht ins Badstübelkar weiter. Die Harnische sind steil und z. T. aufgesplittert, sodaß sich Kalk und Dolomit ineinander verkeilen. Die ganze Querstruktur besteht wahrscheinlich aus 2 Elementen, von denen die NNW-Richtung u. U. mit der Blattverschiebung W des Schartenkopfes zusammenhängt.

Steil N-fallend schneidet der Bruch die Rippe S Raneck und zieht dann wieder, etwa saiger, in den Pirkner Graben. E P 1207 m biegt er ganz unmotiviert in schlecht aufgeschlossenem Gelände nach NE und zieht über die Villa Weinberg ins Drautal.

Wirkung: Die gewaltigen **Vertikalverstellungen**, wie sie im Kartenbild erscheinen äußern sich auch in den **Begleitstrukturen**. S der Hängenden Wand ist der N-Schenkel der Tscheltscher Berg-Antiklinale nochmals zu einem Sattel hochgeschleppt (Prof. Taf. 3/5); der Hauptdolomit S P 1440 m knickt nahe dem Bruch aus N in S-Falten. Häufig werden parallele Störungen in den Randbereichen der Flügel erzeugt (Hängende Wand).

3.) Nordschenkel der Lienzer Antiklinale.

Das Bauelement der zentralen Lienzer Dolomiten ist eine große Antiklinale von Hauptdolomit mit Wettersteindolomit im Kern. Sie wird im SE durch den Pirkner Bruch schräg abgeschnitten. Die Achse streicht im SW des Kartenbereiches vom Bösen Weibele über die Hängende Wand zum Pirkner Bruch (Taf. 6/1 & 4) und setzt sich wahrscheinlich in der Antiklinale des Tscheltscher Berges fort.

Den Nordschenkel bildet ein mächtiges Paket von lithologisch gleichartigem **Wetterstein-** und **Hauptdolomit**, getrennt durch die Bänder der drei **Carditaschiefer**. E des Hochstadel liegt auf dem Hauptdolomit diskordant mit flacher Basis eine Scholle von **Rhätolias**.

Die Dolomitpakete fallen ziemlich regelmäßig mittelsteil bis steil nach N oder NE. Die Carditaschichten als feinsten Indikator der Lagerung zeigen nur zwei **wesentliche Störungen**: Die schon beim Pirkner Bruch besprochene Querstörung am Ausgang des **Badstübelkares**, die sich im Hauptdolomit offenbar in unbedeutende Fugen auflöst (eine in der Karte W des Garnitzenkares, eine andere außerhalb der Detailkarte am W-Ende des Badstübelkares). Die andere bedeutende Querstruktur liegt **S des Hochstadelhauses**. Die 3 Schieferbänder streichen ungestört über Rosengarten und Dreitörlweg (strat. Profil Taf. 4/2) in den Grabenkessel N P 1580 m. Auf einer Strecke von 4—500 m sind sie dann vollkommen zerfetzt und nur bruchstückweise zu verfolgen. In den stark zerscherten Dolomiten der Umgebung erkennt man ein System von NW-Fugen, die nur kurz verfolgbar sind, und eine größere NE-Störung, die in Richtung Rastenkogel zieht. Von dort läuft eine Störung mit steilen Harnischen durch den Graben hinaus ins Drautal. Ein Zusammenhang war in dem überrollten und verwachsenen Hang E des Hochstadelhauses nicht sicherzustellen. Im E setzen die Carditaschichten, etwa 100 m gegen S versetzt, wieder ein und erreichen bei P 880 m

den Pirkner Bach. Diese breite Querstruktur führt im Wettersteindolomit bei P 1580 m zu wilden Verfaltungen, die jedoch bald abklingen. Der Hauptdolomit N der Unholden Alm (bei P 1784 m) schwenkt vorübergehend nach S, biegt aber dann noch N des Hochstadelhauses wieder in E-W-Richtung.

Verf. deutet das ganze Bild dieser zweiten Querstörung als eine Flexur mit steiler Achse (E-Schenkel nach S versetzt), die in den Dolomitkörpern auch zugeordnete NW- und NE-Scherfugen erzeugt, entsprechend einer Stauchung in E-W-Richtung.

Die in der Karte sichtbaren Südknicke im Verlauf der Carditabänder weiter nach E kommen durch den flachen Schnitt von ss und Grabenhang zustande. Die Carditaschichten queren hier ganz spitzwinkelig aber ungestört den Bachlauf und stoßen S Pirkach ins Drautal.

Die Scholle der Stadelwiese.

Es handelt sich um einen schwer trennbaren Komplex von Kösener Schichten und Liasfleckenmergeln.

Sicher rhätisch sind die Mergel und Kalke bei der Unholden Alm (Funde von *Pteriacontorta* bei der Quelle N der Alphütten durch GEYER 1898, 311 und Verf.), sicher jurassisch die Mergel im W am Abfall zum Zabratkar (Funde von *Arnioceraseratitoides* des Verf.). Der Großteil der Wiesen ist Rutschgelände, jedoch läßt sich, zusammen mit den Strukturen der Härtlingszüge von Breccien, eine **fragliche Muldenform** erkennen: Ein Kern von Jura, im S und SE eingefaßt von einer Basis aus Rhät.

Lagebeziehungen. Nur im N sind die Gesteine an einem Bruch in den Hauptdolomit eingesenkt, im W an den Sporn des Rudnig angepreßt. An allen anderen Seiten streichen die Dolomite mit steiler Lagerung schräg oder quer unter die Mergel hinein, ohne sich um deren Lagerung zu kümmern. Im E, bei P 1784 m kommt unter der Rhätmasse, die durch Erosion zurückweicht, eine fast horizontale Fläche auf dem steilstehenden Hauptdolomit zum Vorschein, fast in gleicher Höhe erscheinen im Zabratkar wieder die saigeren Dolomitbänke W einer schuttbedeckten Verflachung unter den Juramergeln.

Wichtig erscheinen dem Verf. noch kleine Vorkommen von fraglichen **Rhätgesteinen in der Umgebung** der Stadelwiese.

- a) Im Zabratkar 350 m NE P 2122 m liegt an einer Bruchfurche (soweit erkennbar aber nicht eingeklemmt!) ein winziger Rest schwarzer Tonschiefer und Mergel auf Hauptdolomit.

b) Am Weg Garnitzenkar — Hochstadel, etwa 200 m WSW der Stelle, wo der Weg den Kamm des Rudnig erreicht, liegen in einer flachen Vertiefung Brocken von grauen, gelb verwitternden Mergeln und Tonschiefern auf völlig ungestörten, steil stehenden Bänken von Hauptdolomit.

?c) Etwa 100 m S des Rastenkogels (P 1169 m) führt der alte Weg zum Hochstadelhaus durch eine flache Senke und schließt dabei schwarze Tonschiefer, Mergel und dunkle Kalke auf (Gesteinsbestand von Rhät oder Carditaschichten). Möglich, daß es sich hier ebenfalls um einen Erosionsrest wie im Zabratkar handelt. Jedoch führt der Hauptdolomit gerade in diesem Bereich auch sicher sedimentäre Zwischenlagen schwarzer Tonschiefer und als solche wurden auch die fraglichen Gesteine vorläufig ausgeschieden.

Gesamtbild. Die Rhät-Liasmergel der Stadelwiese liegen als rudimentäre Mulde mit fast waagrechter Basisfläche auf steil stehenden Hauptdolomit (Taf. 3/11, 12). In der weiteren Umgebung finden sich noch andere, winzige Reste von Rhätgesteinen in ähnlicher Lage.

Deutung. Gegen eine autochthone Mulde sprechen überzeugende Gründe: Flache, diskordante Auflagefläche, keine Anzeichen eines Muldenschlusses mit eingeklemmten Mergelresten im W und E (dabei liegt vor allem im W das Dolomitpaket auf weite Strecken völlig bloß), keine Andeutung von Plattenkalk- und Seefelderfazies längs der hypothetischen Muldenachse. Es ist demnach unmöglich, die Scholle der Stadelwiese als Muldenkern in situ zu deuten. Wohl aber spricht manches dafür, in der Hauptdolomitmasse der Laserz-Hochstadelgruppe als ganzes eine Mulde zu sehen: Vom eigenen Aufnahmegebiet gegen W schwillt das Dolomitpaket bis auf über 3000 m Mächtigkeit an (östl. Laserzgruppe) und gleichzeitig treten am Auerlingköpfel, N der Laserzwand, wieder Carditaschichten zutage (allerdings an Brüchen eingeklemmt und N-fallend). Verf. glaubt, daß die Massen der Stadelwiese aus dem Kern dieser Mulde stammen und gravitativ auf die Hauptdolomitschenkel hinausgehoben sind (Gravitationstektonik im Sinne von v. BEMMELEN 1955). In einer primärtektonischen Ruhepause ist dieser Vorgang undenkbar; die Erosion würde sofort die Mulde weicher Gesteine eintiefen. Wohl aber könnten aus einer tektonisch gerade hochgepreßten Mulde Teile in Form großer Muschelbrüche ausgebrochen und auf den Hauptdolomit hinausgeglitten sein. (Die Breccien der Serie liegen mitten in dem Komplex an der vermutlichen Grenze Rhät/Lias. Sie sind daher nicht mit dem Gleitvorgang zu verbinden).

Bei dem bisherigen Stand der Beobachtung und Erfahrung muß die gegebene Erklärung freilich Hypothese bleiben.

II. Schatzbühelgruppe und Gailbergfurche.

Der Bereich ist keineswegs einheitlich und setzt sich aus folgenden Elementen zusammen:

1. Im S **Gailtalkristallin und parautochthone Hülle.**
Bau wie im Westen; Hüllserie keilt bei Laas aus.
2. Die **Hochscholle Röthenkopf-Mussen.**
Zone enggepreßter Falten und Schuppen aus Unter- und Mitteltrias. Wahrscheinlich stehen gebliebener Rest der sonst abgesunkenen Gailbergantiklinale.
3. Die **Gailbergantiklinale.**
Zentrales Bauelement der westlichen Gailtaler Alpen. Taucht gegen W ab und wird an der Gailbergfurche im S abgeschnitten, reicht aber mit dem Nordschenkel bis in den Silbergraben.
4. Das **NE-Ende der Tscheltcher Grabenzone.**
Grundsätzlich gleicher Bau wie im W. Von den Bauelementen sind Schatzbühelantiklinale und Flaschberger Mulde weit nach E verfolgbar.

1. Gailtalkristallin und parautochthone Hülle.

Die Situation ist im Prinzip gleich wie im W (vgl. p. 82). Auf dem Kristallin (Granatglimmerschiefer, Quarzite) liegt eine Folge von **Grödener Sandstein** und **Werfener Schichten**, an der Basis hier wie dort eine geringfügige Störung und kein Transgressionskontakt.

Vom Röthengraben gegen E fällt die Hüllserie steil gegen N. Überkippte Lagerung, im W die Regel, findet sich selten. (Der Mittelabschnitt zwischen Rautalpe und Panul-Wald wurde nach GEYER 1901d strichliert ergänzt und kann in diesem Zusammenhang nicht betrachtet werden).

Die linsenförmig abgequetschten **Muschelkalkzüge** wurden von W her bis zur Rautalpe verfolgt, im E (Röthengraben, Röthen, Laas) scheinen sie zu fehlen (ausgenommen einige Blöcke im Schutthang SW des Röthenkopfes).

Statt dessen schließt sich an die Hüllserie, getrennt durch die verlängerte **Südrandstörung**, die Hochscholle der Mussen (vgl. p. 97). Ihre Faltenzüge stoßen nach v. BEMMELEN 1957, Taf. 17 E der Gailbergfurche direkt an Kristallin, die eigentliche Hüllserie keilt daher E Laas mit einem Span von Bellerophon- und Werfener Schichten aus.

2. Die Hochscholle Röthenkopf-Mussen.

Zwischen Südrandstörung und dem Keil der Gailbergantiklinale im N liegt eine Zone enggepreßter Falten- und Schuppenzüge aus Knollenkalk und Partnachschiechten i. w. Sie streichen WSW, schräg zur Südrandstörung und enden im W keilförmig zwischen dieser und der Silbergrabenstörung. Im E übersetzen sie die Gailbergfurche und streichen in dem mächtigen Zug von Grödener und Werfener Schichten des Laaser Waldes fort.

Bei der Besprechung fällt ein isolierter Zug fremdartiger Gesteine heraus (Röthenkopf-Pittersberg). Der Bau der Restscholle läßt sich am besten von einem Profil W der Gailbergfurche her aufrollen (Taf. 5, Prof. 3) und dann nach Osten und Westen verfolgen.

Der Abschnitt wird daher so aufgegliedert:

- a) Der Pittersbergzug.
- b) Das Profil Röthen-Kuku-Silbergraben.
- c) Der Ostabschnitt.
- d) Der Westabschnitt.

a) Der Pittersbergzug.

An die Werfener Schichten der Hüllserie schließt im Röthenkopf ein Zug massiger Dolomite und Kalke (litholog. Einzelheiten im Teil Stratigraphie), der zweifellos das fraglichste Element der ganzen Zone darstellt.

Gegen W keilt die Dolomitrippe an der Südrandstörung aus, gegen E setzt sie, kurz unterbrochen durch Alluvionen der Gailbergfurche, im Pittersberg fort und jenseits des großen Schwemmkegels von Laas treten N der Gipsdolomite nochmals dieselben Gesteine auf (Kontakt zu den Bell-Schichten nicht aufgeschlossen, vermutlich tektonisch nach dem Zustand der Gesteine).

Die **Grenzen** sind auf der ganzen Strecke tektonisch. Im S die Südrandstörung, im N grenzen längs einer ebenfalls steil stehenden Fläche verschiedene Gesteine an: Von E her Grödener, dann Werfener Schichten, und bei P 1468 m Knollenkalke. NW des Röthensattels schließlich stoßen unsere Gesteine an Plattendolomit des oberen Muschelkalks (dolomitisches Zwischenniveau). Die beiden Komplexe sind hier nur mit Mühe trennbar, da auch die Gesteine des Pittersbergzuges gebankt werden und cremefarben hell verwittern.

Die **Deutung** dieses Komplexes ist schwierig, vor allem wegen der fremdartigen Gesteinsausbildung und der weitgehend isolierten Stellung.

GEYER 1901d scheidet ihn als Muschelkalk aus. 1901c, 59 vergleicht er die Verhältnisse mit dem Heugraben bei Dellach, wo auch tatsächlich im Hangend der Werfener Schichten dunkle, massige Dolomite auftreten. v. BEMMELEN 1957, 199 deutet den Pittersbergzug als Jaukenkalk und Hauptdolomit (die Gesteine im Heugraben dagegen 1957, Taf. 17 als Muschelkalk). Verf. hält diese Einstufung in die Obertrias für unwahrscheinlich. Die lithologischen Parallelen der bituminösen, massigen Dolomite zu gewissen Typen des Hauptdolomits wiegen hier zu wenig. Gleiche Dolomite treten allenthalben auch in der Mitteltrias auf und solche Gesteine sind hier viel eher zu erwarten. Auch in der möglichen Fortsetzung dieses Zuges gegen E bildet Karn das höchste Schichtglied (v. BEMMELEN 1957, Taf. 17). Dagegen beschreibt v. BEMMELEN 1957, 185 stellenweise massige graue Dolomite an der Grenze Anis-Ladin („dolomitisches Zwischenniveau“). Ein weiteres Indiz in dieser Richtung liefert die Ähnlichkeit der Dolomite eben dieses Zwischen-niveaus mit den gebankten Typen des Pittersbergzuges W der Röthen. Verf. hält daher die fraglichen Gesteine des Pittersberges und Röthenkopfes für eine etwas abweichende Ausbildung des **dolomitischen Zwischenniveaus**.

Für Paläozoikum, das in dieser tektonischen Position grundsätzlich auch in Frage käme, fehlen konkrete Hinweise.

b) Das Profil Röthen-Kuku-Silbergraben.

Geländebefund. Nördlich des Pittersbergzuges liegen an der Forststraße Gailbergsattel-Röthen **Grödener Sandsteine** und **Werfener Schichten**. N davon setzen knapp über dem Forstweg **Knollenkalke** ein und ziehen SW, schräg gegen die Rippe des Röthenkopfes hangaufwärts. Die ganze Schichtfolge keilt gegen W aus, Grödener und Werfener N des Röthenkopfes, die Knollenkalke, versetzt durch eine Querstörung, W P 1468 m.

N des Knollenkalkzuges folgen etwa 200 m mächtig, saigere, dunkle Plattenkalke und Dolomite vom Jaukentypus. Im Graben E P 1612 m liegt darin ein Zug blättriger Mergel, nach dem lithologischen Habitus eindeutig Partnachmergel; die anderen Gesteine sind **Partnachkalke** und Dolomite des **Zwischenniveaus**. Gegen E werden sie von der erwähnten Querstörung geschnitten und setzen nur als schmaler Keil von Myloniten weiter nach E.

Die **Querstörung** verläuft vom Graben E P 1612 m über den Hang E P 1468 m, quert als deutliche Furche die Röthenkopfrippe und setzt fort bis ins Kristallin. Auf der ganzen Strecke wird der W-Flügel nach versetzt. Im W ist diese Wirkung schon im Gelände deutlich, im S gestatten die Aufschlüsse an den Forstwegen denselben Schluß. Es ist im Aufnahmegebiet die einzige Störung, die nachweisbar in den Kristallinkörper eindringt.

Bei P 1612 m folgt auf die Partnachkalke das mächtige **Knollenkalkpaket der Mussen**, im E getrennt durch eine steile Störung, an der Fetzen von Werfener und Grödener Sandstein eingeklemmt sind (Graben E P 1612 m zwischen 12—1300 m). Gegen W scheint diese Störung auszuklingen. Auf der Mussen schließen, soweit die starke Überrollung sichere Schlüsse erlaubt, Knollenkalke ruhig an die dolomitturchsetzten Partnachkalke an, verbunden durch die brachiopodenführenden Crinoidenkalke und -dolomite.

Das Paket der Knollenkalke ist zwischen P 1612 m und P 1769 m (Mussen) etwa 600 m mächtig, fällt anfangs steil S, im N saiger. An der Grenze im S treten helle, grob gebankte Kalke fast ohne Mergeschlieren auf, dieselben Gesteine bilden im N als durchgehendes Band das Hangend der Knollenkalke. Daran schließt sich eine lückenlose Folge von **gebankten Dolomiten** (Zwischenniveau), und **Partnachkalken** mit einem Zug von **Partnachmergeln** (Grabenkessel S P 1287 m), die an den Myloniten und Trümmerdolomiten der Gailbergantiklinale endet.

Deutung des Profiles (vgl. Taf. 5/Prof. 3). Die Knollenkalkmasse des Kuku mit Hangendschichten auf beiden Seiten entspricht einer enggepreßten Antiklinale (**Kuku-Antiklinale**). Die Hangendfolge von Partnachschichten ist im N noch konkordant und lückenlos erhalten, im Südschenkel bereits teilweise tektonisch abgelöst und reduziert.

Noch weiter gegen S sind alle Gesteinszüge an steilen Störungen voneinander abgelöst und auch die Mächtigkeiten reduziert.

Deutet man die Pittersbergdolomite als oberen Muschelkalk, dann sind auch die Züge im S als Antiklinale lesbar (**Röthenkopf-Antiklinale**). Den Kern bilden die Grödener und Werfener Schichten N des Röthenkopfes, darüber folgen als Hülle im N Knollenkalke, im S die Dolomite des Pittersbergzuges. Die Partnachkalke und Dolomite zwischen der Röthenkopf-Antiklinale und dem Knollenkalk-Kern des Kuku wären der Rest einer trennenden Mulde.

Es bleibt jedoch dem einzelnen überlassen, ob er in diesen parallel aneinander verschobenen und isolierten Gesteinszügen noch Reste von Falten oder ein **Schuppenpaket** sieht.

c) Der Ostabschnitt.

Nur der Pittersbergzug und die anschließenden Grödener und Werfener Schichten sind unmittelbar über die Gailbergfurche zu verfolgen. Im N maskiert ein breiter Schuttstreifen den Zusammenhang.

Sicher setzt die Musseneinheit in die **Zone des Laaserwaldes** fort. Ebenso sicher ist, daß zwischen Pfandbachgraben und Schindelgraben den Zügen der Mussen völlig andere Gesteine gegenüber-

stehen (im Gegensatz zur Darstellung bei v. BEMMELEN 1957, Taf. 17). Eine **Querstörung** ist in diesem Bereich zweifellos vorhanden und es hängt von ihrer Deutung als Vertikal- oder Horizontalverschiebung ab, wie man die Elemente beiderseits des Schuttgürtels zusammenfügt (näheres p. 102).

d) Der Westteil.

Im S streichen die Gesteine der Röthenkopfantiklinale schräg an die Südrandstörung heran und werden von ihr abgeschnitten. Die steil stehenden Knollenkalke des Kuku stoßen in breiter Front auf der Mussen an eine **N-S-Störung**, die aus dem Silbergraben quer über die Mussen (W P 1614 m — E P 1561 m) in den Röthengraben streicht. Im W-Flügel stehen ihnen mittelsteil gefaltete Partnachkalke gegenüber. Im S hat die Störung keine große Wirkung mehr und ist z. B. in den gut aufgeschlossenen Grödener Sandsteinen des Röthengrabens kaum zu finden. Die Hüllserie ist zwar im W-Flügel etwas nach N gerückt, im Kristallinrand aber ist überhaupt keine nennenswerte Versetzung zu spüren. Gegen N spaltet sich die Störung in mehrere NNW- und NNE- Zweige, die teilweise den Zug der Partnachmergel etwas versetzen, jedoch ebenfalls samt und sonders keine große Wirkung hervorrufen. Wir haben also eine Störung vor uns, die im Mittelabschnitt eine maximale Verstellung zeigt (Absenkung des W-Flügels), im N und S aber rasch ausläuft. (Große Vertikalverstellungen in der steilen Hüllserie müßten zumindest im Zustand der Gesteine sich ausdrücken).

Verf. deutet diesen Befund als **Firsteinbruch der Kuku-Antiklinale**. Das Dach des Knollenkalkes, im E längst erodiert, blieb dadurch im W erhalten. Die Absenkungsbewegung wurde im S zum Großteil an der Südrandstörung, im N in Teilbewegungen, vor allem in den stark gefalteten und verquetschten Partnachmergeln aufgefangen. Mit dieser Vorstellung läßt sich auch die merkwürdige Lagerung der Partnachschichten im W deuten: Steiles Einfallen im Bereich des Nordschenkels, mittelsteil, wechselnd im Raum des ehemaligen Scheitels und im S, nahe der Hüllserie, wieder überraschend N-Fallen. Gleichzeitig treten hier wieder tiefe Schichten, Gesteine des dolomitischen Zwischenniveaus und darunter die brachiopodenführenden Crinoidenkalke der Grenze zum Knollenkalk auf. Dies ist wohl nur als Hochschleppung beim Einbruch der Scholle längs der Südrandstörung zu erklären.

Von der **Mussen gegen W** ist praktisch nur mehr der mächtige Nordschenkel der Kuku-Antiklinale vorhanden. Die Partnachmergel überqueren als breiter Zug die nordwestliche Mussen zwischen P 1969 m — P 2038 m. Im N (P 2038 m) mischen sich in die hängende Kalkserie mehr und mehr Bänke von Art der Jaukendolomite.

Mit der Einkeilung zwischen Südrand- und Silbergrabenstörung wird der ganze Komplex auch in sich stärker geschuppt und am Weg zwischen Mukulinalm und Rautalpe liegen **Fetzen von Carditaschichten** und Jaukendolomit innerhalb der Partnachkalke.

Die Partnachmergel schneiden N der Rautalpe an der Südrandstörung ab, die hangenden Kalke überqueren als schmaler Zug den Podlanigbach N P 1138 m und verschwinden jenseits unter Moräne.

N der Partnachschichten ist an der Silbergrabenstörung ein Zug von **Knollenkalk** mit Rauhwacken im Kern aufgepreßt.

Aus der Ähnlichkeit der Partnachkalke beiderseits des Mergelzuges und dem Auftauchen von Knollenkalk N davon ließe sich für den mächtigen Zug von **Partnachschichten eine Mulde** konstruieren. Die erwähnten Carditaschichten kämen just in die Nähe der anzunehmenden Muldenachse zu liegen. Verf. möchte jedoch aus dem Auftreten eines Fetzens von Knollenkalk in den zerschlitzen Gesteinspaketen dieses Störungsknotens keine so weitreichenden Schlüsse ziehen, zumal ihm aus den Gailtaler Alpen durchaus Partnachschichten von ähnlicher Mächtigkeit bekannt sind, ebenfalls mit Mergelserien zwischen Kalkpaketen und darüber nach kurzer Folge von Jaukenkalken bereits Carditaschichten (z. B. Reißgraben N Amlach bei Berg/Drau). Die Deutung als einfache Schichtfolge ist vorzuziehen.

3. Die Gailbergantiklinale.

Das Hauptelement und Rückgrat im Bau der westlichen Gailtaler Alpen bildet eine gegen W abtauchende Antiklinale, etwa in der Mitte des Gebirges. Im Prinzip ist sie schon bei GEYER 1901d erkennbar. v. BEMMELEN 1957 hat sie genauer aufgenommen und als „Gailbergantikline“ beschrieben.

Nach v. BEMMELEN 1957, 198—200 ist der Bau des Gebirges E vom Gailbergsattel folgend:

Die Achse der **Gailbergantiklinale** streicht etwa im Bereich des Sattels an die Paßfurche heran und taucht gegen W ab. Vom Wildgraben zur Gailbergfurche liegen erst Carditaschichten, dann Jaukenserie und schließlich Hauptdolomit im Bereich des Scheitels. Der Nordschenkel ist eine konkordante Folge von Hauptdolomit, Plattenkalk (=Unterrhät bei v. B.) und Kössener Schichten (=Oberrhät bei v. B.), die im N an einer Störung vom Rewischkopf abstoßen (=Silbergrabenstörung d. Verf.). Der Südschenkel aus Hauptdolomit wird bereits knapp S Hocheck (P 1640 m) durch einen E-W-Bruch gekappt, daran schließt sich ein schmaler Zug von Jaukenkalk und -dolomit, der sich im E zu einer Mulde mit Carditaschichten erweitert (= „**Jukbühelsynkline**“).

S des Pfandbachgrabens schließt sich an das Gailberg-Jukbühel-system eine tektonisch reduzierte Schichtfolge von Muschelkalk, Werfener und Grödener Schichten im Laaser Wald.

Die **eigenen Begehungen** greifen nicht weit über die Gailberg-furche nach E hinaus.

Im Norden ist der Befund von v. BEMMELEN voll zu bestätigen. Eine stratigraphische Folge von Hauptdolomit, Seefelder Dolomit (an der Straße größtenteils unter Quartär, besser im Schindelgraben und Rippe P 1205 m) und Plattenkalk führt bis in Kössener Schichten. Die Rhätschiefer queren die Straße im Bereich der Doppelkehre bei P 899 m und ziehen als schmaler Streifen über die Senke S Rewischkopf in den unteren Wildgraben (P 713 m), wo sie bei den ersten Mühlen im Schwemmkegel verschwinden (v. BEMMELEN 1957, Taf. 17 läßt irrtümlich sein Oberrhät S des Rewischkopfes auskeilen).

Vom **Schindelgraben gegen S** dreht das Hauptdolomitpaket auf NW- und dann W-Fallen (mit 40°) und schwenkt bis zum Grabenkessel S P 1298 m weiter auf SW. Wir queren den Scheitelbereich der Gailbergantiklinale, die mit etwa 40° Achsengefälle nach W abtaucht.

Durch den Grabenkessel S P 1298 m ziehen zwei E-W-Störungen. S davon folgen helle, massige Dolomite (von Art des nordalpinen Ramsadolomites), dann gebankte Kalke und bräunlich verwitternde Dolomite, die wieder strenger E-W streichen (mitteltriadische Jaukenserie der Jukbühelmulde nach v. BEMMELEN 1957, Taf. 17). Im Pfandbachgraben folgen darauf mit gestörtem Kontakt bituminöse, dunkle Plattendolomite mit mürben Mergellagen, vereinzelt dazwischen Kalkbänke (=dolomitierter oberer Muschelkalk bei v. BEMMELEN 1957, 199). Sie stoßen am Ende des Pfandbachgrabens längs der erwähnten ESE-Störung direkt an Werfener Schichten. E P 1108 m schieben sich noch Knollenkalke dazwischen.

Die Plattendolomite gleichen lithologisch haargenau **Seefelder Dolomiten**, wie sie im Nordschenkel der Gailbergantiklinale auftreten (Hornsteine, wie sie v. BEMMELEN 1957, 199 anführt, finden sich auch in den Seefelder Dolomiten). Auf Grund dieser auffallenden lithologischen Parallele und der Lagerungsverhältnisse ist der Verf. nicht überzeugt, daß die Jukbühelsynklinale wirklich bis an die Gailbergfurche heranreicht. Die Dolomite beschreiben nämlich nur eine einfache Kurve, wie sie am besten dem **Abtauchen einer Großfalte** entspräche: Sie biegen aus E-W im Schindelgraben in N-S-Streichen am Gailbergsattel und schwenken dann wieder zurück in E-W-Richtung, die bis zum Pfandbachgraben anhält. Es wäre durchaus denkbar, daß auch noch die Bitumendolomite als Hangend-

glied zum Südschenkel der Gailbergantiklinale gehören, entsprechend den Seefelder Dolomiten im Norden. Wie so oft im Bereich des Südrandes, stießen wieder zwei gegenläufige Schichtfolgen zusammen ohne eine trennende Mulde dazwischen.

W der Gailbergfurche. Der Nordschenkel der Antiklinale setzt über die Gailbergfurche mit gleicher Lagerung nach W fort. In der Grabenlinie läuft eine Störung, von den Kössener Schichten S des Gailberggutes bis zu den Schuttkegeln des Sattelbereiches im Bach verfolgbar. An ihr ist der Hauptdolomit im W weit gegen N gerückt, während die Grenze Plattenkalk-Kössener Schichten im W kaum versetzt erscheint (allerdings schlecht aufgeschlossen). Dementsprechend streichen die Kössener Schichten unverändert längs der Silbergrabenstörung über die Jagdhütte P 1068 m bis in den Silbergraben, wo sie am Hauptdolomit abschneiden. Der Plattenkalk ist im W auf einen schmalen Zug zusammengeschrumpft, der überdies bald ganz auskeilt und W P 1048 m liegt Hauptdolomit unmittelbar an Rhät (tektonische Grenze am Forstweg E P 1068 m aufgeschlossen).

Im Südhang des Silbergrabens (= „Gailbergbach“ der Spezialkarte) setzt der wüst zertrümmerte Hauptdolomit keilförmig nach W fort, ungefähr bis P 1600 m, wo dann die Partnachkalke die Silbergrabenstörung erreichen. Südgrenze dieses Dolomitkeiles bildet eine breite Mylonitzone gegen die Partnachkalke. Die Grenze ist meist nur ungefähr mit Salzsäure bestimmbar, selten als scharfe, steile Störung ausgeprägt (Graben P 1614 m, irrig „Silbergraben“ der Karte). Sie streicht ca. E-W und wird durch zahlreiche Querstörungen versetzt, eine davon setzt den Hauptdolomit W des Gailbergsattels ziemlich weit nach S und schneidet dabei die Partnachmergel ab. (In dem Schuttkar N des Kuku taucht S der Partnachschichten bei P 1291 m ein schmaler Zug von Dolomitmylonit und Rauhwacken längs einer Störung auf, die gegen W im Partnachkomplex verläuft, also nicht die Hauptfuge darstellt).

Zusammenfassend ergibt sich: Der Nordschenkel der Gailbergantiklinale reicht keilförmig nach W zwischen die Einheit der Musen und die Tscheltcher Grabenzone. Im N wird er schräg abgeschnitten durch die Silbergrabenstörung, im S bildet eine breite Mylonitzone die Grenze zu den Partnachkalken.

Das Verhältnis Gailbergantiklinale-Mussenscholle.

Beiderseits der Gailbergfurche stoßen die Einheiten längs E-W-Störungen aneinander. Im Bereich des Gailbergsattels an einer Querstörung, die im Sattelbereich selbst verdeckt, auf Grund der Verschiedenheit der beiden Seiten doch unbedingt zu fordern ist. Fraglich bleibt nur der Charakter.

Verf. hält eine **Bruchstörung** mit Hebung des W-Flügels für wahrscheinlich. Die Horizontalkomponente im N hat nur sekundäre Bedeutung.

Mit dieser Annahme wären die Verhältnisse so zu deuten: **Gailberg- und Kuku-Antiklinale** sind dieselbe Falte, die Musseneinheit bildet lediglich eine stehengebliebene Hochscholle gegenüber der mit dem Westende eingebrochenen Gailbergantiklinale. Im Silbergraben läuft die Trennfuge etwa schichtparallel durch den Nordschenkel der Falte. Hauptdolomit und Partnachkalk gehören zu einer Schichtfolge, die aber durch das Absetzen des Hangendteiles tektonisch reduziert und zertrümmert wurde (Karn fehlt!). Im E ist das ganze System Gailbergantiklinale-Jukbühelsynklinale gegenüber der Zone des Laaser Waldes abgesunken; zu dieser Vorstellung kommt auch v. BEMMELEN 1957, Taf. 18/1B.

Längs der Gailbergfurche ist nun die absinkende Antiklinale auch quer durchgebrochen, gegen W läuft die Trennfuge im Nordschenkel weiter, der Hauptteil der Antiklinale bleibt als Hochscholle stehen (und zeigt in sich gegen W, Mussen, ein ähnliches Einsinken des Scheitelsbereiches, vgl. p. 99).

Es entsteht so das Bild eines **mosaikartigen Einbruches** der großen Falte.

Die andere Möglichkeit ist jedoch nicht sicher auszuschließen. Bei Annahme einer **Blattverschiebung** im Sattelbereich wäre der Westflügel gegen NNW gedrückt und dabei die Gailbergantiklinale abgequetscht worden. Die Mylonitzone S des Silbergrabens wird so zum versetzten W-Ende der Störung, mit der S des Pfandbachgrabens Gailberg- und Jukbühelsystem an die Einheit des Laaser Waldes stoßen. Die Querstörung müßte man aus dem ESE-streichenden Sporn von Mesozoikum herleiten, der von Kötschach nach E ins Kristallin einspießt.

Dem Verf. scheint jedoch diese Deutung weniger wahrscheinlich.

Die Silbergrabenstörung.

An ihr stoßen die Hochscholle der Mussen und die Gailbergantiklinale im NW an die Tscheltcher Grabenzone. Im Gegensatz zum Pirkner Bruch ist diese Störung fast schnurgerade und nicht durch Querstörungen versetzt.

Ihr **Verlauf** ist daher morphologisch auch deutlich ausgeprägt. Sie quert in einer schutterfüllten Grabenfurche den Südhang des Schatzbühels, markiert durch Züge von Trümmerkalken und Rauhwackenspäne, die in der Scharte S des Schatzbühels schön aufgeschlossen sind. Sie setzen mit senkrechten Grenzflächen als auffallende Reihe von Felszinnen in den Silbergraben über (Taf. 6/5).

Von P 1252 m abwärts ist an der Störung ein 600 m langer Zug verquälter Kössener Schichten eingekellt. Noch oberhalb der Jagdhütte verläßt die Störung den Graben, läuft zwischen dem Gailberg-Rhätzug und dem diskordant heranreichenden Plattenkalk gegen E wieder in den Silberbach. Obwohl hier stratigraphisch benachbarte Gesteine (Plattenkalk und Rhät) aufeinandertreffen, läßt deren Zustand nahe der Grenze keinen Zweifel über die bedeutende Störung; ebenso wie S des Rewischkopfes. E dieses Punktes zweigen zwei NE-Störungen ab, der Hauptast aber läuft durch den untersten Wildgraben ins Drautal; noch vor der Mündung des Baches sind am linken Hang Quetschzonen und Harnische im Plattenkalk aufgeschlossen.

Charakter. Es handelt sich i. w. um eine **Blattverschiebung** (Linksseitenverschiebung). Die Faltenstrukturen (Schatzbühel-Ant., Tscheltscher Mulde) werden schräg abgeschnitten und sind im Gegenflügel nicht wiederzufinden. Außerdem ist die Störung auch in stratigraphisch ähnlichen Gesteinen noch sehr ausgeprägt, wo die Vertikalverstellungen auf keinen Fall bedeutend sein können. Für eine **Linksseitenverschiebung** spricht der Verlauf der Rhätzüge Tscheltscher Mulde-Gailberggut. Ihr ehemaliger Zusammenhang ist zerrissen und wird durch Fetzen längs der Störung noch angedeutet. Deutlich ist auch die Schleppung der Tscheltscher Mulde nahe der Störung, wo sie aus ESE- in ENE-Streichen umbiegt.

4. Das NE-Ende der Tscheltscher Grabenzone.

Der Bau bietet von allen Einheiten des Ostabschnittes die geringsten Komplikationen.

Im S streicht die **Schatzbühel-Antiklinale** mit ziemlich strenger E-Richtung gegen die Silbergrabenstörung (Taf. 6/5b). Der Hauptdolomit im Kern verschmälert sich schon W des Schatzbühels beträchtlich, ist aber über die Scharte zwischen Schatzbühel und Joch (etwa 200 m breit) bis in den Silbergraben zu verfolgen (Ende W der Jagdhütte P 1068 m). Der südliche Zug von Plattenkalk setzt NW der Mukulinalpe wieder ein, verbreitert sich rasch und zieht über den Schatzbühel an die Silbergrabenstörung. Im oberen Silbergraben tritt an der Störung nochmals Dolomit auf, der Plattenkalk darüber ist stark gefaltet (Taf. 6/5a). Der nördliche Zug von Plattenkalk schwillt E des Pirkner Grabens bedeutend an (vgl. Karte Taf. 5), Internfaltung ist sehr wahrscheinlich (vgl. p. 89), aber nirgends direkt zu erkennen. Von der Gailbergfurche gegen E treten darin zertrümmerte Keile von Hauptdolomit auf, die S des Rewischkopfes an die Silbergrabenstörung herankommen, dann wieder nach NE abbiegen. Die Deutung als Schuppenstruktur bei v. BEMMELEN 1957, Taf. 18/1B ist sehr wahrscheinlich.

Die **Flaschberger Mulde** streicht ebenfalls breit gegen E und biegt im Rewischkopf, dem Abdrehen des Plattenkalkes folgend, in das Drautal hinaus. Den Innenbau markieren E-W-streichende Kalkzüge, meist mittelsteil bis steil N-fallend. Dazwischen verlaufen sumpfige Streifen mit Mergeln. Die breiteste Mergelzone quert den Kamm S des Kolbnerspitz und zieht durch den Lannerbach unter die Kalkplatte von Ötting, an der Straße zur Villa Weinberg stets gut aufgeschlossen.

Die **Grenze Plattenkalk-Rhät** wurde im S mit den ersten mächtigeren Mergelpaketen gezogen. Es ist durchaus möglich, daß einzelne der Kalkzüge Plattenkalk sind, von unten her eingefaltet oder geschuppt. Lithologische Kriterien versagen hier. Die Kalkplatte des Höhenzuges S Ötting schwimmt sicher auf Mergelserie, das beweisen die Aufschlüsse im Silbergraben (Taf. 6/7) und S Ötting wo unter dem Schutt der Kalkwände Mergel hervorkommen. Man kann diese Kalke nicht zum Nordflügel einer Mergelmulde machen, wie v. BEMMELEN 1957, Taf. 17, Taf. 18/1A. Erst die Dolomite und Kalke des Kirchhügels von Ötting sind wahrscheinlich Plattenkalk eines nördlichen Gegenflügels der Rhätmulde.

III. Zum Baustil des mittleren Drauzuges

Versucht wird, eine allgemeine Charakteristik der Baueinheiten und Störungssysteme zu geben und den Ablauf des tektonischen Geschehens zu umreißen.

Der Teil zerfällt in folgende Abschnitte:

1. Die Bauelemente.
2. Der Faltenbau.
3. Zur Mechanik des Gebirgsbaues. Vergenzfrage.
4. Das Störungsnetz.
 - a) Die Aufgliederung in Systeme.
 - b) Entstehung der Systeme.

1. Die Bauelemente.

Ein Blick auf die Übersichtskarte Taf. 5 zeigt sofort, daß das Gebirge sich in drei große Bauelemente auflöst:

Das System der Lienzer Antiklinale im W
die Tscheltscher Grabenzone in der Mitte
das System der Gailbergantiklinale im E.

Diese Einheiten werden jedoch alle von einem gleichartigen Faltenbau beherrscht. Sie sind in ihrem Aufbau nicht wesentlich voneinander verschieden, sondern verdanken ihre Entstehung nur der

Wirkung von zwei großen Schrägstörungen, Pirkner Bruch und Silbergrabenstörung. Lienzer Antiklinale und Tscheltscher-Berg-Schatzbühel-Antiklinale sind sehr wahrscheinlich als eine einzige Falte angelegt. Die trennende Störung hat den Charakter eines Bruches mit relativ geringer horizontaler Verschiebung. Die Gailberg-Antiklinale im E ist hier nicht unmittelbar anzuschließen. Prinzipiell ist der Bau jedoch ebenfalls ähnlich.

Wie p. 109 gezeigt wird, sind die beiden Großstörungen durchaus in das übrige Störungsnetz einzuordnen und auch im Zusammenhang damit zu erklären. Die Zerteilung des Gebirges in 3 Großschollen ist daher grundsätzlich nichts anderes als die Zerstückelung der kleineren Bauelemente durch das übrige Störungsnetz. Mit Schuppenbau hat das nichts zu tun.

2. Der Faltenbau.

Er besteht in den einzelnen Abschnitten aus folgenden wichtigen Strukturen:

Im W die zentrale Lienzer Antiklinale mit Mulden zu beiden Seiten, im N innerhalb des Hauptdolomits der Laserzgruppe, im S bezeichnet durch die Rhätzüge des Wildsenderbaches (in Taf. 5 NW St. Lorenzen).

Im Mittelabschnitt die Schatzbühel-Antiklinale, begleitet von der Flaschberger Mulde im N und der Tscheltscher Mulde im S (diese noch kompliziert durch die kleinere Aufwölbung der Lumkofel-Antiklinale).

Im E das System der Gailbergantiklinale, durch einen Mosaik-einbruch etwas entstellt. Die nördliche Mulde durch die Silbergrabenstörung gekappt, die südliche in der Jukbühelsynklinale noch erhalten.

Die **Hauptstruktur** ist jedesmal eine Antiklinale etwa in der Mittelachse des Gebirges, die gewöhnlich nach W abtaucht. Sie wird beiderseits begleitet von gut ausgebildeten Mulden, die stellenweise nach außen nochmals zu Sätteln aufgebogen sind (Lumkofelantiklinale, Röthenkopfantiklinale). Das Phänomen der gleichsinnig und etwa gleich steil, ca. 40° nach W abtauchenden Sättel bleibt vorerst ungeklärt.

Schuppenstrukturen sind auf schmale Zonen am Nord- und Südrand des Gebirges beschränkt. Der Hauptstrang des mittleren Drauzuges kann als eine enggefaltete Folge gedeutet werden, wie die Analyse in Teil I und II gezeigt hat.

HERITSCH 1943, Abb. A und HERITSCH in HERITSCH & KÜHN 1951, Abb. 4 zeichnet von Pirkach gegen W die Trennlinie seiner „Lienzer Schuppe“ von der „Hauptschuppe“ als E-W-streichende

Linie. Eine solche Längsstörung existiert in diesem Bereich nicht (Taf. 5). Der Pirkner Bruch, mit dessen östlichen Verlauf die Linie etwa übereinstimmt, schneidet schräg durch das Gebirge, spitzwinkelig zum Streichen der Faltenachsen. Dasselbe gilt von der Silbergrabenstörung. Beide Elemente zeigen keine Beziehung zum Faltenbau. Schuppenbahnen als Fortentwicklung einer extrem vergenteten Faltung können nur ungefähr parallel zum Faltenbau entstehen (wie dies z. B. die Strukturen des Rauchkofel-Tristacher See-Systems tatsächlich tun) und davon kann in beiden Fällen nicht die Rede sein.

Die Lienzer Dolomiten sind in der Hauptsache ein **Faltengebirge**. Der von KOBER 1923, HERITSCH 1943 u. a. geforderte großzügige Schuppenbau ist im kartierten Bereich nicht vorhanden.

3. Zur Mechanik des Gebirgsbaues.

Die Vergenzfrage.

Die **klassische Deckenlehre** betrachtete den Drauzug als Rest der nordalpinen Decken, die unter dem Andrang der Dinaridenmasse ausgequetscht und nach Norden bewegt wurden. Dementsprechend hat man auch dem Drauzug durchwegs N-Vergenz zugeschrieben. KOBER 1938, 70 und 1955, 268 meint, im ganzen Drauzug herrsche Nordvergenz. STAUB 1924, 215—221 äußert sich ähnlich. Für beide Autoren ist die Grenze Alpen-Dinariden vorgosauisch eine nach N schräg ansteigende, nordvergente Schubfläche, die erst nachher einknickt.

Die Verhältnisse in dem hier betrachteten Mittelabschnitt des Drauzuges erläutern die Profile Taf. 5/1-3. Wie gezeigt wurde ist der Faltenbau des inneren Gebirges weitgehend symmetrisch, sowohl im Bild der einzelnen Falten als in der großen Anordnung der Sättel und Mulden. Vergenz zeigen nur die Randbereiche im N und S, jedoch ungleichsinnig und gegeneinander gerichtet: Schwache Nordvergenz im Süden (Überkippung der Hüllserie, Struktur der Lumkofelantiklinale Taf. 3/3-13) und südvergente Schuppen im N (CORNELIUS & FURLANI-CORNELIUS 1943, 6).

Im ganzen zeigt der betrachtete Abschnitt des Drauzuges jedenfalls **keine Vergenz**, weder nach N noch nach S.

Seine Struktur ist das Abbild einer Einengung zwischen zwei ungefähr gleichartigen und gleichwertigen Ufern, die sich relativ gesehen, gegeneinander bewegten. (Es hängt von der Lage des Bezugspunktes ab, ob man tatsächlich Bewegung gegeneinander oder Stillstand des einen Backen oder gleichsinnige Bewegung mit verschiedenen Geschwindigkeiten annimmt).

Verf. gelangt aus den bisherigen Feststellungen über den Bau des Gebirges zu folgender Arbeitshypothese über den **Ablauf des tektonischen Geschehens**:

Im N und S tritt gleichartiges, mesozonales Altkristallin unter dem Drauzug hervor (im N noch mit einer phyllitischen Hangendserie). Das Drauzugmesozoikum lag ursprünglich transgressiv auf dieser großen Kristallinmasse („oberostalpin“ im Sinne der älteren Terminologie, „mittelostalpin“ bei TOLLMANN 1959). Unter dem Druck einer N-S-Einspannung wird die Kristallintafel verbogen und stellenweise in sich geschuppt, durchgeschert. Die Sedimenthülle löst sich dabei ab (bis auf geringe Reste) und wird in einer Mulde oder Kerbe des ehemaligen Grundgebirges angehäuft. Weiterer Druck führt zu Vertiefung und Verengung dieser Form und erzeugt gleichzeitig immer enger gepreßte Falten der gestauchten Sedimentpakete. Die Kristallinufer im N und S werden so immer steiler und erhalten die Rolle von zwei etwa parallelen Backen, zwischen die das Sedimentpaket eingespannt wird. (Im Gegensatz zu v. BEMMELN 1957, 209—211 hält der Verf. es für ausgeschlossen, daß der Faltenbau des Gebirges in seiner heutigen Form ohne äußere Einspannung bereits beim Eingleiten der Gesteinsmassen in eine Muldenform zustande kam. Hier wird der Stauchung durch die eigene Bewegungsenergie wohl zuviel zugemutet).

Die N- bzw. S-vergenten Strukturen der Ränder des Drauzuges gehen darauf zurück, daß die höheren Kristallinteile nachträglich die tiefe Muldenkerbe oben etwas zudrückten. Sie haben mit der ursprünglichen Anlage der Mulde des Drauzuges nichts zu tun.

4. Das Störungsnetz.

An ihm wird der Innenbau des Gebirges von Kristallin und Hülle getrennt und durch schräge Strukturen die Grundanlage des Faltenbaues zerstückelt. Die Störungen sind demnach durchwegs jünger als die Faltung des Gebirges. Lediglich die Längsstörungen des Nord- und Südrandes sind wahrscheinlich gleichzeitig angelegt, wurden aber auch nachträglich noch ausgestaltet.

a) Die Aufgliederung in Systeme.

Nach ihren Richtungen lassen sich die Störungen zu 4 Systemen ordnen:

NW-System. Es umfaßt die Störungen am Tscheltscher Berg (P 1932 m), Scharfenkopf-Blattverschiebung, die Hauptlinie am Firsteinbruch der Mussen u. a.

NE-System. Reine NE-Richtungen treten nur untergeordnet auf, meist als Abzweigungen aus den NW-Fugen. Dazu kommen aber die beiden Großstrukturen vom Pirkner Bruch und Silbergrabenstörung, die sich nach Ansicht des Verf. zwanglos in das Schema dieses Systems einfügen und auch im Zusammenhang damit erklären lassen.

E-W-System. Im Inneren des Gebirges sind diese Richtungen spärlich und als unmittelbare Begleitstrukturen der Falten zu deuten (Störungsflächen in der Lienzer Antiklinale am Rauchbühel, schichtparalleler Firsteinbruch der Gailberg-antiklinale). Gehäuft finden sich diese Richtungen aber im nördlichen und südlichen Randbereich, in dem Bündel der Südrandstörung und dem Schuppenpaket Tristacher See-Rauchkofel. (Der Nordrand des Gebirges folgt auf weite Strecken jüngeren, schrägen Störungen, die Randzone ist dadurch bedeutend entstellt).

N-S-System. Es ist am schwächsten ausgebildet und kann kaum als eigenes System betrachtet werden. Bedeutender sind nur die Querbrüche auf der Mussen (P 1561 m — W P 1614 m) und in der Gailbergfurche. Beide schwenken jedoch bald in die Schrägsysteme (NW und NE) ein.

b) Die Entstehung der Störungssysteme.

Der Faltenbau des Gebirges ist das Ergebnis starker Einengung in N-S-Richtung. Es liegt nahe, für die Anlage der Störungssysteme versuchsweise denselben Kräfteplan vorauszusetzen.

Preßt man ein Gesteinspaket zusammen, so wird es sich enger und enger falten, bis man schließlich damit keine nennenswerte Einengung mehr erzielen kann („Totfaltung“). Auf weiteren Druck muß das Faltenpaket ähnlich einem einfachen Schichtstoß reagieren, dessen Verhalten auch experimentell annähernd durch den Versuch an „Druckwürfel“ erfaßbar ist (Zerdrücken eines Gesteinswürfels zwischen parallelen Schraubstockbacken zur Bestimmung der Druckfestigkeit). Ein solcher Körper zergleitet an zwei Scharen von schrägen Scherflächen die etwa in den Diagonalen des Würfels aufreißen und sich später flacher legen (Internrotation).

Der betrachtete Abschnitt des Drauzuges zeigt nun sehr eng gepreßte Falten (Taf. 5/Prof. 1—3), die weichen Schiefermulden sind bereits nahezu isoklinal gefaltet. Der Schluß liegt nahe, daß das Gebirge bereits das nächste Stadium der Einengung erreicht hat: Es beginnt an schrägen Scherfugen zu zergleiten. Als solche **Scherflächenscharen** sind nach Meinung des Verf. die Schrägsysteme angelegt. (Die Symmetrie der Scherflächensysteme deutet dabei aber auf eine NNE/SSW-Einspannung und nicht auf reinen N-S-Druck,

vgl. Taf. 5). Einmal vorhanden, wurden diese Fugen des Gebirgskörpers auch in anderem Sinne betätigt, Blattverschiebungen in der gegenläufigen Richtung und auch Vertikalverstellungen (Pirchner Bruch) brauchen nicht auf die ursprüngliche Anlage zurückgehen.

Zieht man den Rahmen dieser Betrachtung weiter, so finden sich im übrigen Drauzug ebenfalls bedeutende Störungen, die in dieses Bild passen und z. T. auch in den Kristallinkörper eingreifen: etwa die Drautalrichtung zwischen Lienz und Oberdrauburg oder die Mölltalrichtung (Villach-Obervellach). Diese ist wahrscheinlich auch für die Zerlegung des Drauzuges in zwei Teile (Nordkarawanken und Drauzug s. s.) verantwortlich. Ähnliches Zergleiten scheint sich im Raum des Gailbergsattels anzubahnen. Das Mesozoikum ist hier bedeutend verengt und nicht zufällig liegt gerade hier die Silbergrabenstörung als bedeutende Horizontalverschiebung, die einer achsialen Längung des Gebirges und quer dazu einer Einengung entspricht.

Die **Längsstörungen der Ränder** (E-W-System). Diese Störungen haben offenbar eine andere Funktion als die bisher besprochenen Systeme. Sie trennen die gefalteten Sedimentpakete des Drauzuggebirges von den Kristallinmassen im W und S. Ihre Anlage geht wahrscheinlich auf die **Ablösung des Sedimentmantels** vom Kristallinuntergrund zurück (vgl. p. 108). Tiefe Teile der Schichtfolge blieben dabei stellenweise auf dem Sockel kleben („parautochthone Hülle“). Später waren die Stirnteile der pressenden Kristallinbacken naturgemäß erhöhter Beanspruchung ausgesetzt. Sie wurden abgerieben, geschuppt, ausgequetscht. So entstand das heutige Bild der Randstörungen.

Zur **Gravitationstektonik von v. BEMMELEN**. Der oben ausgeführten Deutung der Störungssysteme des Innengebirges als Scherflächenscharen steht die Auffassung der Gravitationstektonik gegenüber, wie sie v. BEMMELEN 1957 & 1961 für den benachbarten Teil des Drauzuges entwickelte. (Die Aufnahmen überlappen sich nur im Bereich der Gailbergfurche; i. w. wurden die eigenen Erfahrungen in dem westlich anschließenden Gebiet gewonnen).

Die Schräg- und Quersysteme werden in diesen Arbeiten i. a. als Abrißfugen großer Gleitkörper, d. h. als gewaltige Muschelbrüche, gedeutet (vgl. z. B. v. BEMMELEN 1957, Taf. 17 im Jaukengebiet). Aus der Mechanik dieser Vorstellung ergeben sich folgende Forderungen über den Charakter der Störungen:

- a) Sie müssen bogen- bis halbkreisförmig verlaufen, entsprechend dem Bild, das Abrißnischen etwa an Böschungen zeigen,
- b) die orographisch tiefen Teile des Setzungskörpers kompensieren die Abwärtsbewegung indem sie randlich über das Ufer treten, auf die Vorlage auffahren, sie z. T. überschieben.

Betrachtet man das Störungsnetz des Aufnahmegebietes unter diesem Gesichtswinkel, so zeigt sich: Die Störungen ordnen sich zu Scharen mit annähernd gleicher Richtung, die einander schneiden oder spitzwinkelig aufsplittern. Keine Bogen- oder Halbkreisformen treten auf. Lediglich der Dolomitklotz des Schartenkopfes käme als großer Setzungskörper in Frage. Er fällt aber gerade mit seinem Stirnteil (im Sinne der Bewegung) unter die Rhätmassen ein, außerdem ist eine Ablösungsfuge im oberen, nördlichen Teil nicht zu verfolgen. Das Bild einer schüsselförmig abgleitenden Gailbergantiklinale W der Gailbergfurche (v. B. 1957, Taf. 17, Taf. 18/IB) ist nicht zu sehen. v. BEMMELEN verbindet hier unter dem Schutt des Gailbergsattels die Störung längs des Grabens im N mit der im Kar N Kuku (vgl. p. 102), wodurch der gekrümmte Verlauf entsteht. Dafür liefert aber das Gelände keinerlei Anhaltspunkte.

Verf. hält das Netz der Schräg- und Querstörungen des Aufnahmegebietes mit den Voraussetzungen der Gravitationstektonik für nicht erklärbar, auch nicht im Raum der Gailbergfurche, wo v. BEMMELEN 1957 die Störungsbilder als Wirkung der Gravitationstektonik deutete.

ZUSAMMENFASSUNG

Die vorliegende Arbeit bringt die Ergebnisse einer Detailkartierung der östlichen Lienzer Dolomiten zwischen Hochstadel und Gailbergsattel.

Die **Schichtfolge** umfaßt Permotrias mit Resten von Jura und bildet die ursprüngliche Sedimentauflage des oberostalpinen Gailtalkristallins. Sie zeigt im einzelnen:

Lias	Fleckenmergel, Dolomitbreccien
Rhät	Kössener Schichten 200 m, Dolomitbreccien
Nor-Rhät	Plattenkalk, 300 m
Nor	Hauptdolomit (hang. Seefelder Fazies) 1200 m
Karn	3 Carditaschiefer und Zwischendolomit, 140 m
Ladin	Platten- und Diplo- daneben: porendolomite 1300 m Partnachschiefer darin ?Tuffite mit Porphyriten („grüne Schichten“)
Anis-Ladin	dolomitisches Zwischenniveau 30—100 m
Anis	dunkle Hornsteinkalke, geringmächtig Sandsteinflaserkalke u. lichte Kalke, 300 m
Skyth	Werfener Schichten, 140 m
Perm	Grödener Sandstein, 450 m
Grundgebirge	Gailtalkristallin

Die Diskussion der **faziellen Beziehungen** dieser Schichtfolge mit dem übrigen oberostalpinen Mesozoikum ergibt: große Ähnlichkeit

mit der bayrisch-nordtiroler Fazies der nördlichen Kalkalpen, aber auch mit dem Stubai- und Engadiner Mesozoikum. Zwischen seinen Nachbarn im Norden und Süden liegt der Drauzug weitgehend als Fremdling. Die südlichen Salzburger Kalkalpen und das Mesozoikum der östlichen Südtiroler Dolomiten zeigen zueinander mehr Beziehung als zum Drauzug, der bei der herkömmlichen Abwicklung der Überschiebungen zwischen diese Gebiete zu liegen käme. Ein ähnliches Bild ergibt sich weiter im Osten, wo sich die Drauzugfazies in Nordkarawanken und Ebersteiner Trias fortsetzt. Die Gegensätze zu Südkarawanken und Südrand der Nordalpen sind aber weniger krass.

Der **tektonische** Bau zeigt enggepreßte Falten mit E-W-Achsen, der durch Störungen zerstückelt wurde. Die Störungen konnten in zwei Gruppen gegliedert werden: a) Ein E-W-System, das vorwiegend die Störungsbündel der Randzonen umfaßt, mit hauptsächlich Vertikalverstellungen; b) zwei Schrägsysteme mit NW- bzw. NE-Richtung, mit wesentlichen Horizontalkomponenten. Andere Richtungen treten nur vereinzelt auf.

Die Randstörungen werden auf die Ablösung der Sedimenthülle vom Kristallin und späteren Zusammenschub zurückgeführt, die Schrägsysteme als koordinierte Scherflächenscharen gedeutet, an denen das nahezu totgefaltete Sedimentpaket durch weitere Einengung allmählich zergleitet. Ähnliche Entstehung wird für die Drau- und Mölltalrichtung (Lienz-Oberdrauburg und Villach-Obervellach) außerhalb des Kartierungsbereiches vermutet und auch die Ablösung von Winnebacher Kalkzug und Nordkarawanken aus dem Verband des eigentlichen Drauzuges darauf zurückgeführt.

Für den **Ablauf des tektonischen Geschehens** ergibt sich folgende Vorstellung: Ein Rest des Sedimentmantels blieb in einer Mulde des Kristallins erhalten, die E-W-streichenden Ränder wurden später versteilt und zu einer Kerbe verengt, die Sedimente wie in einem Schraubstock zusammengepreßt. Relativ spät wurde dann der Oberrand der Kerbe noch etwas zgedrückt, wodurch in den Randzonen nach innen gerichtete Falten- und Schuppenstrukturen entstanden und damit das heutige Bild des untersuchten Drauzugabschnittes.

LITERATURVERZEICHNIS

- ANDERLE, M. 1950: Zur Schichtfolge und Tektonik des Dobratsch und seine Beziehung zur alpin-dinarischen Grenzzone. — Jb. geol. Bundesanst. **94**, 195—236, 2 Taf., Wien
- ARTHABER, G. v. 1906: Die alpine Trias des Mediterran-Gebietes. In: *Lethaea geognostica*. — II/3, 223—391; Stuttgart
- BECK, H. 1938: Aufnahmebericht über Blatt Mölltal. — Verh. geol. Bundesanst. 1938, 39—42, Wien
- BECK-MANNAGETTA, P. 1953: Zur Kenntnis der Trias der Grifflener Berge. In: KÜPPER, H., EXNER, Ch. & GRUBINGER, H.: Skizzen zum Antlitz der Erde. (Kober-Festschrift). — 131—147, 2 Abb., Wien (Hollinek)
- BECK-MANNAGETTA, P. 1955: Der Bau der östlichen St. Pauler Berge. — Jb. geol. Bundesanst., **98**, 67—92, 1 Taf., Wien
- BEMMELEN, R. W. v. 1953: Gedanken zur alpinen Gebirgsbildung. — Erdölzeitg. **69/6**, 75—77; Wien
- BEMMELEN, R. W. v. 1955: Tectogenèse par gravité. — Bull. Soc. Belge de Géologie, **64**, 95—123; Bruxelles
- BEMMELEN, R. W. v. 1957: Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). — Jb. geol. Bundesanst., **100**, 179—212, Taf. 15—19, 1 Textabb., Wien
- BEMMELEN, R. W. v. 1960: New views on East-alpine Orogenesis. — Rep. 21 sess. Norden, Int. Geol. Congress **18**, p. 99—116; Copenhagen
- BEMMELEN, R. W. v. 1961: Beitrag zur Geologie der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich) II. — Jb. geol. Bundesanst. **104**, 213—237, 3 Taf., 4 Textabb., Wien
- BITTNER, A. 1889: Die Trias von Eberstein und Pölling in Kärnten. — Jb. geol. Reichsanst., **39**, 483—488, Wien
- BITTNER, A. 1890—92: Brachiopoden der alpinen Trias. — Abh. geol. Reichsanst. **14**, 1—325, 41 Taf., Wien
- BITTNER, A. 1898: *Rhynchonellina geyeri*, ein neuer Brachiopode aus den Gailtaler Alpen. — Jb. geol. Reichsanst., **47**, 387—392, 2 Taf., Wien
- BITTNER, A. 1900: Brachiopoden aus der Trias des Bakonyerwaldes. — Paläontol. Balatonsee II/1, 1—60, 5 Taf., Wien
- BITTNER, A. 1903: Brachiopoden und Lamellibranchiaten aus der Trias von Bosnien, Dalmatien und Venetien. — Jb. geol. Reichsanst. **52**, 495—642, 10 Taf., 17 Textabb., Wien
- BUCH, L. v. 1824: Über die karnischen Alpen. — v. Leonhards min. Taschenbuch 1824, 396—437, 1 Taf., Frankfurt/Main
- CADISCH, J. 1961: Geologie des Grenzgebietes zwischen West- und Ostalpen. — Verh. geol. Bundesanst. 1961, 115—124, Wien
- CORNELIUS, H. P. 1949: Gibt es eine alpin-dinarische Grenze? — Mitt. geol. Ges. Wien, **36—38**, 231—244, Wien

- CORNELIUS-FURLANI, M. 1953: Beiträge zur Kenntnis der Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten. — Sitzungsber. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. **162**, p. 279—294; Wien
- CORNELIUS-FURLANI, M. 1955: Beiträge zur Kenntnis der Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten. — Sitzungsber. österr. Akad. Wissensch., math.-naturwiss. Kl. **164**, 131—144; Wien
- CORNELIUS-FURLANI, M. 1960: Gedanken zur tektonischen Stellung der Lienzer Dolomiten in Osttirol (Österreich). — Abb. dtsh. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau etc. 1960 (Kraus-Festschr.), 36—39, Berlin
- EMMRICH, 1856: Notiz über den Alpenkalk der Lienzer Gegend. — Jb. geol. Reichsanst., **6**, 444—450, 1 Textabb., Wien
- EXNER, Ch. 1962: Die Perm-Trias-Mulde des Gödnachgrabens an der Störungslinie von Zwischenbergen (Kreuzeckgruppe, östlich Lienz). — Verh. geol. Bundesanst. 1962, 76—80, 1 Textabb., Wien
- FRECH, F. 1886: Über ein neues Liasvorkommen in den Stubaier Alpen. — Jb. geol. Reichsanst. **36**, 355—360, 3 Textabb., Wien
- FRITSCH, W. 1961: Eine Transgression von Grödener Schichten in der Latschurgruppe Kärntens. — Carinthia II, **71**, 52—57, Klagenfurt
- FURLANI, M. 1912: Der Drauzug im Hochpustertal. — Mitt. geol. Ges. Wien, **5**, 252—271, 2 Taf., Wien
- FURLANI, M. 1921: Studien über die Triaszonen im Hochpustertal, Eisack- und Pensertal in Tirol. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., **97**, 33—54, 8 Textabb., 2 Taf., Wien
- GANSS, O., KÜMEL, F. & SPENGLER, E. 1951: Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe. — Wiss. Alpenvereinshefte, **15**, 82 p., 1 K., 6 Taf., 3 Textabb., Innsbruck
- GEYER, G. 1897a: Zur Stratigraphie der Gailtaler Alpen in Kärnten. — Verh. geol. Reichsanst. 114—127, Wien
- GEYER, G. 1897b: Über den Pontafeler Abschnitt der karnischen Hauptkette. — Jb. geol. Reichsanst. **46**, 127—233, 1 Taf., 9 Textabb., Wien
- GEYER, G. 1897c: Über ein neues Vorkommen paläozoischer, wahrscheinlich carbonischer Schichten bei Kötschach in den Gailtaler Alpen. — Verh. geol. Reichsanst. 1897, 341—342, Wien
- GEYER, G. 1898: Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Gailtaler Alpen. — Jb. geol. Reichsanst. **47**, 295—364; Wien
- GEYER, G. 1899: Über die geologischen Aufnahmen im Westabschnitt der karnischen Alpen. — Verh. geol. Reichsanst. 1899, 89—117, Wien
- GEYER, G. 1900: Zur Kenntnis der Triasbildungen von Sappada, San Stefano und Auronezo in Cadore. — Verh. geol. Reichsanst. 1900, 119—141, 2 Textabb., Wien

- GEYER, G. 1901a: Geologische Aufnahmen im Weissenbachtale, Kreuzengraben und in der Spitzegelkette (Oberkärnten). — Verh. geol. Reichsanst. 1901, 113—139, 1 Textabb., Wien
- GEYER, G. 1901b: Zur Tektonik des Bleiberger Thales in Kärnten. — Verh. geol. Reichsanst. 1901, 338—359, 4 Textabb., Wien
- GEYER, G. 1901c: Erläuterungen zur geologischen Karte 1:75 000, Oberdrauburg-Mauthen. — Wien
- GEYER, G. 1901d: Geologische Spezialkarte der Österreichisch-ungarischen Monarchie. 1:75 000, Bl. Oberdrauburg-Mauthen. — Wien
- GEYER, G. 1902a: Erläuterungen zur Geologischen Karte Sillian-St. Stefano del Comelico. — 50 p. Wien
- GEYER, G. 1902b: Geologische Spezialkarte der Österreichisch-ungarischen Monarchie. 1:75 000, Bl. Sillian-S. Stefano. — Wien
- GEYER, G. 1903: Zur Geologie der Lienzer Dolomiten. — Verh. geol. Reichsanst. 1903, p. 165—196, 5 Textabb., Wien
- GOETEL, W. 1917: Die rhätische Stufe und der unterste Lias der subalpinen Zone in der Tatra. — Bull. Int. Acad. Polon. 1916, Cracovie
- HAQUET, B. 1784: Mineralogisch-botanische Lustreise von dem Berge Terglou in Krain zu dem Berge Glockner in Tirol im Jahre 1779 und 1781. — 94 p. Wien
- HEISSEL, W. 1938: Aufnahmebericht auf Blatt St. Johann im Pongau (5050). — Verh. geol. Bundesanst. 1938, 38—39, Wien
- HERITSCH, F. 1943: Die Südalpen. In: SCHAFFER, F. X., Geologie der Ostmark. — 136—201, 11 Textabb., Wien
- HERITSCH, F. & KÜHN, O. 1951: Die Südalpen. In: SCHAFFER, F. X., Geologie von Österreich. — p. 232—300, 24 Textabb., 1 K., Wien
- HERITSCH, H. & PAULITSCH, B. 1958: Erläuterungen zur Karte des Kristallins zwischen Birnbaum und Pressegger See, Gailtal. — Jb. geol. Bundesanst., **101**, 191—200, 1 Taf., Wien
- HOLLER, H. 1936: Die Tektonik der Bleiberger Lagerstätte. — Carinthia II, Sh. 7, 82 p., 6 Taf., Klagenfurt
- HOLLER, H. 1951: Die Stratigraphie der karnischen und norischen Stufe in den östlichen Gailtaler Alpen. — Berg-Hüttenmänn. Abh., **96**, 69—75, 1 Abb., Wien
- HOLLER, H. 1960: Zur Stratigraphie des Ladin im östlichen Drauzug und in den Nordkarawanken. — Carinthia II, **70/2**, 63—75, 3 Taf., Klagenfurt
- KAHLER, F. 1931: Zwischen Wörthersee und Karawanken. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **68**, 1—64, 2 Taf., 2 Textabb., Graz
- KAHLER, F. 1935: Der Nordrand der Karawanken zwischen Rosenbach und Ferlach. — Carinthia II, **45**, 1—12, 1 Taf., Klagenfurt

- KAHLER, F. 1936: Über den Verlauf der periadriatischen Naht östlich von Villach. — Anz. Akad. Wiss., **18**, 1—4, Wien
- KAHLER, F. 1953: Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. — Carinthia II, Sh 16, 1—78, 4 Taf., Klagenfurt
- KERNER, F. v. 1910: Die Äquivalente der Carditaschichten ins Gschnitztale. — Verh. geol. Reichsanst. 1910, 389—395, Wien
- KITTL, E. 1912: Materialien zu einer Monographie der Halobiidae und Monotidae der Trias. — Result. wissensch. Erforsch. Balatonsee. Anhang: Paläontologie II/4, 1—230, 10 Taf., 37 Textabb., Wien
- KOBER, L. 1914: Alpen und Dinariden. — Geol. Rdsch., **5**, 175—204, 3 Abb., Leipzig und Berlin
- KOBER, L. 1923: Bau und Entstehung der Alpen. — 280 p., 102 Textabb., 8 Taf., Berlin (Borntraeger)
- KOBER, L. 1938: Der geologische Aufbau Österreichs. — 204 p., 20 Textfig., 1 Taf., Wien (Springer)
- KOBER, L. 1955: Bau und Entstehung der Alpen. — 2. Aufl. 379 p., 100 Textabb., 3 Taf., Wien (Deuticke)
- KOKEN, E. 1913: Beiträge zur Kenntnis der Schichten von Heiligenkreuz (Abteital, Südtirol). — Abh. geol. Reichsanst. **16/4**, 43 p., 6 Taf., Wien
- KOSTELKA, L. 1960: Windisch-Bleiberg. — Carinthia II, **70**, 75—84, 2 Abb., 3 Taf., Klagenfurt
- KÜBLER, H. & MÜLLER, W. E. 1962: Die Geologie des Brenner Mesozoikums zwischen Stubai- und Pflerschtal (Tirol). — Jb. geol. Bundesanst. **105**, 173—242, Taf. 13—16, Wien
- MOJSISOVICS, E. v. 1873: Das Gebirge südlich bei Lienz. — Verh. geol. Reichsanst. 1873, 235—237, Wien
- MOORE, R. C. 1957: Treatise on Invertebrate Paleontology. Part L, Mollusca 4. — XII + 489 p., 558 Abb., Lawrence (Kansas)
- MUTSCHLECHNER, G. 1952: Neue Vorkommen von Glimmersantit in den Lienzer Dolomiten. — Sitzber. öst. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. **161**, 193—197, Wien
- OBERHAUSER, R. 1960: Bericht über mikropaläontologische Untersuchungen im Kreideschieferzug zwischen Hintertal und Lavant (Lienzer Dolomiten). — Verh. geol. Bundesanst. 1960, A 120; Wien
- PENECKE, K. A. 1884: Aus der Trias von Kärnten. — Verh. geol. Reichsanst. 1884, 382—384, Wien
- PIA, J. v. 1923: Geologische Skizze der Südwestecke des Steinernen Meeres bei Saalfelden mit besonderer Rücksicht auf die Diploporengesteine. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl. **132**, 35—78, 1 K 1:50 000, 1 Taf., 1 Textabb., Wien
- PIA, J. v. 1937: Stratigraphie und Tektonik der Prager Dolomiten in Südtirol. — 248 p., 14 Taf., 17 Textabb., Wien

- PICHLER, A. 1868: Beiträge zur Geognosie Tirols. 12. Die Trias des Stubai. — Jb. geol. Reichsanst. **18**, 47—51, Wien
- PILGER, A. & SCHÖNENBERG, R. 1959: Der erste Fund mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaler Alpen (Kärnten). — Z. dt. Geol. Ges. **110**, 205—215, 3 Textabb., 3 Taf., Hannover
- PREY, S. & KAHLER, F. 1958: Beitrag zu einem Karawankenprofil. — Mitt. geol. Ges. Wien, **50**, 271—292, 3 Abb., 1 K., Wien
- REDLICH, K. A. 1905: Die Geologie des Gurk- und Görschitztales. — Jb. geol. Reichsanst. **55**, 327—348, 2 Taf., 3 Textabb., Wien
- SCHMIDEGG, O. 1955: Neues zur Geologie des Brennermesozoikums (Blaserdecke und Serleskamm). — Mitt. geol. Ges. **48** (Kleblsberg-Festschr.), 271—295, 2 Taf., 3 Textabb., Wien
- SCHRIEL, W. 1951: Der tektonische Rahmen der Bleiberger Erzlagerstätte in Kärnten. — N. Jb. Geol. etc., Abh. **93**, 145—176, 4 Abb., 7 Taf., Stuttgart
- SCHRÖDER, J. 1927: Die Ammoniten der jurassischen Fleckenmergel in den Bayrischen Alpen. — Paläontogr. **68/69**, 1—110, 111—232, 11 Taf., Stuttgart
- SCHULZ, O. 1954: Gefügekundlich-tektonische Analyse des Blei-Zink-Bergbaugesbietes Lafatsch (Karwendelgebirge, Tirol). — Berg-hüttenmänn. Mh. **99**, 85—95, 7 Textabb., Wien
- SCHULZ, O. 1955a: Ein neuer Aufschluß der stratigraphischen Grenze Wettersteinkalk-Raibler Schichten. — Berg-hüttenmänn. Mh. **100**, 103—108, 1 Textabb., Wien
- SCHULZ, O. 1955b: Montangeologische Aufnahme des Pb-Zn-Grubenrevieres Vomperloch. — Berg-hüttenmänn. Mh. **100**, 259—269, 8 Textabb., Wien
- SIEBER, R. 1937: Neue Untersuchungen über die Stratigraphie und Ökologie der alpinen Triasfaunen. I. Die Fauna der nordalpinen Rhättriffkalke. — N. Jb. Min. etc., Beil. Bd. **78**, 123—188, Taf. 2—5, 5 Textabb., 2 Tab., Stuttgart
- SKUPHOS, Th. G. 1894: Über die Entwicklung und Verbreitung der Partnachschichten in Vorarlberg und im Fürstentum Liechtenstein. — Jb. geol. Reichsanst. **43**, 145—178, 1 Taf., 9 Textabb., Wien
- SORDIAN, H. 1962a: Das zentralalpine (mittelostalpine) Mesozoikum (+Perm) im Becken von Klagenfurt (Kärnten, Österreich). — 264 p., 39 Taf., 5 Tab.; unveröff. Dissertation.
- SORDIAN, H. 1962b: Zur Geologie des Gebietes Rosegg-Föderlach-Bogenfeld-Egg am Faakersee-Ledenitzen-Mallenitzen-Schlatten-St. Jakob-Mühlbach-Rosegg (Kärnten, Österreich). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **12**, 85—103, 1 Taf., Wien
- SPENGLER, E. 1953: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. I. Der Westabschnitt der Kalkalpen. — Jb. geol. Bundesanst., **96**, 1—64, 2 Taf., 8 Textabb., Wien

- SPENGLER, E. 1956: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. II. Der Mittelabschnitt der Kalkalpen. — Jb. geol. Bundesanst., **99**, 1—74, 1 Taf., 1 Textabb., Wien
- SPITZ, A. & DYHRENFURTH, G. 1914: Monographie der Engadiner des Tarntaler und Tribulaun-Mesozoikums. — Jb. geol. Bundesanst., **68**, 171—204, 1 Taf., 7 Textabb., Wien
- SPITZ, A. & DYHRENFURTH, G. 1914: Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scans und dem Stilfser Joch. — Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. **44**, 235 p., 1 K., 3 Taf., 72 Textabb., Bern
- STAUB, R. 1924: Der Bau der Alpen. — Beitr. geol. K. Schweiz, N. F. **52**, 272 p., 1 K. 1:1,000,000, 2 Taf., zahlr. Textabb., Bern
- STINI, J. 1938: Zur Geologie der Umgebung von Miklauzhof (Jauntal). — Carinthia II, **48**, 34—50, Klagenfurt
- STREHL, E. 1960: Neue Funde mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaler Alpen (Kärnten). — Carinthia II, **70**, 28—35, 1 Taf., 1 Textabb., Klagenfurt
- STUR, D. 1856: Die geologischen Verhältnisse der Täler der Drau, Isel, Möll und Gail in der Umgebung von Lienz, ferner der Carnia im venezianischen Gebiete. — Jb. geol. Reichsanst. **7**, 405—460, 3 Taf., Wien
- SUESS, E. 1867: Raibl. In: SUESS, E. & MOJSISOVICS, E. v., Studien über die Gliederung der Trias- und Jurabildungen in den östlichen Alpen. — Jb. geol. Reichsanst. **17**, 554—582, 2 Taf., Wien
- SUESS, E. & MOJSISOVICS, E. v. 1868: Studien über die Gliederung der Trias- und Jurabildungen in den östlichen Alpen. II. Die Gebirgsgruppe des Osterhorns. — Jb. geol. Reichsanst. **18**, 187—200, 3 Taf., Wien
- SUSSMANN, O. 1902: Zur Kenntnis einiger Blei- und Zinkvorkommen der alpinen Trias bei Dellach im Oberdrauthal. — Jb. geol. Reichsanst. **51**, 265—299, 1 Taf., 5 Textabb., Wien
- TAUPITZ, K. C. 1954: Die Blei-, Zink- und Schwefelerzlagerstätten der nördlichen Kalkalpen westlich der Loisach. — Dissertation Bergakad. Clausthal, zahlr. Abb., Clausthal
- TELLER, F. 1883: Neue Vorkommnisse diploporenführender Dolomite und dolomitischer Kalke im Bereiche der altkristallinen Schichtreihe Mitteltirols. — Verh. geol. Reichsanst. 193—200, Wien
- TELLER, F. 1888: Kössener Schichten, Lias und Jura in den Ostkarawanken. — Verh. geol. Reichsanst. 1888, 110—117, Wien
- TELLER, F. 1896: Erläuterungen zur geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen). — 262 p., Wien (geol. Reichsanst.)

- TERMIER, P. 1903: Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des alpes. — Bull. Soc. Géol. France IV Sér., 3, 711—765, Paris
- TOLLMANN, A. 1958: Das Stangalm-Mesozoikum (Gurktaler Alpen). — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien, 9, 57—73, 2 Taf., Wien
- TOLLMANN, A. 1959: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien, 10, 3—62, 1 Taf., Wien
- TOLLMANN, A. 1963: Ostalpensynthese. — 256 p., 11 Taf., 23 Textabb.; Wien (Deuticke)
- WAAGEN, L. 1907: Die Lamellibranchiaten der Pachycardientuffe der Seiser Alm nebst vergleichend paläontologischen und phylogenetischen Studien. — Abh. geol. Reichsanst. 18/2, 180 p., 10 Taf., 19 Textabb., Wien
- WITTENBURG, P. v. 1908: Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols. — Geolog. Palaeontolog. Abh. N. F. 8, 251—296, 5 Taf., Jena
- WÖHRMANN, S. v. 1889: Die Fauna der sogenannten Cardita- und Raibler Schichten in den Nordtiroler und bayrischen Alpen. — Jb. geol. Reichsanst. 39, 181—258, 6 Textabb., 6 Taf., Wien
- WÖHRMANN, S. v. 1894: Die Raibler Schichten nebst kritischer Zusammenstellung ihrer Fauna. — Jb. geol. Reichsanst. 93, 617—768, 1 Taf., Wien
- WÖHRMANN, S. v. & KOKEN, E. 1892: Die Fauna der Raibler Schichten vom Schlernplateau. — Jb. deutsch. geolog. Ges. 44, 167—223, 11 Taf., Berlin
- WORSCH, E. 1937: Geologische Kartierung östlich des Faaker Sees. — Carinthia II, 42, 41—57, Klagenfurt
- ZAPFE, H. 1959: Faziesfragen des nordalpinen Mesozoikums. — Verh. geol. Bundesanst. 1959, 122—128; Wien
- ZUGMAYER, H. 1880: Untersuchungen über rhätische Brachiopoden. — Beitr. Geol. Paläontol. Österreich-Ungarns Orients, 1, 1—42, 4 Taf., Wien.

GEOLOGISCHE KARTE DER HOCHSTADEL-LUMKOFELGRUPPE

(Lienzer Dolomiten)

14 15 16 17

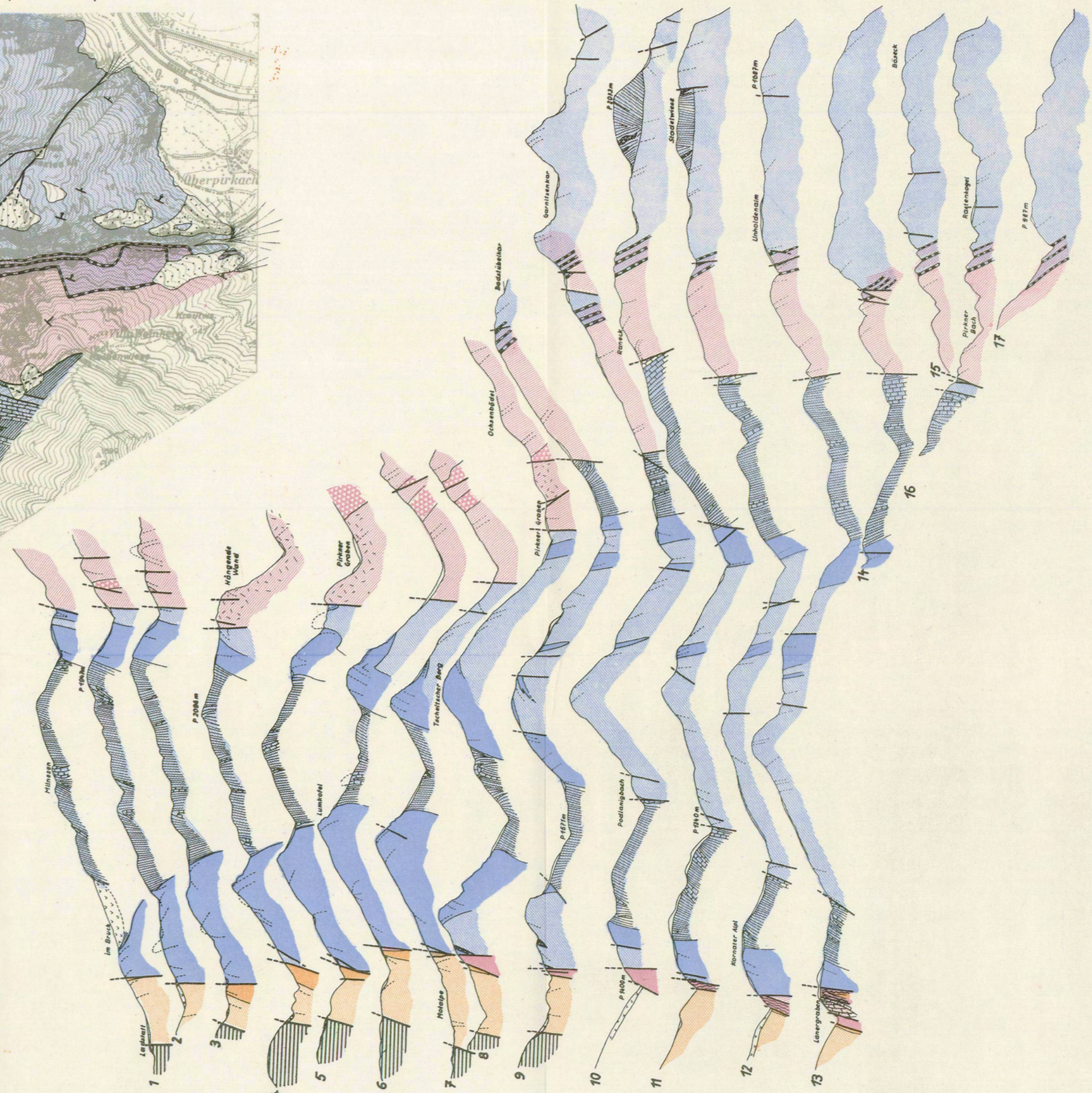
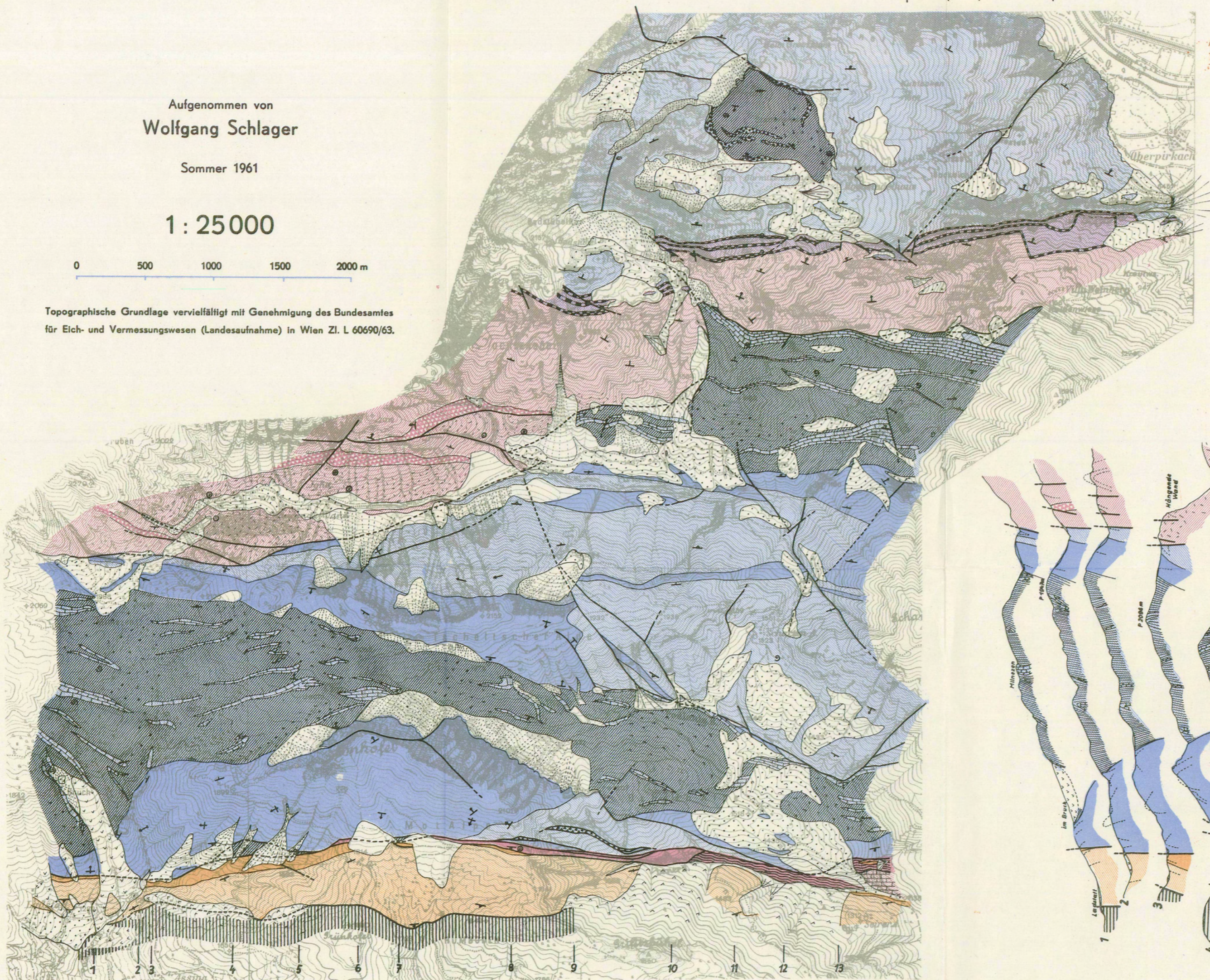
Aufgenommen von
Wolfgang Schlager

Sommer 1961

1 : 25 000

0 500 1000 1500 2000 m

Topographische Grundlage vervielfältigt mit Genehmigung des Bundesamtes
für Eich- und Vermessungswesen (Landesaufnahme) in Wien Zl. L 60690/63.



LEGENDE

- ⊙ Fossilfunde i. a.
- ⊙ Diploporenfunde

Quartär

- Hangschutt, Böden
- Schwemmkegel
- Bergstürze, große Rutschmassen
(im Farbfeld: leicht verrutschtes Gelände)
- Moränen, Diluvialschotter

Rhät

- sedimentäre Dolomitbreccien (Nor-Rhät)
- Rhätmergel und Tonschiefer mit Kalkzügen

Nor

- Plattenkalk (z. T. auch rhätisch)
- Hauptdolomit

Karn

- Cidariskalke, Sandsteine, Tonschiefer
- Zwischendolomit

Ladin

- gleichförmige Plattendolomite (Jaukendolomit)
- „grüne Schichten“ (Rauhacken, Dolomitmergel, Tuffe?)
- Diploporendolomite (meist hell, massig)
- Partnachkalke

Anis

- gebankte, lichte Kalke
- Sandsteinfaserkalke

Skyth

- Werfener Schichten

Perm

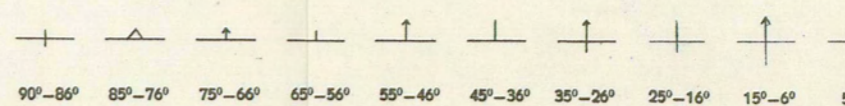
- Grödener Sandstein

Kristallin

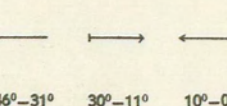
- Granatglimmerschiefer, diaphthoritisch

- beobachtete Störungslinien
- vermutete Störungslinien

Faltzeichen



Faltenachsen



90°-86° 85°-76° 75°-66° 65°-56° 55°-46° 45°-36° 35°-26° 25°-16° 15°-6° 5°-0° 46°-31° 30°-11° 10°-0°

STRATIGRAPHISCHE SÄULENPROFILE

Fig. 1:
PERMOTRIAS DER LUMKOFELGRUPPE

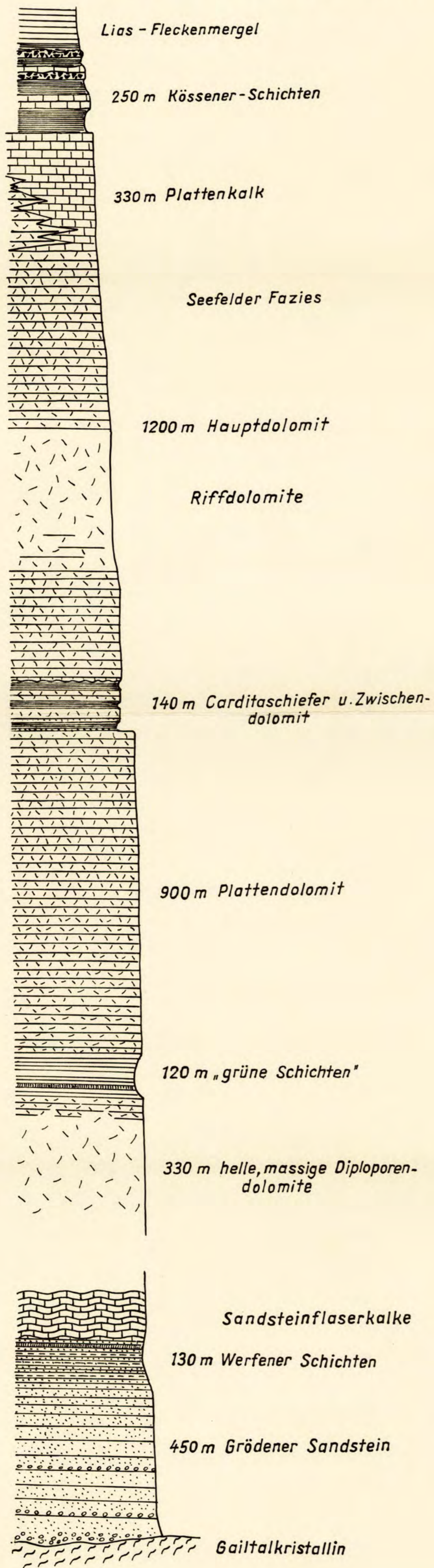
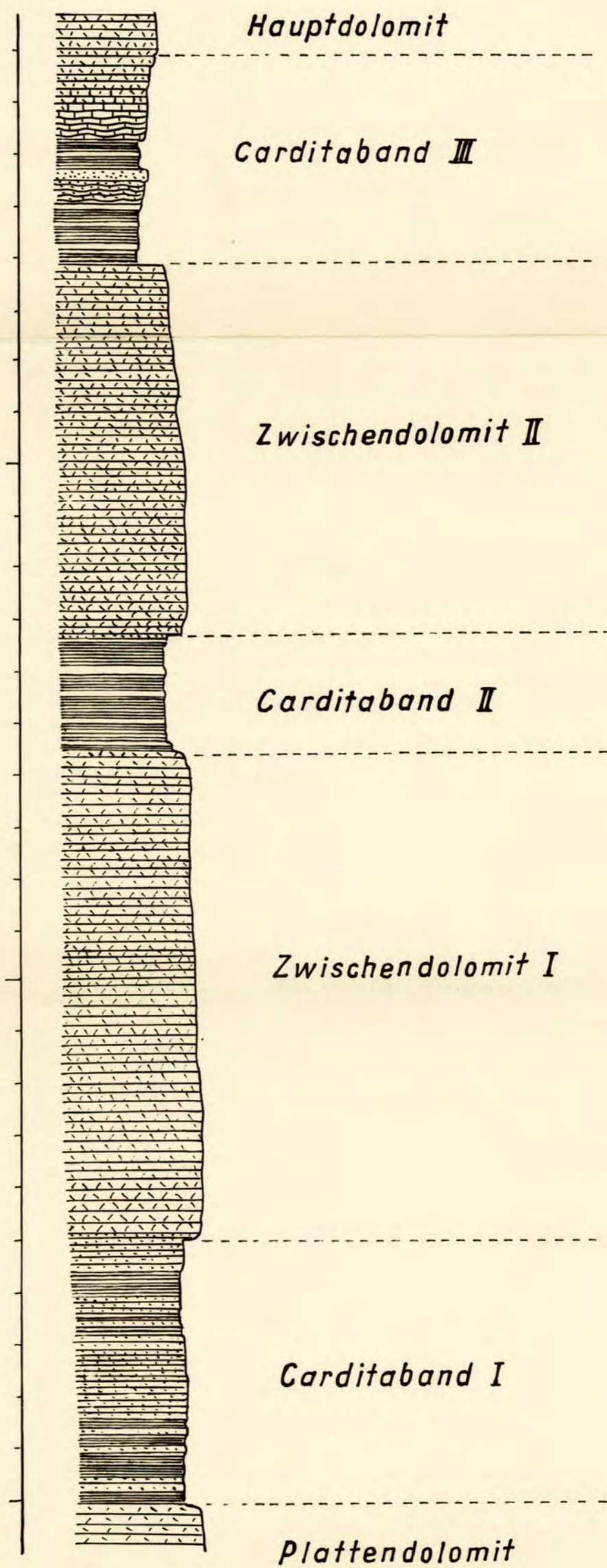


Fig. 2:
CARDITASCHICHTEN AM ROSENGARTEN



LEGENDE

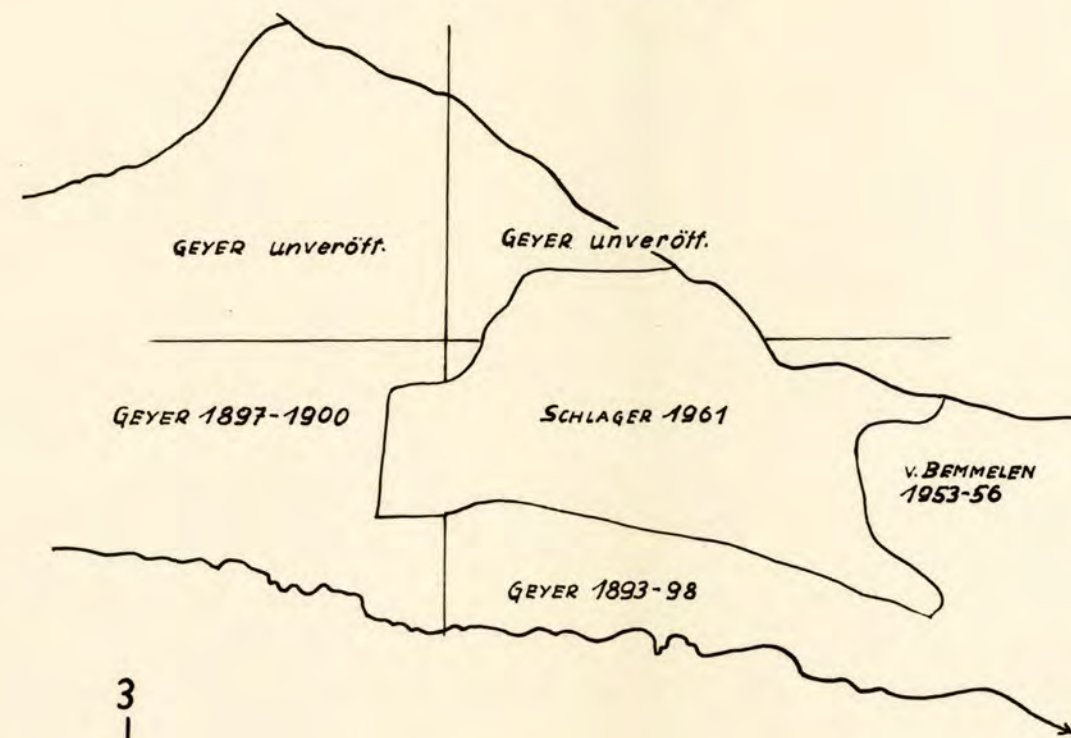
- knollige plattige Kalke
- plattige Dolomite
- massige Dolomite
- Mergel (auch Dolomitmergel)
- Tonschiefer, Schiefermergel
- Sandsteine, Arkosen
- Konglomerat
- Rauhdecken
- Granatglimmerschiefer

ÜBERSICHT DER ÖSTLICHEN LIENZER DOLOMITEN

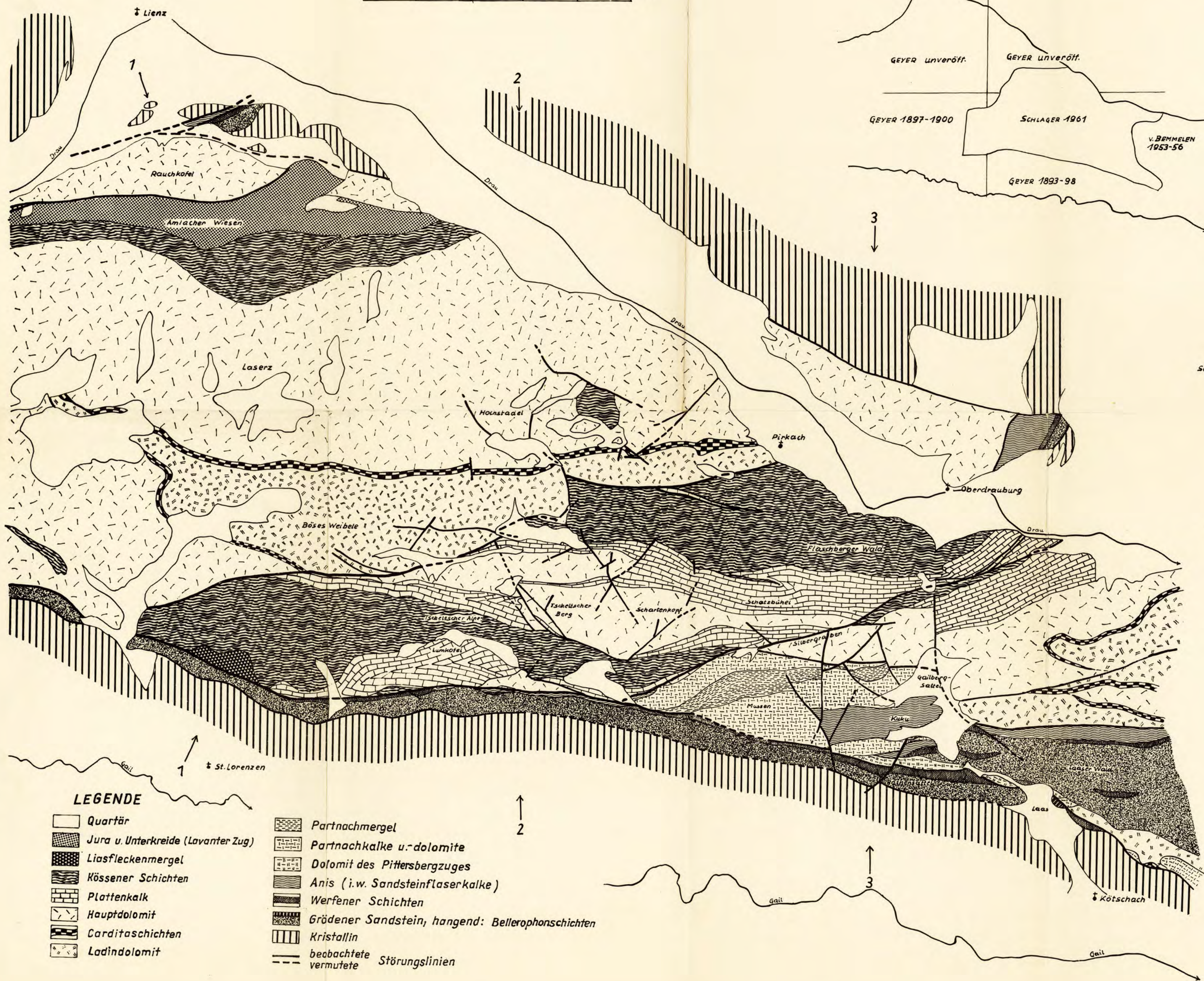
unter Verwendung der Aufnahmen von R. W. v. BEMMELEN, H. P. CORNELIUS
M. CORNELIUS-FURLANI und G. GEYER

0 1 : 50 000 5 km

Aufnahmeverteilung

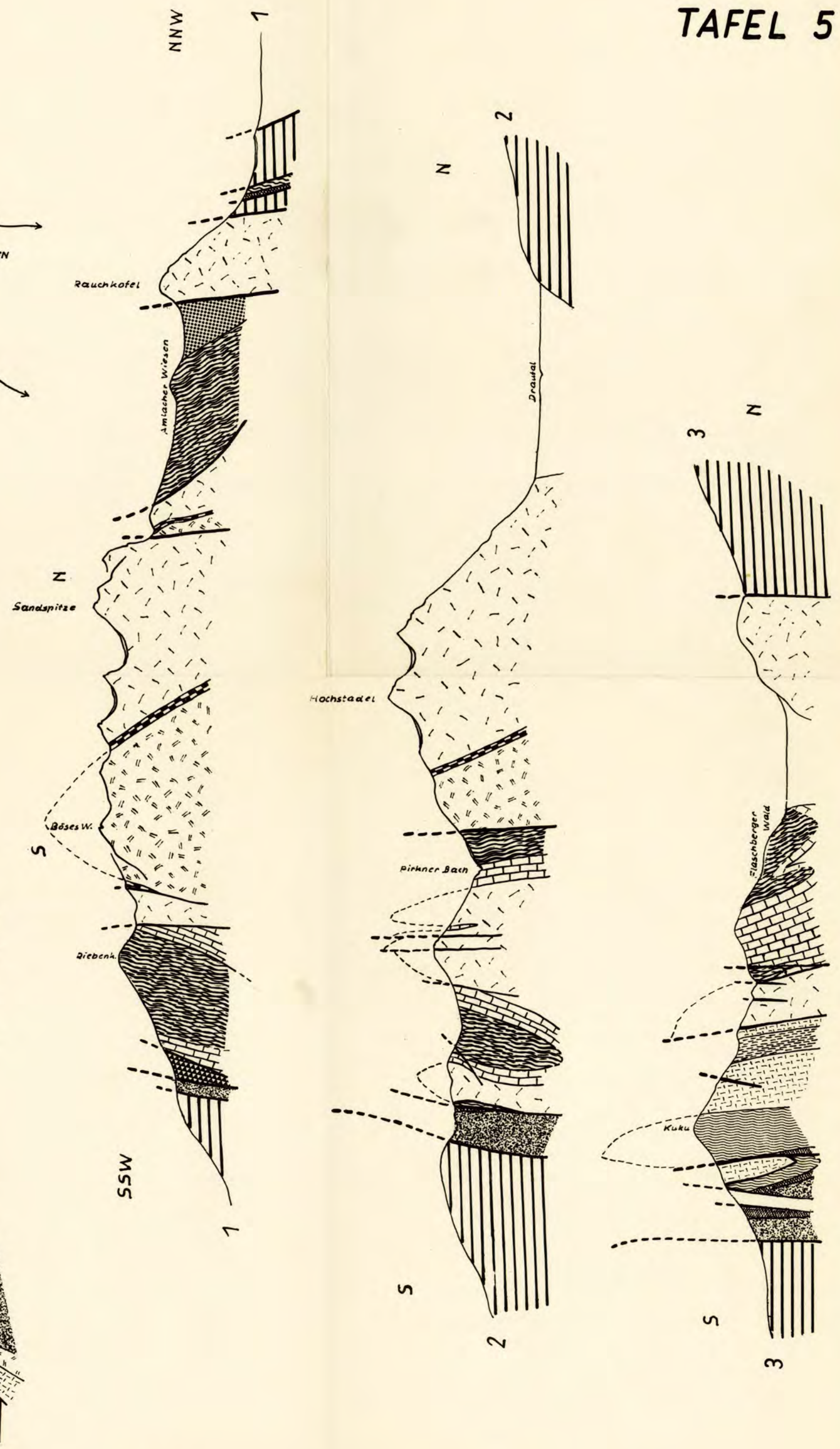


TAFEL 5



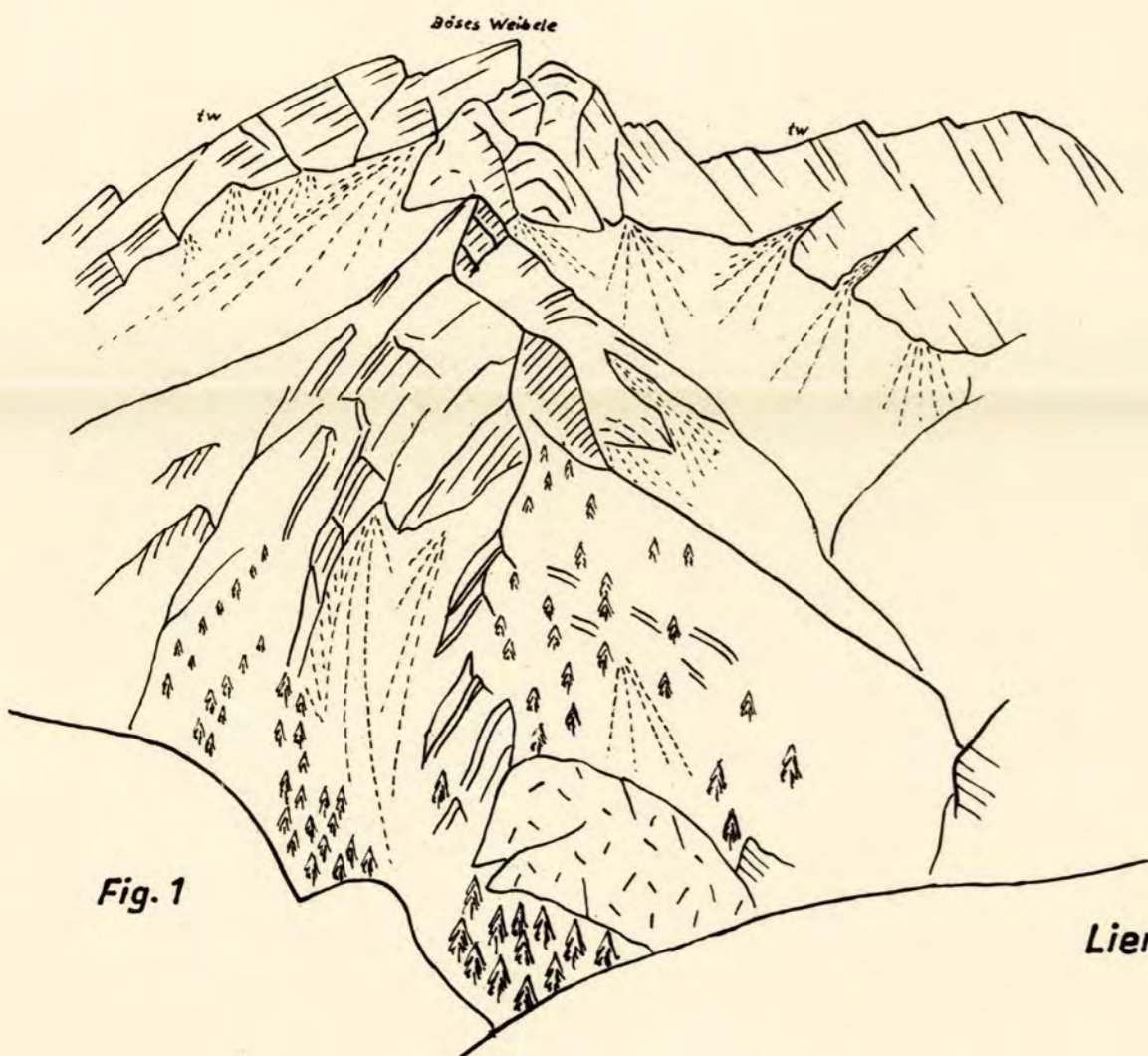
LEGENDE

- | | | | |
|--|------------------------------------|--|---|
| | Quartär | | Partnachmergel |
| | Jura u. Unterkreide (Lavanter Zug) | | Partnachkalke u.-dolomite |
| | Liasfleckenmergel | | Dolomit des Pittersbergzuges |
| | Kössener Schichten | | Anis (i.w. Sandsteinflaserkalke) |
| | Plattenkalk | | Werfener Schichten |
| | Hauptdolomit | | Grädener Sandstein, hangend: Bellerophonschichten |
| | Carditaschichten | | Kristallin |
| | Ladindolomit | | beobachtete Störungslinien |
| | | | vermutete Störungslinien |

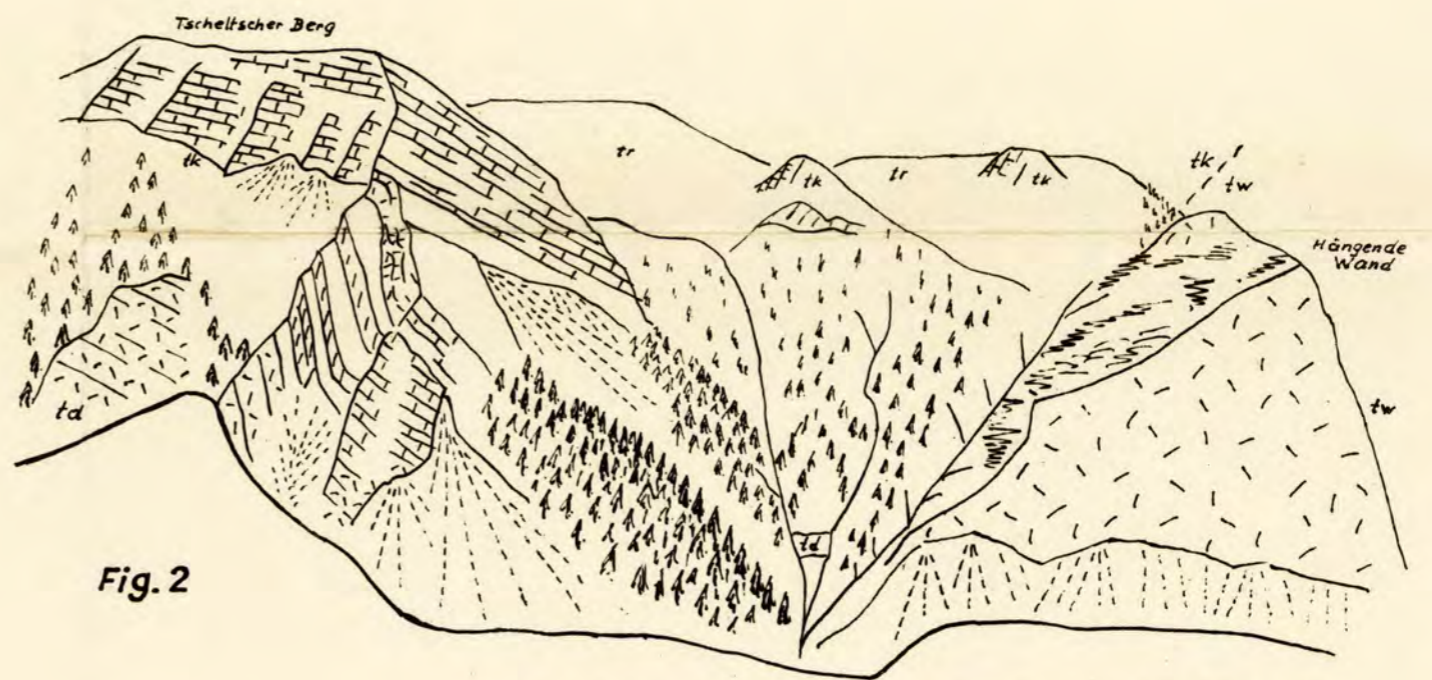


Profile:
1 nach CORNELIUS & CORNELIUS-FURLANI 1943 und GEYER 1903
2,3 nach eigenen Aufnahmen

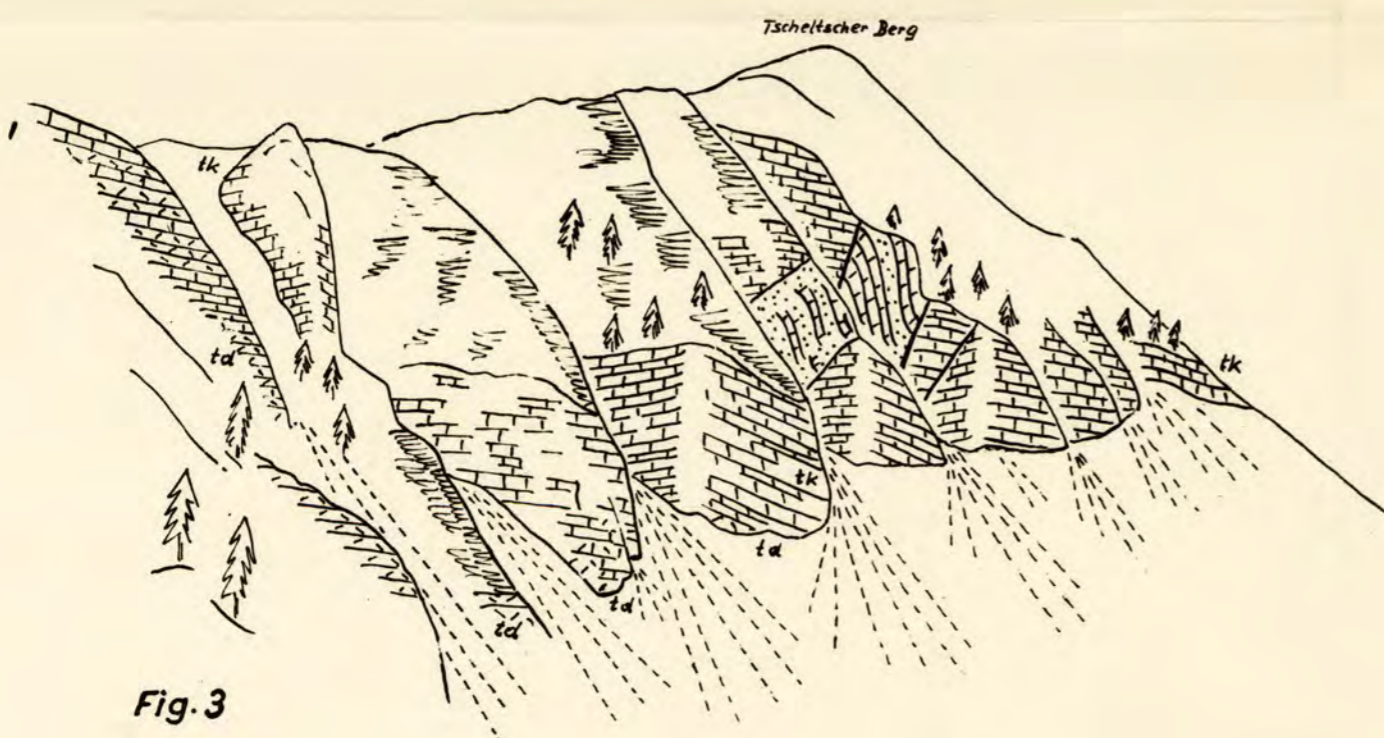
ANSICHTSSKIZZEN AUS DEN ÖSTLICHEN LIENZER DOLOMITEN.



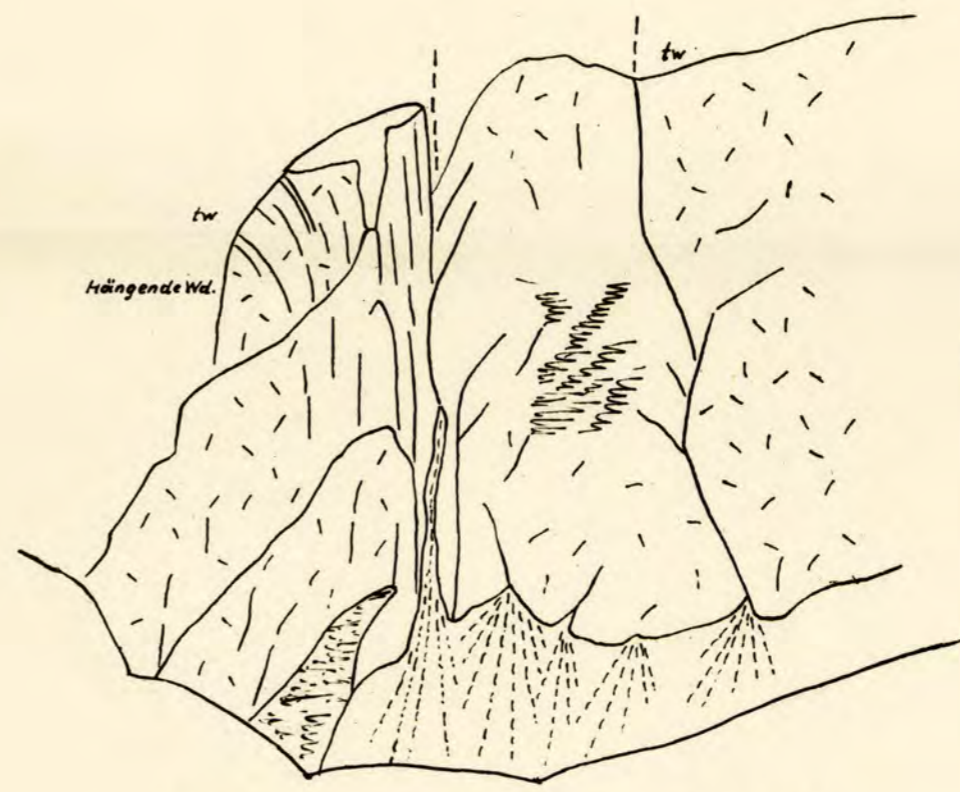
Hauptantiklinale im Wettersteindolomit von E, über den Sattel vor dem Gipfelaufbau ziehen die grünen Schichten.



Im Tscheltzer Berg abtauchende Hauptantiklinale (Axe 280/30) Aus der Mitte des Grabenkessels gegen r, zieht Pirkner Störung und bringt auf Höhe des tk Diploporendolomite der Hängenden Wand, in denen sich die Antiklinale fortsetzt (vgl. Fig 1 und 4)

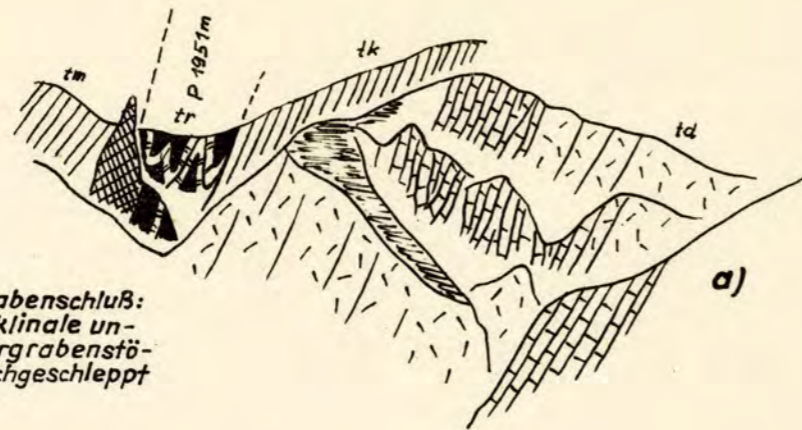


durchgescherter Scheitel der Hauptantiklinale im östlichen Tscheltzer Berg. Blick gegen SW oberhalb P 1724 m

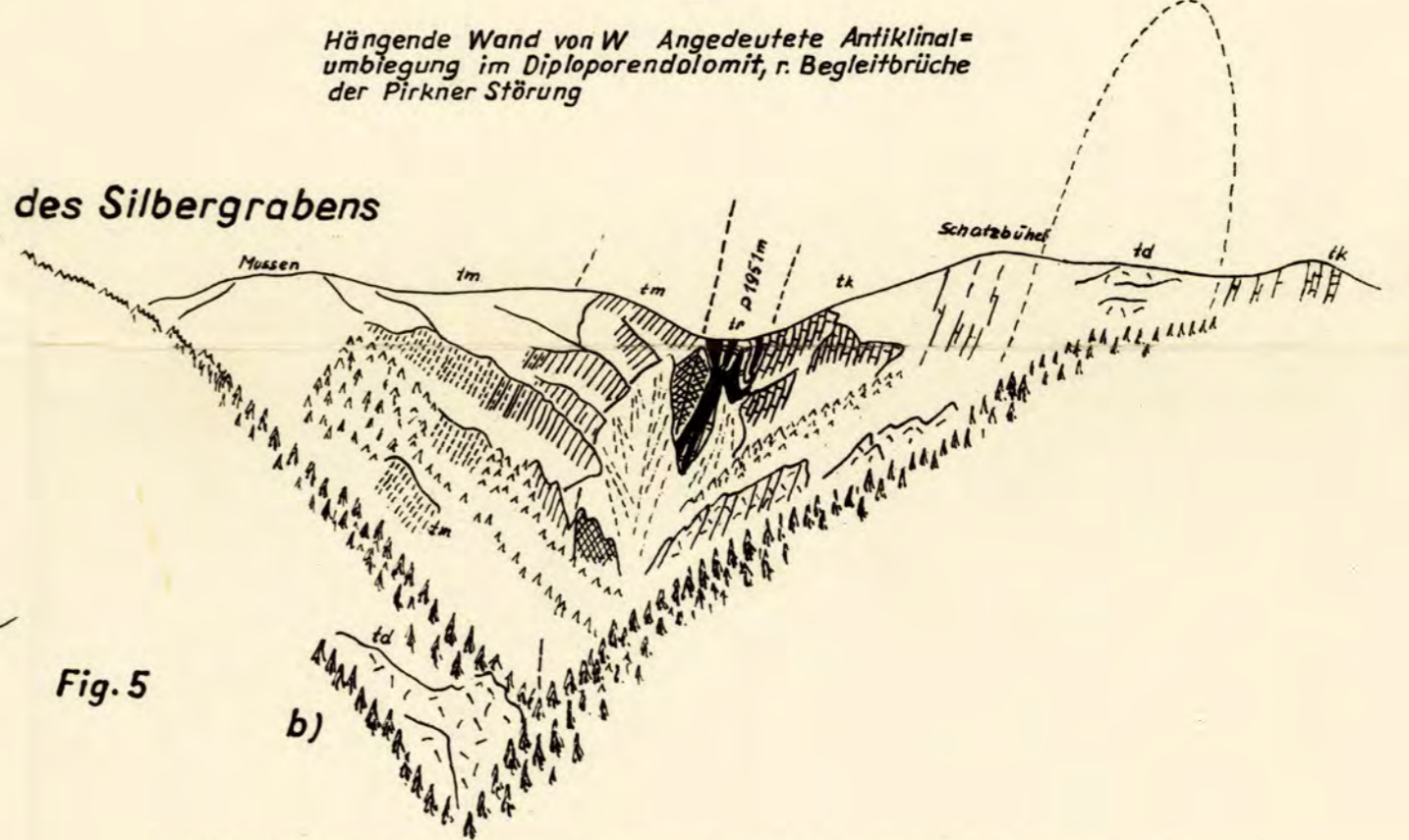


Hängende Wand von W. Angedeutete Antiklinalumbiegung im Diploporendolomit, r. Begleitbrüche der Pirkner Störung

Talschluss des Silbergrabens

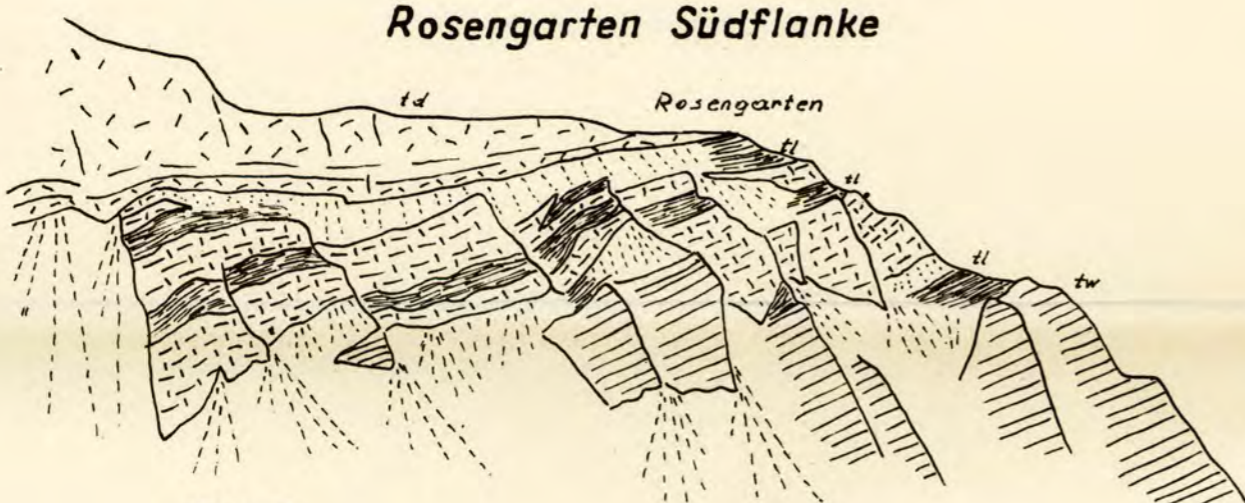


Detail aus dem Grabenschluß: td der Hauptantiklinale unmittelbar an Silbergrabenstörung nochmals hochgeschleppt und fk eingefaltet.



Blick in den Silbergraben von E: r. Lienz Hauptantiklinale, Mitte der Tscheltzer Rhätmulde an Silbergrabenstörung. td der Gailbergantiklinale vorne setzt sich in Mylonitkeilen zwischen Partnach-Serie der Mussen und Silbergrabenstörung fort.

Rosengarten Südflanke



Drei Carditaschiefer und Zwischendolomite schwach gestört

Rhät im Silbergraben bei Ötting



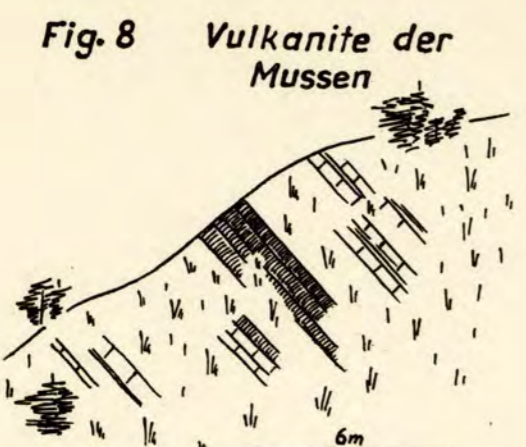
Kalkplatte der Steilstufe S Ötting erweist sich als von oben eingefaltetes Paket von Rhätkalke u. kein Plattenkalk.

Legende:

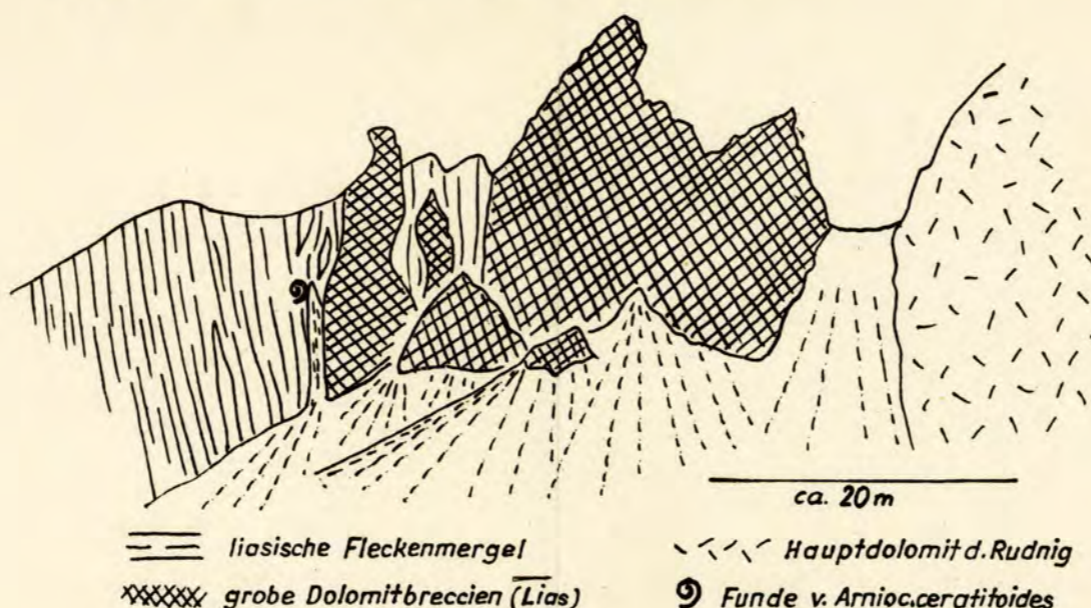
- | | | | |
|----|-----------------------------|----|--|
| tr | Rhät-Mergel, Mergelschiefer | tw | Mitteltriasdolomit (Jaukendolomit) |
| tr | Rhätkalke | | helle Diploporendolomite |
| tk | Plattenkalk | tm | anis. Plattendolomite und -kalke |
| td | gebankter Hauptdolomit | tm | Partnachmergel |
| | massiger Hauptdolomit | | Dolomitmylonit im Silbergraben (wahrscheinl. Hauptdolomit) |
| ht | Cardita-Schiefer | | |
| | Zwischendolomit | | |

AUFSCHLUSZSKIZZEN

Fig. 9 Profil im SW-Eck der Stadelwiese

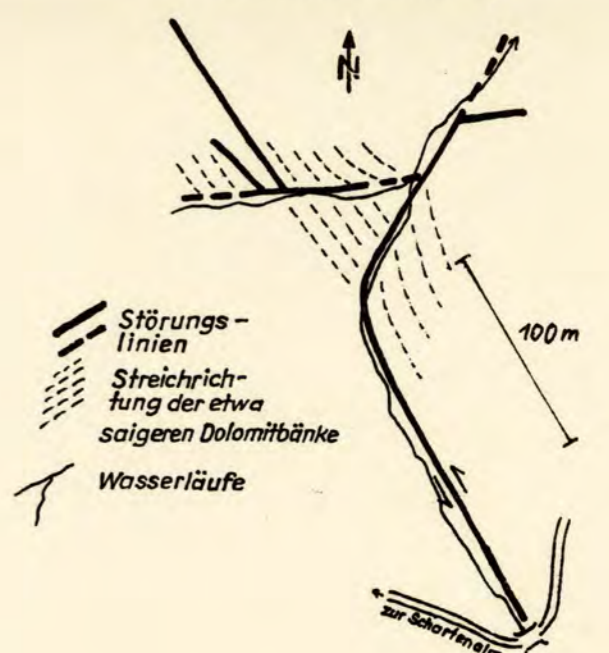


dunkle, plattige Partnachkalke mit Posidonia wengensis
Einlagerung gebankter Vulkanite mit Feldspat-Biotit-Einsprenglingen



liasische Fleckenmergel
grobe Dolomittbreccien (Lias)
Hauptdolomit d. Rudnig
Funde v. Amioceratioides

Fig. 10 Schartenkopf-Blattverschiebung



Störungs-linien
Streichrichtung der etwa saigere Dolomittbänke
Wasserläufe

**Geologische Neuaufnahme des Kammzuges
zwischen Mur- und Zederhaustal (Bereich der
peripheren Tauernschieferhülle — Pennin)**

Von Friedrich Thalmann*)

Mit einer geologischen Farbkarte (Tafel 7) und 3 Tafelbeilagen
(Tafel 8, 9, 10).

*)Anschrift des Verfassers:

Dr. Friedrich Thalmann, Eisenerz, Stmk., Bergdirektion, Geol. Abteilung.

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	13. Bd.	1962	S 121-188	Wien, Juli 1963
-------------------------------	---------	------	-----------	-----------------

Inhaltsverzeichnis:

VORWORT	125
GLIEDERUNG DES PENNINS, HISTORISCHES UND PROBLEM- STELLUNG	127
DAS GESTEINSMATERIAL	128
Klein bis mittelkörniger Granitgneis	129
Porphyrischer Granitgneis	130
Mikroclinreicher Granitgneis	132
Phyllonitischer Granitgneis	132
Basische Schollen im Granitgneis	133
Dunkle Glimmerschiefer bis Phyllite	134
Granatglimmerschiefer	137
Graphitquarzit	138
Albitknötchenschiefer	139
Quarzit, Rauhwacke, Kalk und Dolomit	140
Dolomit — Kalkmarmor	143
Kalkglimmerschiefer — Kalkphyllit	144
Dunkle kalkarme Phyllite	145
Sandige-tonige Kalkphyllite	145
Kalk-Dolomit-Quarzitbrekzie	146
Serpentin	148
Grünschiefer	149
Helle und dunkle Phyllite	151
Kalkreiche dunkle Phyllite	151
Quarz-Serizit-Chloritphyllite	152
Chlorit-Serizitphyllite (mit Karbonat)	152
Zusammenfassung	153
ZUR SCHICHTFOLGE DER SCHIEFERHÜLLE	154
FAZIELLE ÜBERSICHT (Unterostalpin und Pennin im östlichen Tauernfenster)	170
TEKTONIK DES KAMMZUGES ZWISCHEN MUR- UND ZEDER- HAUSTAL	173
STRUKTUREN	175
ZUM BEWEGUNGSBILD	177
ZUSAMMENFASSUNG	178
LITERATURVERZEICHNIS	179

VORWORT

In vorliegender Arbeit werden die geologischen Verhältnisse des Quellgebietes der Mur und des Kammzuges zwischen Mur- und Zederhaustal im südwestlichen Lungau, (Salzburg) beschrieben. West-, Süd- und Ostgrenze des Aufnahmegebietes ist durch den Blattrand der „Österreichischen Karte 1:25 000“, Blatt 156/1, Mosermannl (Neuaufnahme 1950 mit einzelnen Nachträgen 1954) gegeben; die Nordgrenze bildet der Rieding Bach im Zederhaustal.

Südlich des Rieding Baches erheben sich im obersten Zederhaustal aus den sanften, mit Almmatten bedeckten Hängen zwei schroffe, aus Kalk und Dolomit aufgebaute Berge. Es ist die niedrige, vom Vorder Rieding Tal aber imposant aussehende Rieding Spitze (2266 m) und das klobige, mächtige Weißeck. Der Gipfel bildet mit 2712 m die Kulmination der Radstädter Tauern. Der Berg ist allen Mineralsammlern wegen der herrlichen Flußspatstufen, die in der Gipfelregion gefunden werden, bekannt.

Weißeck und Rieding Spitze sind die südwestlichsten Reste des Radstädter Mesozoikums, des unterostalpinen Rahmens des Tauernfensters. Beide Dolomitschollen werden von Gesteinen der penninen Schieferhülle im Liegenden unterlagert. Vom Weißeck sieht man im Süden die mächtige Zentralgneiskuppel des Hochalm- und Ankogelmassivs unter die Bündnerschiefer der peripheren Tauernschieferhülle tauchen. Diese selber wird im Zederhaustal von den unterostalpinen Radstädter Decken überlagert.

Über die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse der beiden unterostalpinen Dolomitschollen, der Rieding Spitze und des Weißecks, wurde in einer kurzen Arbeit in den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt schon berichtet. (F. THALMANN 1962). Im Folgenden werden hauptsächlich neue Ergebnisse, die den penninen Bereich im oberen Murtal betreffen, mitgeteilt.

Meinem verehrten Lehrer Professor Dr. E. CLAR danke ich für das stete Interesse, das er meiner Arbeit entgegenbrachte. Eine große Hilfe war mir sein Besuch im Gelände und die einführende Exkursion im Sommer 1957 im Aufnahmegebiet.

Ebenso bin ich Herrn Prof. Dr. Ch. EXNER und Prof. Dipl. Ing. Dr. H. WIESENER für ihre Hilfe zu großem Dank verpflichtet. Stets konnte ich mich an beide Herren um Rat wenden.

Herr Dozent Dr. A. TOLLMANN hat durch zahlreiche Aussprachen im Institut und durch seinen Besuch im Gelände während des Sommers 1958 wesentlichen Anteil am Gelingen der Arbeit. Ferner danke ich noch den Herren, Dozent Dr. G. FRASL, Dr. H. SCHARBERT und Herrn Dozent Dr. E. ZIRKL und vielen meiner Fachkollegen, die mir öfters in Diskussionen wertvolle Anregungen gaben.

Hier möchte ich auch all jenen meinen Dank aussprechen, die mir im Gelände Unterkunft gewährten, vor allem der Familie des Revierjägers Peter SILLER im Vorder Rieding Tal.

Die Arbeit wurde von der Salzburger Landesregierung tatkräftig subventioniert.

GLIEDERUNG DES PENNINS,

HISTORISCHES UND PROBLEMSTELLUNG.

Fast vier Fünftel der Fläche der Karte werden von Gesteinen des Pennins eingenommen. Die einzelnen Gesteinszüge streichen von West gegen Ost und fallen mittelsteil, bis steil gegen Nord ein. Ein Profil, senkrecht zum Streichen, quert eine Reihe von tektonischen Einheiten, die konkordant übereinander liegen und bereits in der Morphologie sichtbar werden. In der Südwest-Ecke der Karte wurden noch die aplitischen Gneisgranite der Randzone des Hölltor-Rotgülden-Kernes (Ch. EXNER = Ankogeldecke bei L. KOBER) angetroffen: G. Mureck (2475 m Schöderhorn). Darüber folgen Glimmerschiefer bis Phyllite, Quarzite und Marmore der Silber- eck Mulde (Ch. EXNER = Silbereck Scholle, F. BECKE = Lieser Mulde bei L. KOBER): Kl. Murtörl, Murquelle, Roßkarscharte. Im Hangenden folgt darüber ein heller, aplitischer Muskowitgneis, mit Einsprenglingen von Kalifeldspat, die Mureck Decke (Ch. EXNER = Mureckgneis, F. BECKE = höherer Lappen der Hochalm Decke L. KOBER): Mureck (2402), Roßkarlacke, Kamm S der Frisching Höhe. Darüber liegen dann die Glimmerschiefer, Phyllite, Graphit- quartzite, Kalkglimmerschiefer, Grünschiefer, und schließlich die mächtigen, eintönigen, hellen und dunklen Phyllite der nördlichen Tauernschieferhülle: Murtörl, Frisching Höhe (2460 m) und die Hänge im N des Murtales.

Die ersten Berichte über das Gebiet des oberen Mur- und Zeder- haustales stammen von D. STUR (1854) und G. GEYER (1892 u. 1893). 1908 und 1909 erscheinen die Berichte von F. BECKE, der den Nordrand des Hochalm-Ankogelmassivs bearbeitete. In den Jahren vor dem zweiten Weltkrieg kartierten F. ANGEL und R. STABER in der Hochalm-Ankogelgruppe. Von beiden Autoren werden die Migmatitzonen im Zentralgneis studiert und beschrie- ben. Zur gleichen Zeit arbeitete Ch. EXNER in der Katschbergzone und S. PREY im hinteren Murtal. Sowohl von F. BECKE als auch von Ch. EXNER und S. PREY wurden Seriengliederungen der Gesteine im inneren Murtal aufgestellt. Dabei war rein die heutige Lagerung ausschlaggebend, eine stratigraphische Einstufung der einzelnen Gesteinstypen wurde zu dieser Zeit noch absichtlich nicht versucht. F. BECKE schied eine untere und obere Einheit im Be- reich der Schieferhülle aus, ähnlich wie weiter im Westen:

Obere Stufe II:

- b) kalkfreie bis kalkarme Phyllite, ohne Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer
- a) Wechsel von Kalkphyllit, Kalkglimmer- schiefer und Grünschiefer

Untere Stufe I:

- c) obere Glimmerschiefer, z. T. porphyroblastisch durch Albit, wesentlich aus Muskowit, selten mit Granat oder Biotit, häufig mit Klinochlor
- b) Marmor
- a) untere Glimmerschiefer, meist schuppig, biotithaltig, oft mit Granat.

Ch. EXNER und S. PREY streichen drei Gruppen hervor : zu oberst eine Phyllit-Grünschiefergruppe, tiefer eine Kalk Dolomitgruppe und als tiefste Serie eine Glimmerschiefer-Quarzitgruppe. Der Unterschied bestand darin, daß S. PREY zu der mittleren Serie die Masse der Grünschiefer und Kalkglimmerschiefer schlug, während Ch. EXNER die Grünschiefer zur höchsten Einheit rechnete. Die Marmore werden von beiden Autoren aus der unteren Stufe I, F. BECKE herausgelöst, so daß diese in ihrem Gesteinsmaterial einheitlicher wurde; die zwei höheren Serien entsprechen der oberen Stufe II, bei F. BECKE. Nach dem zweiten Weltkrieg kartierte im oberen Murtal F. STEIGER. Seine Arbeit brachte jedoch keinen wesentlichen Fortschritt.

Während hier im Osten des Tauernfensters die Schieferhülle noch nach rein petrographischen Merkmalen gegliedert wurde, entbrannte im mittleren Bereich der Hohen Tauern schon eine leidenschaftliche Diskussion über das Alter der einzelnen Gesteinsreihen. Dies hatte seinen Grund darin, daß dort bereits eine Reihe hervorragender geologischer Karten vorlagen und man sich über den Schichtbestand der Schieferhülle mehr oder weniger klar war, während hier im obersten Murtal noch jegliche geologische Detailaufnahme neueren Datums fehlte.

So ergab sich zunächst die Aufgabe das Gebiet des obersten Murtales neu zu kartieren, wobei es galt den Bereich der Schieferhülle in seinem Schichtbestand soweit als möglich aufzugliedern. Ferner sollte der Versuch unternommen werden, ob sich die Schieferhülle hier im engeren Aufnahmegebiet nicht nur nach petrographischen Merkmalen differenzieren läßt, sondern, ob auch eine stratigraphische Beziehung zwischen den einzelnen Gesteinsserien zu finden ist, um so die Tektonik des Kammzuges zwischen Mur- und Zederhaustal zu klären.

DAS GESTEINSMATERIAL

Bei der Beschreibung der Gesteine folge ich im allgemeinen der Reihenfolge ihrer heutigen Lagerung. Nur die aplitischen Gneise der Mureck Decke werden mit jenen des Hölltor Rotgülden Kernes, und die Gesteine der Silbereck Mulde mit denen der liegendsten Schieferhülle gemeinsam besprochen.

Klein- bis mittelkörniger Granitgneis

Es sind die mächtigen, massigen Gneisbänke, die das Gr. Mureck (Schöderhorn) aufbauen, die deutlicher geschieferten Gesteine des Frauennock, die Randzone des Hölltor Rotgülden Kernes im Kartenbereich (Taf. 9, Fig. 2, 5, 6). Der Typ wurde von F. ANGEL und R. STABER als „Normalgranit“ beschrieben (1952, p. 13). Eine weitere Beschreibung und eine chemische Analyse findet man bei Ch. EXNER 1957 p. 117—119.

Im Handstück macht sich die parallele Ordnung der einzelnen Mineralkomponenten deutlich bemerkbar. Der Quarz- und Feldspatgehalt verleiht dem Gestein eine helle, fast weiße Färbung. Muskowit auf den s-Flächen verursacht einen silbrigen Glanz. Dunkle Gemengteile wurden makroskopisch nicht erkannt. Auffallend ist stellenweise reichliches Auftreten von Epodit, zum Beispiel in der Ostflanke des Frauenocks. Die Verwitterung bildet runde Kanten und manchmal kugelförmiges Geröll.

Im Mikroskop:

Plagioklas:	etwa 40 Vol.%. Zusammen mit Quarz in der granoplastischen Grundmasse und als größere Einsprenglinge. Stark lamelliert nach Albit und Periklingesetz. Kräftige unregelmäßige, echte Fülle von Hellglimmer und Zoisit; häufig füllungsreicher Randsaum. Die größeren leistenförmigen Individuen erreichen Durchmesser bis zu 2,5 mm. Der An-Gehalt liegt bei 5—8%. In den größeren Individuen manchmal Einschlüsse von schwächer lamellierten Plagioklasen. Die Fülle ist jedoch dann in beiden Individuen gleich verteilt; Einschluß macht sich nur durch andere Orientierung der Lamellen bemerkbar. Albite des Grundgewebes nur schwach verzwilligt und frei von Fülle.
Kalifeldspat:	etwa 15 Vol.%. Meist xenomorph im Grundgewebe. Bei größeren Körnern ist perthitische Entmischung, Fleckenperthit, beobachtbar. Einschlüsse von Plagioklasen sind selten. An den Rändern oft korrodiert.
Quarz:	etwa 35 Vol.%. Schwach undulös auslöschende kleine Körner, das Grundgewebe bildend. Streckung parallel der s-Flächen häufig; Als Einschluß in Plagioklasen glatt auslöschend.
Muskowit:	etwa 6 Vol.%. Den s-Flächen parallel geordnet und schwach verbogen. In dickeren Muskowitlagen wachsen einige größere nicht deformierte Kristalle. Manchmal mit Biotit verwachsen.
Biotit:	ηz dunkelbraun bis schmutzig grün ηx hellgelblich braun In Umwandlung zu Chlorit.
Epidot, Zoisit, Apatit, Titanit, Karbonat.	

Das Gefüge ist granoblastisch. Einzelne größere Körner zeigen deutliche Spuren einer mechanischen Beanspruchung. Muskowit und Albit des Grundgewebes überdauern die Deformation — Blastomylonit. Bildung der einschlußfreien Randsäume um die stark gefüllten Plagioklase sind wahrscheinlich gleicher Entstehung wie Bildung des Fleckenperthits.

Porphyrischer Granitgneis

(= Muskowitgneis — Mureckgneis)

Es sind helle granitische bis aplitische Gneise, die die Mureck Decke im Kartenbereich aufbauen. Im Feld unterscheiden sie sich von den Gneisgraniten des Hölltor Rotgülden Kernes nur durch den reichlichen Gehalt von Muskowit, und das lagige Auftreten grosser Feldspateinsprenglinge. Sowohl im Liegenden, als auch im Hangenden dieses Gesteinszuges treten Scherzonen auf, doch fehlt die Bildung richtiger Weißschiefer. Im Dünnschliff zeigt sich ebenfalls der Reichtum von Muskowit. Dazu kommt noch Plagioklas, große Kalifeldspate, Quarz und Biotit. Stellenweise ist auch Epidot besonders reichlich vorhanden. (Taf. 9, Fig. 2, 3, 5, 6).

Ein Schliff aus einer feinkörnigen Lage dieses Gesteins von der Frischingshöhe zeigt folgendes:

- Plagioklas:** etwa 18 Vol.%. Stark lamelliert nach Albit und Periklingesetz. Zum Teil sind die Lamellen leicht verbogen, oder zerbrochen. Kornzerkleinerung an den Rändern tritt auf. Alle Plagioklase zeigen reichliche echte Füllung von Hellglimmer und Klinozoisit. In einem Korn ist ein stärkeres Muskowitblättchen gewachsen, wobei sich an den Rändern die Füllung durch andere kleinere Körner verringert (Sammelkristallisation). Dem Chemismus nach sind es Albite mit einem An-Gehalt bis zu 11%. Plagioklase in der Grundmasse sind frei von Fülle und auch nur schwach verzwilligt (Albitgesetz). Manche von diesen Plagioklasen zeigen runde, glatt auslöschende Quarzeinschlüsse. An-Gehalt um 3%.
- Kalifeldspat:** etwa 30 Vol.%. Es sind vorwiegend große Einsprenglinge, die Durchmesser bis zu 4 mm erreichen. Schwache Gitterung — flauer Mikroklin. Perthitische Entmischung zu Fleckenperthit und Bildung von Schachbrettalbit. Auffallend sind die zahlreichen Einschlüsse von automorphen, stark lamellierten Plagioklasen, die stark gefüllt sind. Zwischen dem Plagioklas und dem umschließenden Kalifeldspat bildet sich ein füllungsfreier Randsaum. Manchmal sieht man in einem perthitischen Fleck nur noch eine Ansammlung von feinsten Hellglimmer- und Klinozoisitmikrolithen. Es zeigt sich, daß die Entmischung der Plagioklase nach Einschluß in den Kalifeldspat

stattgefunden hat. Der Randsaum ohne Fülle dürfte sich hier eindeutig mit der Bildung des Perthits vergleichen lassen. Man erkennt noch an den Häufungen der Mikrolithen die ursprüngliche Eigenform des Plagioklases. An den Rändern tritt Kornverkleinerung auf.

- Quarz:** etwa 22 Vol.%. Xenomorph, undulös auslöschend, das Grundgewebe bildend.
- Muskowit:** etwa 30 Vol.%. Para- bis postkinematisch kristallisiert. Quermuskowit.
- Biotit:** wenig, in Umwandlung zu Chlorit
- Epidot:** feinkörnig im Grundgewebe und größere Körner an den Rändern der Kalifeldspate.
- Granat, Apatit, Titanit, Zoisit, Erz.

Ein Schliff von der Randzone des Mureckgneises im Gebiet des Schrovín Grabens (östlich des Kartenblattrandes) zeigt die normale Ausbildung der Feldspate, des Quarzes und Muskowits. Auffallend ist der große Gehalt von Epidot (Klinozoisit und Pistazit) und Zoisit, wobei einzelne Körner bis zu 1,5 mm groß werden. Biotit in wenigen, aber großen und nur schwach deformierten Tafeln; *n_x* farblos, *n_z* grünbraun mit Einschlüssen von Zirkon. Ansonsten noch Apatit, Titanit, Karbonat und Erz. Wieder sammelt sich Epidot, Zoisit, Muskowit und z. T. auch Quarz an den Rändern der perthitischen Kalifeldspate. Einige der größeren Epidotkörner zeigen Zonarbau. Es dürfte zunächst der Epidot und Muskowit des Grundgewebes vom kristallisierenden Kalifeldspat zur Seite gedrängt sein und nachträglich (bei der Albitisierung der Kalifeldspate) weiter gewachsen sein.

In den mittleren Lagen des bis zu 300 m mächtig werdenden Mureckgneises beobachtet man große Kalifeldspateinsprenglinge. Diese Kalifeldspate erreichen Durchmesser bis zu 2 cm und mehr. Sie sind in „s“ etwas gelängt. An den Rändern bildet Quarz und Muskowit ein feines Gewebe, das der Verwitterung leichter anheim fällt. Dadurch ragen die Kalifeldspate meistens etliche mm aus der angewitterten Gesteinsoberfläche hervor. Zerschlägt man größere Individuen, so kann man schon makroskopisch die Einschlüsse von Plagioklasen erkennen. Vom Kl. Mureck beschrieb G. FRASL (1954) diese großen Kalifeldspateinsprenglinge. Er beobachtet deutliche Regelung der eingeschlossenen Plagioklase nach den 010 und 001 Flächen des Wirtskristalls. Die Plagioklase selbst sind wieder nach ihrer Korngestalt geregelt. G. FRASL macht es hier glaubhaft, daß Kalifeldspat und Plagioklas gleichzeitig aus einer Schmelze kristallisiert sind. Nach G. FRASL fand die Perthitisierung der Kalifeldspate, die Entmischung der Plagioklase und die Bildung der einschlußfreien Randsäume um die Plagioklase gleichzeitig statt.

Mikroclinreicher Granitgneis

Im Profil der Frischinghöhe wurde schon von BECKE ein Granitgneisband beobachtet, jedoch nicht näher darauf eingegangen (1908, p. 373 u. p. 376). Es ist ein mittelkörniges, dichtes, nur schwach geschiefertes Gestein, das im Kamm einen kleinen Zacken bildet. Ungefähr 30 m in der Ostflanke mächtig, scheint es in der Westflanke kaum mehr auf. Im Streichen ließ sich das Band nur wenig weit verfolgen, da es rasch von Schutt und schließlich einer Moräne im Zalussenkar verhüllt wird, u. S der Lenger Alm.

Kalifeldspat:	scharf gegitterter Mikroclin, bis zu 1,5 mm groß, mit Einschlüssen von Plagioklas und Quarz, und Karbonat. Perthitbildung nur an einigen Körnern weit vorgeschritten.
Plagioklas:	Plag III stark lamelliert, nach Albit- und Periklin-gesetz. An-Gehalt um 15—18%. Lamellen teilweise verbogen und zerbrochen. Nur geringe Fülle von Hellglimmer und Klinozoisit. Bildung eines voll-kommen einschlußfreien Randsaumes. Plag II und Plag I fast keine und keine Fülle. An-Gehalt um 3—5%.
Muskowit:	meistens in „s“ geordnet und schwach verbogen. In kleinsten Schüppchen frisch postkinematisch kristallisiert.
Quarz:	stark undulös auslöschend bildet er im Grundgewebe ein Pflaster. Größere Körner kataklastisch zerbrochen. ηz dunkelgrün, ηx olivgrün, in großen Tafeln, macht einen frischen Eindruck.
Karbonat:	an den Rändern zwischen Kalifeldspat und Plagioklas.
Epidot, Titanit, Apatit, Zirkon, Erz.	

Phyllonitischer Granitgneis

(Quarz — Muskowitschiefer — Weißschiefer)

In den Randpartien des mittelkörnigen Gneisgranits beobachtet man häufig eine intensive Durchbewegung. Es tritt sowohl ebeflächige Verschieferung, als auch Bildung von Walzen und Linsen auf. Makroskopisch erkennt man schon das Zurücktreten des Feldspates. Besonders walzenförmige Stengel zeigen verschmierten Muskowit und Chlorit an der Oberfläche. Ch. EXNER beschreibt (1957, p. 111) den Übergang von Granitgneis zu Gneisgraniten und dünn-schiefrigen, phyllitischen Gesteinen, die schließlich nur noch aus Quarz und Muskowit bestehen.

Bei dieser Durchbewegung werden die alten Plagioklase und Kalifeldspate instabil, die Kristallisation von Muskowit, Chlorit und

Quarz dauert an (Ch. EXNER), (siehe auch L. KÖLBL 1924, p. 592: Bildung muskowitzreicher Gesteine auf Kosten von Feldspat durch Parallelverschieferung und Translationsflächen).

Das Endprodukt dieser phyllonitischen Durchbewegung sind dann Quarz-Muskowitschiefer = Weißschiefer und reine Quarzite.

Basische Schollen im Granitgneis

(Schollenfloitit)

Sowohl in den Westhängen des Frauenlocks als auch in den Abstürzen des Murecks (Schöderhorn) sind im Gneisgranit mehrere Schollen, dunkler basischer Gesteine, konkordant eingelagert (Taf. 9, Fig. 3, 5). Es sind feinblättrige „Biotitschiefer“. Neben dem Biotit erkennt man im Handstück noch kleine Porphyroblasten von Karbonat. Die einzelnen Schollen erreichen nur wenige dm bis m an Mächtigkeit. In ihrer Längserstreckung, bis zu 6 m lang, sind sie linsig ausgewalzt.

Im Mikroskop:

- Biotit:** n_x hellbraun, n_z fast farblos. Streng in „s“ parallel geordnet, und mit Muskowit manchmal verwachsen. Korngröße bis 0,4 mm. Querbiotit ist beobachtbar. An den Rändern schwache Umwandlung zu farblosen Chlorit.
- Karbonat:** Große Porphyroblasten mit Einschlüssen von Quarz, Biotit, Muskowit und Epidot. (Quarz in Kalzit!)
- Plagioklas:** bildet mit Quarz eine feinkörnige Grundmasse. Von Quarz nur konoskopisch zu trennen. Es sind meist xenomorphe Körner mit einem An-Gehalt von 13—15%. Einzelne Körner zeigen Verzwillingung nach Albit- und Periklingesetz. Daneben noch Albitporphyroblasten, An-Gehalt 3—5% mit Einschlüssen von Quarz und Epidot.

Quarz, Zoisit, Epidot, Chlorit, Titanit.

Eine Probe aus den nicht Anstehenden genommen (Westhang des Frauenlocks) zeigt im Gegensatz zum vorhin besprochenen Schliff (nördlich der Schmalzcharte, vom Kamm des Frauenlocks) folgendes:

Im Mikroskop:

- Biotit:** n_z hellbraun, n_x fast farblos. Schwach postkristallin deformiert. An den Rändern Umwandlung zu farblosem Chlorit.
- Hornblende:** n_z lichtgrün, n_x heller bis farblos. An den Rändern stark ausgefranst. Umwandlung in Biotit und Chlorit und Neubildung von Epidot. Einzelne Körner zeigen im Innern eine Trübung und Biotitisierung.

Zoisit und Epidot vor allem an den Rändern der Hornblende und feinkörniger im Grundgewebe.

Plagioklas: An-Gehalt bis 18%. Eckige Körner mit Quarz das Grundgewebe bildend. Schwach lamelliert. Von Quarz meist nur komoskopisch zu unterscheiden.

Quarz, Karbonat, Chlorit, Titanit und Erz.

Es dürfte sich bei diesen Schollen um ehemalige Amphibolite handeln. Die Diaphthorese ist mehr oder weniger weit vorgeschritten. Die Hornblende ist im ersteren Schliff schon ganz zu Biotit, Epidot und Karbonat umkristallisiert. Infolge einer Kalimetasomatose wurden die Plagioklase zerkleinert und sauer erneuert (F. ANGEL, R. STABER, 1952, 18—22). Es sind wohl die Reste einer alten Sedimenthülle, („Altes Dach“) in die der Gneisgranit intrudierte und die randlich nicht vollkommen assimiliert wurden.

Im Profil der Frischinghöhe findet man in den hangendsten Metern des Mureckgneises ebenfalls noch eine solche basische Scholle (Schollenfloitit). Das Schliffbild ist den obigen ähnlich. Hornblende ist nur geringer biotisiert. n_z blaßgrünlich, n_x farblos. Umwandlung zu Chlorit, Biotit und Klinozoisit wie früher. Chlorit reichlicher als in den anderen Schliffen (farblos, opt. +, Zone —, Achsenwinkel $2V_x$ ziemlich klein um 10 Grad, strahlig entwickelt).

Dunkle Glimmerschiefer bis Phyllite

Die dunklen Glimmerschiefer und Phyllite bilden mit den helleren Glimmerschiefern und Phylliten die Hauptmasse der basalen Schieferhülle. Eine Unterscheidung beider Typen ist selbst in gut aufgeschlossenen Kammprofilen nicht immer klar und deutlich. Die Übergänge sind verschwommen. Kommt man aus den hellen Glimmerschiefern, so zieht man die Grenze zu dunkleren Varietäten wesentlich später als umgekehrt. Im wesentlichen sind es aber dunkelgraue, stark glänzende mehr oder weniger ebenflächige, nur schwach wellig gefaltete Gesteine. Läßt sich auf den „s“ Flächen grober schuppiger Muskowit erkennen, so gilt die Bezeichnung Glimmerschiefer. Im anderen Fall ist es besser, von phyllitischen Glimmerschiefern oder Phylliten zu sprechen. Letztere zeigen nur noch feinst schuppigen Muskowit (Serizit). Diese Typen werden den dunklen und hellen Phylliten der hangendsten Schieferhülle oft ähnlich, wenn gleich doch der kräftigere Glanz eine Unterscheidung bietet. Im Mineralbestand gleichen sie den helleren Glimmerschiefern. Die dunkle Färbung wird durch ein dichteres graphitisches Pigment verursacht, das fast allen Gesteinen dieser Liegendserie gemeinsam ist.

Im Mikroskop:

- Quarz:** in schwach verzahnter Pflasterstruktur, feinstkörnig (0,05–0,2 mm) meist nur schwach undulös auslöschend. In stärkeren Lagen sprossen kleinste Muskowitblättchen, manchmal regellos, dann auch wieder parallel der s-Fläche. An der Grenze zu Muskowitlagen sind einzelne Quarzkörner oft gestreckt.
- Muskowit:** feinschuppig (Serizit), lagig, in „s“ schwach verbogen. Größere Individuen bilden sich erst nach der Deformation, meistens in den Serizitlagen.
- Chlorit:** kommt untergeordnet, in Nestern in den Serizitlagen vor.
- Graphitisches Pigment:** im ganzen Schliff fein verteilt, jedoch in den Quarzlagen stärker angereichert. Oft in größeren Nestern und Patzen. Diese verursachen wahrscheinlich die öfters fleckige Oberfläche des Gesteins.

Die größte Verbreitung finden die dunklen Glimmerschiefer und Phyllite im Kammzug der Frisching Höhe bei Kote 2313. Man findet sie aber auch am Kl. Murtörl und etwas untypischer im Kammzug Mureck-Murtörl. Dort meist mit den hellen Glimmerschiefern so in Wechsellagerung, und gegenüber den anderen zurücktretend, daß sie nicht getrennt im Profil ausgeschieden wurden.

Helle Glimmerschiefer und Phyllite

Im Mineralbestand den obigen sehr ähnlich. Muskowit meistens reichlicher, ebenso auch Chlorit. Überwiegt Chlorit den Muskowit, zeichnen sich die Gesteine durch eine leicht grünliche Farbe aus. Graphitisches Pigment nur noch in geringer Menge und meistens in Gegensatz zu obigen Typen nicht in Quarzlagen, sondern meistens in den Serizitlagen. Albitporphyroblasten mit Einschlüssen von verlegtem und unverlegtem Grundgewebe sind beobachtbar, treten jedoch nur spärlich auf. Quarzreiche Varietäten werden fast ganz weiß und sind fast immer feinblättrig. Von der Bezeichnung Quarzit oder phyllitische Quarzite mache ich bewußt keinen Gebrauch. Übergänge zu den dunklen Glimmerschiefern und Phylliten zeigt eine Verwandtschaft zu diesen, außer Albitporphyroblasten wurde kein Feldspat im Grundgewebe beobachtet.

Bei der Brücke unterhalb der Jagdhäuser im Moritzen-Tal und westlich der alten Murhütte, beim Zusammenfluß von Mur und Moritzen Bach, zeigen diese hellen Glimmerschiefer einen reichen Chlorit- und Karbonatgehalt. Es ist der einzige Zug in dieser Serie, in dem Karbonat nachgewiesen wurde.

Im Mikroskop:

- Muskowit:** feinstschuppig als Serizit im Grundgewebe. Stark parakristallin deformiert.

Chlorit:	ungeregelte Porphyroblasten.
Biotit:	nz dunkelgrün, nx hellgelblich. Auch als Querbiotit ausgebildet. Jedoch von untergeordneter Menge.
Karbonat:	bildet stellenweise ein Pflaster. Einschlüsse von Muskowit, Quarz (glatt auslöschend) und Epidot.
Albit:	etwa 3% An. Eirunde Porphyroblasten mit Einschlüssen sämtlicher anderer Mineralien. Einfache Verzwillingung nach Albitgesetz ist beobachtbar. Einschlußzüge verlegt als auch unverlegt. Bildet stellenweise ein Albitpflaster.

Epidot, Zoisit, Apatit, Quarz und Erz.

Ähnliche Ausbildung zeigen die hellen Glimmerschiefer vom Fresenbühel. Nur fehlt ihnen dort Biotit und Epidot, die Ausbildung ist feinkörniger und dünnblättrig.

Chloritoidschiefer

Im Profil des Kl. Murtörls treten sie mächtiger werdend auf. Es zeigen sich Übergänge zu den dunklen Glimmerschiefern (Taf. 9, Fig. 3). Im Handstück sind es mittelgraue, nur selten leicht grüne Gesteine, mit dunklen, fast schwarzen kleinen Pünktchen auf den Schichtflächen. Fast immer feinblättrig und nur selten schwach wellig gefaltet. Einzelne größere Chlorite können zu „s“ auch quer gestellt sein.

Im Mikroskop:

Chloritoid:	prismatische bis 0,8 mm groß werdende Porphyroblasten, die regellos den ganzen Schliff füllen. nx licht bläulich nz farblos Vereinzelt Zwillinge nach der Längsachse. Einschlüsse sind nicht vorhanden. Eine feine Pigmentierung wurde bei einigen Individuen bemerkt.
Muskowit:	bildet lang ausgewalzt und gefaltet das serizitische Grundgewebe.
Chlorit:	dem Pennin nahestehend, nz hellgrün, nx gelblich, farblos, opt. +, Zone —, bläuliche Interferenzfarbe. Bildet einige größere Porphyroblasten.
Quarz:	schwach undulös auslöschend in den Zwickeln zwischen den unregelmäßigen Chloritoiden; stärker ausgewalzt in den Faltenzügen des Serizits.
Apatit, Titanit, Epidot, Zirkon, Magnetit.	

Disthenschiefer

Östlich des Kl. Murtörls (Taf. 9, Fig. 3) folgt über dem Dolomit-Kalkmarmor der Silbereck Mulde und unter dem Mureckgneis eine Schichtfolge von:

feinkörniger Muskowitgneis — Mureck Decke
dunkler Glimmerschiefer
Disthenschiefer
hellgrauer bis fast weißer Quarzitschiefer
dunkler Glimmerschiefer
Kalkmarmor der Silbereck Mulde

Es zeigen sich Übergänge zwischen allen Gliedern, die zwischen dem Marmor und Muskowitgneis liegen. Die dunklen Glimmerschiefer bestehen aus einem dunklen Gemenge von Quarz (kräftig verzahnt und ausgewalzt) und Serizit. Der Schliff weist eine gleichmäßig dichte Trübung durch graphitisches Pigment auf. Die hellgrauen bis weißen Quarzitschiefer bestehen aus einem grobkörnigen Quarzpfaster, in dem nur schmale Züge von Serizit eingeschaltet sind. Die graphitische Imprägnierung tritt stark zurück, beziehungsweise fehlt ganz. In dieser Quarz-Muskowitgrundmasse sprossen plötzlich haufenweise Disthenkristalle, die bis zu 4 mm groß werden. Das Handstück weist eine silbrig graue Färbung auf, ist dünnblättrig und nur schwach wellig gefältelt. Stellenweise tritt eine leicht gelblichbraune Verfärbung auf, die durch eine Limonitisierung hervorgerufen wird. Von Ch. EXNER (1957, p. 83) werden solche Disthenporphyroblasten aus Serizit-Quarzitphylliten derselben Zone weiter im Westen beschrieben. (z. B. S-Flanke und Gipfel des kleinen Silberfennigs).

Granatglimmerschiefer

Im Profil vom Mureck zum Murtörl werden sie als Schichtglied am mächtigsten. Es sind meist den dunklen Glimmerschiefern ähnliche Gesteine, in denen kleine nur 1 mm, höchstens 2 mm große Granaten eine gepunktete Gesteinsoberfläche verursachen. Südlich des kleinen Murtörles bilden sie zusammen mit den Chloritoidschiefern und dem liegenden Gneisgranit eine Schuppenzone (Taf. 9, Fig. 2). Hier erreichen die Granatindividuen Durchmesser bis zu 5 mm. Das Gestein ist reicher an Chlorit, der sich vor allem um Granat sammelt.

Im Mikroskop:

- Granat:** Porphyroblasten mit verlegten Einschlußzügen. Farbe hellrosa. An den Rändern macht sich schon eine Umsetzung in Chlorit bemerkbar. Stellenweise sind die Granaten ganz zerbrochen, ähnlich einem Skelett, und im Innern an diesen Bruchflächen von Chlorit (Pennin) und Muskowit gefüllt.
- Chlorit:** Pennin an den Rändern des Granats angereichert und in den Granatglimmerschiefern des Kl. Murtörles den Muskowit an Menge übertreffend.

- Muskowit:** bildet ein feinschuppiges Grundgewebe, schwach gefältelt. In einem Schriff von Granatglimmerschiefer im Liegenden des Marmors beim Jagdhäuschen in der Schmalzgrube reichliche Bildung frischer Porphyroblasten, auch als Quermuskowit.
- Quarz:** bildet ein eckiges Pflaster in dickeren Lagen, oder ist in Serizitlagen ausgewalzt und zerbrochen.
- Albit:** Porphyroblasten in den Serizitlagen, mit Einschlüssen von graphitischem Pigment und runden Quarzen.
- Epidot, Apatit, Titanit, Zirkon, Erz und graphitisches Pigment.

Graphitquarzit

Es sind dichte, schwarze, dünntafelige Quarzite, mit einem manchmal silber-grauen Glanz auf der „s“ Fläche. Sie werden meistens nur wenige Meter mächtig, bilden aber fast immer eine deutlich morphologisch ausgeprägte Rippe im Gelände. Ihr Schutt macht sie auch noch erkennbar, wenn sie selbst unter einer geringen Schuttdecke verhüllt sind. Ihr Vorkommen ist im Kartenbereich nur auf die basale Schieferhülle und die Silberock Mulde beschränkt. Im Profil des Kammzuges Mureck—Murtörl weisen sie einen Übergang zu dünnschiefrigem Graphitquarzitschiefer und schließlich zu Graphitphyllit auf, und sind schließlich von ganz dunklem Glimmerschiefer kaum zu unterscheiden. Ansonsten sind sie stets wohl abgegrenzt und stecken als lange Züge in den Glimmerschiefern und Phylliten dieser Zone ohne ein bestimmtes Niveau einzunehmen.

Im Mikroskop:

- Quarz:** bis zu 95 Vol.%. Feinstkörniger Quarz bildet ein innig verzahntes Pflaster. Die Korngröße schwankt zwischen 0,02 mm und 0,06 mm. Nur in einem Schriff von der Frising Höhe wurde eine Lage von größerem Quarz angetroffen — 0,3 mm.
- Serizit:** nur in feinsten Schüppchen und immer in „s“ geordnet.
- Graphit:** Das Gestein weist eine dichte Imprägnierung auf. Meist bilden sich Graphitschnüre, die zusammen mit den Serizitschüppchen parallel zur Schieferung liegen.

Magnetit, Eisenglanz und Limonit.

Bänderquarzit

Als hangendstes Schichtglied der basalen Schieferhülle fand ich im Profil der Frising Höhe, direkt unter dem liegendsten Kalkglimmerschiefer, einen fast 10 m mächtigen gebänderten Quarzit. Er besitzt eine graue bis bläulich graue Farbe und wird von weißen

dünnen, cm dicken Lagen durchzogen. Er zerbricht zu scharfkantigen dicken Tafeln und Platten. Im Schliff zeigt sich, daß die Bänderung durch eine stärkere und weniger starke Verteilung von graphitischem Material hervorgerufen wird. Quarz ist grobkörnig, zum Teil lamellenhaft ausgewalzt und innig verzahnt. Serizit nur an den „s“ Flächen und sehr spärlich. Ansonsten noch Titanit. Im Liegenden ein dichter Graphitquarzit mit scharfer Obergrenze.

Albitknötchenschiefer

Im Kammzug der Frischung Höhe beginnt eine Gesteinsfolge von Glimmerschiefer und Phyllit, die eine besonders reichliche Bildung von Albitporphyroblasten aufweist. Ist sie dort zwischen den Koten 2445 und 2313 nur wenige Meter mächtig, so nimmt sie an Mächtigkeit im Streichen gegen Ost immer mehr zu. Diese Folge von Albitknötchenschiefer quert das Murtal in der engen Schlucht vor der Mündung des Morizen Baches, streicht dann oberhalb der alten Murhütte hinauf zum Helm. Im Gebiet der Wolfleiten verschmälert sich diese Einheit nochmals und erreicht im Kamm vom Blasner Bauer im Murtal zum Helm etwa 200 m an Mächtigkeit. Im Gebiet des Helms läßt sie sich auch am besten studieren, und es gelang dort schon eine Gliederung, die dann bei Durchsicht der Schcliffe bestätigt wurde (Taf.. 10, Fig. 5). Zwei Haupttypen lassen sich unterscheiden: Muskowit-Albitknötchenschiefer und Chlorit-Albitknötchenschiefer, je nach Vorherrschen eines der beiden Minerale. Ähnlich der Gliederung der Glimmerschiefer und Phyllite ließ sich auch hier ein Mischtypus, mit ziemlich gleichem Gehalt an Muskowit und Chlorit feststellen. Im allgemeinen sind diese Schiefer etwas kompakter im Gefüge, bedingt durch das kräftige Sprossen von Albit, der stellenweise ein Pflaster bildet.

Muskowit-Albitknötchenschiefer

Im Handstück sind es graue, manchmal leicht bräunliche, seiden-glänzende (Serizit!) dichte Gesteine. Meist werden festere kompakte Lagen von phyllitischen unterbrochen. Die Albite bilden auf der anwitternden Oberfläche kleine schwarze, nur selten weiße Knötchen. Muskowit in der Regel feinschuppig — Serizit; selten in größeren Blättchen, dann aber oft verschmiert.

Im Mikroskop:

Muskowit und Quarz bilden, stark gequält, das Grundgewebe.

Einzelne Muskowite kristallisierten noch nach der Deformation, und bilden ungestörte größere Tafeln.

Albit: An-Gehalt etwa 2%. Runde Ballenalbite die das Grundgewebe einschließen, beziehungsweise zur Seite schoben; wodurch sich die Muskowitblättchen

lidartig um die Albite legen. Einschlußzüge zum Teil verlegt. An den Rändern fast immer ein klarer Randsaum. Zwillinge nach dem Albitgesetz.

Chlorit: dem Klinochlor ähnlich. Untergeordnet im Serizit.
Turmalin, Epidot, Titanit, Zirkon, Erz.

Chlorit-Albitknötchenschiefer

Im Gegensatz zum vorigen Typ fast immer dunkler in der Farbe. Durch den Reichtum an Chlorit entsteht ein Farbstich ins dunkel Graugrüne. Die mit runden Kanten verwitternden Schiefer bilden den Hauptanteil der Gesteinsfolge des Helms. Die obersten Meter weisen eine starke graphitische Pigmentierung auf, wodurch eine fast schwarze Färbung entsteht. In diesen schwarzen Albitknötchenschiefern bilden die Albite weiße Knötchen und täuschen makroskopisch einen höheren Gehalt an Quarz vor.

Im Mikroskop:

Chlorit: der Optik dem Pennin nahestehend. Bildet Lagen in denen auch spärlich Serizit parallel beigeordnet ist. Im Druckschatten der Albite bildet sich quer-gestellter Chlorit.

Albit: bis zu 2 mm große eirunde Ballenalbite. Im Chemismus und der Ausbildung gleich jenen im vorigen Typ. Eingeschlossener Quarz löscht glatt aus.

Muskowit: in „s“ gestreckte dünne und leicht verbogene Blättchen.

Quarz: bildet ein stark verzahntes Pflaster, undulös auslöschend. In den Chloritlagen gestreckt.

Turmalin, Epidot, Erz, Titanit, Zirkon, Apatit.

Ein anderer Schliff aus dem selben Gesteinszug enthält statt Pennin vorwiegend Chlorite, die dem Klinochlor nahestehen, ferner reichlicher Epidot. Die Albitporphyroblasten zeigen nur Quarz und Epidot als Einschluß, jedoch kein Pigment. An-Gehalt steigt bis 6%.

Muskowit-Chloritschiefer mit Albitknötchen

Es ist der früher genannte Mischtyp. Bildet die Gipfellege des Helms. Es sind graue, dunkelgrüne, aber auch leicht bräunliche (Limonit) Schiefer. Muskowit und Chlorit zu gleichen Teilen, Albit und Quarz wie früher. Akzessorisch noch Epidot, Zoisit, Turmalin und Erz.

Quarzit, Rauhacke, Kalk und Dolomit

Heller weißer Quarzitschiefer im Liegenden des Dolomitmar-mores der Silbereck Mulde.

Im Kl. Murtörl findet sich zwischen Weißschiefer und fraglichem Quarzit (fraglich ob schon sedimentäre Anlage als Quarzit der Silbereck Mulde oder noch tektonischer Natur und Endprodukt der Durchbewegung des Gneisgranits, siehe Weißschiefer) und Dolomitmarmor der Silbereck Mulde noch wenige Meter von dunklen Glimmerschiefern zwischengeschaltet. (Taf. 9, Fig. 3). Unter dem Dolomitmarmor folgt noch eine Lage von fast weißem Quarzit. Das Schliffbild zeigt eine andere strukturelle Ausbildung als die Schliffbilder sicher tektonisch gebildeter Quarzite. Quarz ist grobkörnig, ausgewalzt und kataklastisch deformiert. Zeigt jedoch keine innige Verzahnung. Serizit ist streng der Schieferung parallel geordnet und begrenzt messerscharf die Quarzlagen. Im Streichen dieses Quarzits beobachtet man eine gelblichbräunliche Verfärbung. Im Schliff aus einer solchen Partie sieht man eine kräftigere Durchbewegung, die sich übrigens schon im Handstück bemerkbar macht. In den Quarzlagen zeigt sich ein gelblichbraunes Pigment, wahrscheinlich Limonit. Solche gelblich anwitternde, meist stark verschieferte Quarzite findet man noch mehrmals in den dunklen Glimmerschiefern, auch in der Nähe des Kalkmarmors vom Jagdhaus im Schmalzgraben und im Bereich des Murtörls.

Rauhacke, Kalk und Dolomit

An der Obergrenze der Kalkglimmerschiefer—Grünschiefer—Serie kommen zahlreiche Dolomitlinsen vor. Meistens sind sie nur von geringer Mächtigkeit. Da sie nicht auffallend in der Karte zur Geltung kommen, sollen sie hier der Reihe nach beschrieben werden.

Dolomitlinse nordwestlich der Hiasbauern Alm:

liegt im Grünschieferzug oberhalb der Hiasbauernalm in 1975 m Höhe am Ende des in der Karte eingezeichneten Steiges. Größe des Aufschlusses etwa 40 mal 15 m. Dichter hellgrauer Dolomit, verwittert mit hellgelblicher, spißiger Oberfläche. Stark durchbewegt und von zahlreichen Quarzgängen durchzogen. An der Basis des Aufschlusses im Westen zeigt sich angedeutet eine Bankung mit Serizit auf den Bankungsflächen.

Dolomitlinse nördlich der Stickler Hütte.

Direkt oberhalb der Quelfassung der Wasserleitung zur Pfeifenberger Alm in 1890 m Höhe, Größe des Aufschlusses 12 mal 8 m. Im Aussehen gleich dem vorigen Dolomit. Etwas kräftiger durchbewegt und zerbrochen. In den Quarzgängen bis zu 5 cm große Chloritknollen. Haupttrichtung der Quarzgänge SW nach NE mit Einfallen sowohl gegen NW als auch SE.

Dolomitlinse im Abrahamgraben:

(Taf. 10, Fig. 2). Etwa 50 m oberhalb der Kote 1901. Der Name Dolomitlinse ist hier eigentlich fälschlich gebraucht, ist es doch eine Schichtfolge von Quarzit (mit dünnen Epidotlagen), Rauhwanke, dunkelgrauen Kalkschiefern bis Marmor und dunkelgrauer, fast schwarzer Kalk, der schwach dolomitisch ist, und gelber Glimmermarmor. Die Lagerung auf Fig. 2, Tafel 10 zu sehen. Die Breite des Aufschlusses beträgt an die 2 m, und die Höhe etwa 6 m. Einzig das Rauhwanckenband ist im Streichen etwas länger zu verfolgen.

Dolomitlinse südlich der Felskar Spitze:

Südlich der Kote 2387 am Kamm zwischen Murtal und Nahendfeld. Größe des Aufschlusses 1,5 mal 2 m. Grauer dichter Dolomit, mit brauner, sandiger Oberfläche.

Dolomitlinsen im Grünschieferzug der Plankowitz Spitze:

Nordwestlich der großen Serpentinlinse im Nahendfeld (Pfeifenberger Serpentin im Grünschieferzug der den Gipfel der Plankowitz Spitze quert) in 2000 m und 1980 m Höhe stecken zwei kleine Dolomitlinsen. Es ist heller weißer grobspätiger Dolomit mit dünnen braunen sideritähnlichen Bändern. Kollege Dr. W. TUFAR hat in liebenswürdiger Weise hier diese Dolomite röntgendiffraktometrisch untersucht. Und zwar die dünnen braunen Bänder und den weißen Dolomit. Es ergab sich, daß beides vorwiegend reiner Dolomit mit nur wenig Kalkspat und Quarz ist. Siderit wurde nicht nachgewiesen.

Im Liegenden ein 30 cm mächtiger Reibungshorizont, der als Rauhwanke ausgebildet ist.

Dolomitlinsen am Kamm vom Pleisnitz Kogel gegen Norden:

An der Obergrenze des Grünschieferzuges nördlich der Kote 2343 stecken drei mächtige Dolomitlinsen. Die in der Westflanke im Kühkar ist etwa 15 m breit und 180 m lang. An der Basis liegen dunkle Kalkschiefer und Rauhwanke (0,4 m) Dolomit von weißer und grauer Farbe, dicht und kräftig zerschert.

Dolomitlinsen in den Nahendfeld Mähder:

Eine kleine Linse im Hang östlich des Mühlbach Sees, südlich der Kote 2152 in 2030 m Höhe. Größe des Aufschlusses 3 mal 4 m. Weißer dichter Dolomit mit bräunlichen Bändern. Zwei weitere kleine Linsen gleichen Dolomits findet man östlich der Gröbnitzen in den Nahendfeld Mähdern.

Dolomitlinse unterhalb des Rothenwänder Bauernander Straße von Zederhaus nach Wald:

Es ist die größte Dolomitlinse in der Schieferhülle des Kartenbereiches. Der Dolomit wird in einem Steinbruch zur Schotterzeugung gebrochen. Er wurde von CLAR (1937, p. 309) erstmalig als Einlagerung in den Phylliten des Zederhaustales erwähnt.

Der Dolomit ist grobspätig, von hellgrauer bis gelblich weißer Farbe, stark zerbrochen und von spießiger Oberfläche. Am besten vergleichbar mit einem hellen Magnesit. Kollege Dr. W. TUFAR hatte auch von hier zwei kleine Proben röntgendiffraktometrisch untersucht. Es wurde ausschließlich Kalzit, und Dolomit und nur in geringen Spuren Quarz nachgewiesen. Größe des Aufschlusses im Steinbruch etwa 60 mal 40 m. Jedoch ist der tatsächliche Dolomitmikörper wesentlich größer, wie es der Rundbuckel im Gelände anzeigt.

Dolomit-Kalkmarmor

Die Kalk- und Dolomitmarmore der Randzone über dem Zentralgneis sind unter dem Namen „Angertalmarmor“ (F. BECKE) bekannt. Ihnen kommt eine große stratigraphische Bedeutung zu, wie später noch gezeigt werden wird. Im Kl. Murtörl bilden sie gemeinsam mit Glimmerschiefern und Graphitquarzit die trennende Mulde zwischen Hölltor Rotgülden Kern und Mureckdecke, der Silbereck Mulde (Taf. 9, Fig. 3, 5). Auf der geologischen Karte von Gastein sieht man das linsenförmige Einsetzen dieser Mulde westlich des Schödertals. Eine große Linse bildet das Vorkommen im Kl. Murtörl. Erst von der Murquelle bildet sich ein geschlossener Zug, der zum Roßkar Schartel hinaufstreicht, und durch das Moritzen Tal weiter verfolgbar ist. Am Kamm des Vorderen Schober erreicht der Marmor bereits etliche Zehner von Metern und zeigt eine intensive Verfaltung im Liegenden.

Über der Mureck Decke wurde nur eine größere Linse von Kalkmarmor gefunden, und zwar in der Flanke vom Murtörl zum Jagdhaus in der Schmalzgrube. Sowohl im Liegenden als auch im Hangenden sind Glimmerschiefer und Graphitquarzite anstehend.

Im allgemeinen sind es dunkelgraue bis hellgraue Kalkmarmore von grobkörnigem Gefüge. An den nur undeutlich ausgebildeten Schieferungsflächen sammelte sich Serizit. Helle, gelblich und fast weiße Typen sind meist etwas stärker dolomitisch (brausen mit Salzsäure nur gering). Sie verwittern zu runden Blöcken und bilden rasch ein sandiges, körniges Verwitterungsprodukt.

Die von einem Bächelchen angeschnittene Marmorlinse beim Jagdhaus in der Schmalzgrube zeigt eine gelbe bis weiße Färbung und leichte Bänderung, mit starker lokaler Internfältelung.

Ein Schriff vom Kl. Murtörl zeigt ein dichtes, grobkörniges Karbonatpflaster. Eine Durchbewegung macht sich durch Kornzerkleinerung einzelner Karbonatindividuen bemerkbar. Quarz ist in Spuren vorhanden; Im Karbonat eingeschlossen zeigt er glatte Auslöschung. Muskowit bildet hier etliche größere Tafeln und ist dem Aussehen nach neu gesproßt.

Kalkglimmerschiefer — Kalkphyllit

Unter dieser Bezeichnung wurde eine Vielzahl von Karbonatgesteinen der Schieferhülle zusammengefaßt: Glimmermarmor, Kalkglimmerschiefer s. str. und dünnblättrige Kalkphyllite. Allen gemeinsam sind der Karbonatgehalt, die meist bläulich graue Färbung im frischen Anbruch, die mit Muskowit- (Serizit-) und Chloritblättchen belegten „s“-Flächen und die bräunlichen, rauhen Verwitterungsflächen.

Glimmermarmor: es sind festere, nur schwach verschieferte Lagen in den Kalkglimmerschiefern. Im unverwitterten Gestein zeigt der Anbruch bläulich graue, aber auch bläulich bis gelbe Färbung. Karbonat ist grobkörnig. Muskowit ist auf den „s“-Flächen schuppig verteilt oder bildet feine dünne Lagen. Quarz ist öfters reichlich vorhanden. Manchmal zeigt er eine feine Fältelung an, die nachträglich einer Zerschering anheim fiel. Immer wittert er mehrere mm aus der Oberfläche hervor. Die Glimmerzüge machen die Fältelung kaum mit. Die Oberfläche des verwitterten Marmors ist ziemlich rau, von brauner Farbe und silbrigem Glanz. Diese festeren Lagen gehen im Streichen rasch in stärker verschieferte Kalkglimmerschiefer über, und sind so nur auf kurze Strecken verfolgbare. Westflanke des Barleiten Kogels, Rutschmulde südlich der Stickler Hütte und kleines Reinkarl.

Am Weg von den Zalussen Almen zur Stickler Hütte zeigen die Glimmermarmore im Bereich des Abraham Grabens eine leichte Bänderung. Einzelne dünne Partien zeigen in dem nur parallel verschieferten Gestein Zonen intensiver Kleinfältelung.

In den Glimmermarmoren des Kleinen Reinkarls schalten sich in cm bis dm Abständen dünne schwarze Phyllitlagen ein. Dadurch wird eine dunklere Färbung verursacht; auch leidet die Festigkeit, und die Marmore bilden große Blöcke mit schwarzer Oberfläche.

Im Hang südlich der Stickler Hütte, oberhalb der Rutschmulde, ist eine deutliche Verebnung des Hanges ausgebildet (altes Talniveau). Hier zeigen die Glimmermarmore schöne Karsterscheinungen. Neben Karrenfeldern wurden auch tiefe Karstschlotte gebildet.

Kalkglimmerschiefer: Gegenüber den Glimmermarmoren sind sie wesentlich fester verschiefert. Dunkle, cm-starke Phyllitlagen sind

ebenso häufig wie festere, an den Glimmermarmor erinnernde, dünne Schichten. Die verwitternde Oberfläche ist meist silbrig grau, nur selten mit einem Stich ins Grüne, der Schutt feintafelig und blättrig. Südlich der Stickler Hütte und bei der Kreuzhöhe wurde leuchtend grüner Fuchsit auf den „s“ Flächen gefunden.

Bei starker ebenflächiger Durchbewegung entstehen papierdünne **Kalkphyllite**. Diese sind in der Färbung wesentlich dunkler und weisen oft Übergänge zu dunklen Tonphylliten auf. Anstehend sind sie nur selten zu finden, da sie fast immer von einer geringmächtigen Schuttdecke verhüllt sind. Selbst in Wänden sind gerade diese phyllitischen Kalkglimmerschiefer von feinem Schutt und Humus überrollt. Im Grenzbereich zu den dunklen Phylliten ist die Abgrenzung durch die ähnliche Ausbildung oft erschwert, vor allem in Hängen, die isoklinal sind.

Dunkle kalkarme Phyllite

Zwischen Murtörl und Falscheck ist den Kalkglimmerschiefern eine mächtigere Zone kalkarmer, dunkler Phyllite eingeschaltet. Sie ist quer durch den Hang der Hiasbauernstellen bis zum Talboden verfolgbar und im Gebiet südlich der Stickler Hütte noch vorhanden, jedoch infolge der Schuttüberrollung nicht mehr kartierbar. Weiters findet man solche dunkle Phyllite im Bereich der Göll Alm und in den nach Norden gegen das Zederhaus Tal verlaufenden Kämmen der Röth Spitze, des Pleissnitz Kogels und der Kreuzhöhe. Es sind schwarze, glänzende, kalkarme Phyllite, die unscharf begrenzt in den Kalkglimmerschiefern stecken. Im Kamm von der Kreuzhöhe nach Norden erscheinen sie etwas gröber im Korn und gleichen feinsandigen Schiefern. Immer ist der Übergang von Kalkglimmerschiefer zu Kalkphylliten zu dunklen kalkarmen Phylliten deutlich ausgeprägt. Fast immer findet man sie in Rollstücken; sie sind aber durch die Bildung von Mulden gut erfaßbar. Diese Mulden sind stärker begrünt und in den höheren Lagen wächst häufig blauer Eisenhut besonders kräftig.

Sandige — tonige Kalkphyllite

Von der Brücke im Abraham Graben setzt in den Kalkglimmerschiefern ein schwarzes, grobkörniges, dünnstiefriiges Schieferband ein. Es zeigt dünne cm dicke, feste, quarzistische Lagen, die nie dicker als 4 cm werden. Dieses Band streicht im Hang zur Göll Alm steil hinauf und wird beim Schafsammelplatz an die 8 m mächtig. Im Streichen wird es manchmal blättriger, phyllitischer und stellenweise auch ziemlich kompakt. Die phyllitische Ausbildung überwiegt jedoch. Als Rippe anstehend läßt sich über weite Strecken verfolgen. Unterhalb der Kote 2338, zwischen Plankowitz Spitze und Röth Spitze, zeigt sich plötzlich eine hellgraue Ver-

färbung. Intensive Durchbewegung verursacht Walzen und Stengel. Die Oberfläche wird rauher, und lokal macht sich ein größerer Gehalt von Karbonat bemerkbar.

Zwei weitere solche auf längere Strecken verfolgbare Einlagerungen findet man im Lanschütz Kar.

Kalk-, Dolomit-, Quarzitbrekzie

Im Liegenden des Weißecks schaltet sich zwischen die dunklen und hellen Phyllite ein bis zu 60 m mächtig werdender Kalkglimmerschieferzug ein, der zum Großteil brekziös ausgebildet ist. Er beginnt im Osten bei Kote 2536 nördlich der Felskar Spitze und streicht nördlich der Rieding Scharte zum Gipfel des Großen Reichesch Kogel. Von dort läßt er sich noch fast bis 130 m oberhalb der Örgenhas-Alm gegen Westen verfolgen.

In der Ausbildung gleichen die Brekzien manchen Liasbrekzien des Hochfeind- Weißeneckzuges der südlichen Radstädter Tauern. In einem rauhwackigen, karbonat-quarzitischen, tonigen Bindemittel sind hellgraue und dunkle, fast schwarze Kalk- und Dolomitgerölle eingelagert. Diese sind fast immer stark ausgewalzt. Eine Kornsortierung ist festzustellen. Die Größe der Komponenten schwankt zwischen 0,5 und 10 cm. Die Verwitterungsfarbe ist gleich der der Kalkglimmerschiefer, hellbraun bis silbriggau, wobei die Dolomit- und Kalkgerölle graue feinraue Flecken bilden.

Den mannigfaltigen Schichtbestand dieses Zuges zeigt am besten ein Profil, das am Weg zum Weißeck aufgenommen wurde. Knapp unterhalb der Steilstufe, unterhalb der Kote 2575, quert nämlich dieser Zug den Hang zwischen Mur Tal und Vorderem Rieding (vom Hangend gegen Liegend).

Triadische Schichtfolge des Weißecks, stark verfaltete Rauhwacke, dunkle Kalkschiefer und zerhackter Dolomit des Anis.

8 m	dunkle und helle Phyllite, Chloritphyllite, Kalkglimmerschiefer und Marmor in Wechsellagerung.
3 m	gelber zerhackter Dolomit
0,8 m	Kalkglimmerschiefer
6 m	stengelig ausgewalzte Chloritphyllite mit reichlich Karbonat und Feinbrekzie
0,3 m	Chlorit- Serizitphyllit
0,5 m	Rauhwacke bis Glimmermarmor
3 m	Glimmermarmor und dünne Lagen von Feinbrekzie Grundmasse der Brekzie dolomitisch. In den Brekzienlagen tritt eine deutliche Kornsortierung auf.
1,8 m	Glimmermarmor mit cm starken Phyllitlagen
3 m	grobe Dolomitbrekzie, die im Hangenden allmählich in Glimmermarmor übergeht.

- 2,5 m Glimmermarmor
- 3 m grobe Dolomitbrekzie. Komponenten in dolomitischer Grundmasse werden bis zu 10 cm groß.
- 20 m Dolomitbrekzie mit dolomitischem und karbonat-quarzitischem bis tonigem Bindemittel in Wechsellagerung. Partien mit dolomitischem Bindemittel zeigen meist eine Kornsortierung von Grobkomponenten unten und kleine Körner oben.
- 6 m Dolomitbrekzie mit dolomitischem Bindemittel
- 2 m dünnstriefrige feinkörnige Dolomitbrekzie. Korngröße unter 1 cm, nur einige größere Dolomitgerölle werden bis zu 4 cm groß. Bindemittel karbonat-quarzitisch, im Hangenden tonig-phyllitisch.
- 4 m Dolomitbrekzie, feinkörnig und Kalkglimmerschiefer in Wechsellagerung und im Übergang.
- 2 m Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllit
- 2,5 m Glimmermarmor
- 2 m Kalkglimmerschiefer und Feinbrekzie ohne scharfe Grenze
- 1,5 m Feinbrekzie mit rauh-wackigem Bindemittel
- 1 m Glimmermarmor mit leichter Schieferung. Quarzlagen wittern aus der Oberfläche quer zum Streichen heraus. Sie sind Zeugen einer ehemaligen Faltung, die nachträglich zerschert wurde.
- 0,7 m Kalkglimmerschiefer
- 2 m Rauh-wackiger Glimmermarmor, stark durchbewegt. Dunkle und helle Phyllite und eine Serpentinlinse als Liegendes.

Sowohl nördlich, als auch südlich des Schwarzkogels wurden im Liegenden und Hangenden des Altkristallins intensiv gelbbraun verwitternde, bunte Dolomit- und Kalkbrekzien gefunden. Die Komponenten sind in einzelnen Lagen meistens kalkig, in anderen wieder vorwiegend dolomitisch. Die einzelnen Komponenten zeigen eine deutliche Abrollung, wurden jedoch in „s“ nur gering ausgewalzt. Mehrmals zeigen sich deutliche sedimentäre Übergänge zu Kalkphyllitlagen. An der Südseite des Schwarzkogels (im Liegenden des Altkristallins) zeigt die Kornsortierung eine aufrechte Lagerung, indem die Grobkomponenten in einer Brekzienlage unten sind und gegen oben in derselben Lage das Material allmählich feiner wird. Im Norden des Schwarzkogels (Brekzie im Hangenden des Altkristallins) sind die Verhältnisse gerade umgekehrt. Hier setzt eine Brekzienlage mit scharfer Grenze im Liegenden und mit Feinmaterial ein und wird gegen oben in der Korngröße größer — inverse Schichtfolge.

Etwa 300 m westlich der Jagdhütte im Vorder Rieding findet man im Wald mehrere Blöcke einer weiteren Brekzien-Art. Hier treten neben den Kalk und Dolomitkomponenten auch noch weiße Quarzitschollen auf. Diese sind oft cm dick und etliche dm lang ausgewalzt. Mehrere Lagen von Kalkphyllit die diesen Blöcken eingeschaltet sind, weisen auf die Zugehörigkeit dieser Brekzien noch zum Schichtbestand des Pennins hin; was auch der Fundlage entsprechen würde.

Serpentin

Dunkelgrüne, dichte Serpentine findet man sowohl im Kalkglimmerschiefer—Grünschiefer—Komplex als auch in den Schwarzphylliten. Es sind linsige Körper, die als Härtlinge morphologisch in Erscheinung treten. In der Größe sehr unterschiedlich, bilden sie westlich der Rieding Scharte eine Linse von nur wenigen Metern und bauen in der Röth Spitze den ganzen Gipfel auf. Das Gestein ist dunkelgrün, selten hellgrün, ohne parallele Schieferung, jedoch von zahlreichen Klüften wirr zerbrochen. An den Klüften bildet sich langfasriger Asbest (Chrysotilasbest). Nach den Schliften handelt es sich durchwegs um Antigoritserpentin, der aber schon mehr oder weniger stark in Chlorit umgesetzt wird.

Im Mikroskop: Serpentin westlich der Rieding Scharte

Antigorit:	bildet ein filziges, maschiges Grundgewebe, darin frisch sprossender Chlorit und fein verteilt Talk.
Chrysotil:	in den Klüften quergestellt (opt. +, Zone +, stärkere Doppelbrechung als Antigorit farblos, fasrig — Chrysotil.
Chlorit:	dem Klinochlor nahestehend, bildet im Antigoritfilz meistens eckig begrenzte Blättchen oder nur langgestreckte unscharfe Züge. Im Talk folgt eine streng parallele Richtung, so daß bei + N eine ehemalige Struktur vorgetäuscht wird.
Talk:	In Nestern und Flecken angehäuft und im Antigoritfilz fein verteilt.

Zunächst fällt das Antigoritgewebe auf. In dem filzigen und maschigen Netzwerk ist in den Zwickeln der einzelnen Antigoritblättchen etwas Talk eingestreut. Chlorit zeigt eine bevorzugte Wachstumsrichtung. Quer zu diesen Chloritschnüren und durch das Antigoritgewebe ziehen einzelne Scherklüfte, die von quergestelltem Chrysotil ausgeheilt sind. Bei Durchdringung dieser Klüfte folgt der Chlorit parallel den Chrysotilfasern — Prinzip der Wegsamkeit, nimmt aber dann wieder die frühere Richtung des Wachstums an. An einer Stelle hat es den Anschein, als ob die Chrysotilklüfte nicht nur eine Talklinse durchschlagen, sondern vom Talk selber wieder durchwachsen werden.

An der Randzone des Serpentin von der Röth Spitze findet man geringmächtigen Talkschiefer und Strahlstein. Der Übergang von stark zerschertem Serpentin zu Talkschiefer ist gut aufgeschlossen. Zunächst zeigt sich, wie der Serpentin in einzelne kleine Bröckchen zerfällt, die in einer talkigen Masse schwimmen; aus der geht dann der reine weiße Talkschiefer hervor. Diese Talkschiefer dürften ihre Entstehung der starken Zerschörung, Metamorphose, Umkristallisation und einer möglichen Stoffwanderung verdanken.

Die Serpentinlinsen bei der Pfeifenberger Alm im Murtal, in der Göll Alm und der Pfeifenberger Alm im Nahendfeld zeigen die Spuren einer reichlichen Vererzung. Stollenmundlöcher zeugen von einem einstigen bergmännischen Abbau.

Im Serpentin als Gangart wurde an Erzen Chromit, Magnetkies (auch als Einschluß in Chromit), Kupferkies und Hämatit gefunden.

Grünschiefer

Es ist wohl das markanteste Schichtglied der nördlichen Tauernschieferhülle. Leuchtend grüne bis gelbgrüne Färbung, fester Kornverband und meist nur schwache Schieferung lassen dieses Gestein vorzüglich im Landschaftsbild hervortreten. Fast immer bilden sie kleine Rippen und Steilstufen. Ihre Mächtigkeit ist sehr verschieden manchmal nur etliche Meter, und dann anschwelend bis zu 40 und mehr Meter. Lagen von Epidot und Plagioklas lassen intensive Durchbewegung erkennen, Falten, Walzen und Fältelungen sind im mm und auch m-Bereich prächtig aufgeschlossen. Ebenflächige Verschieferung ist im allgemeinen nur schwach ausgebildet, hauptsächlich an den Randpartien der einzelnen Grünschieferzüge. Die Grenze zu den Kalkglimmerschiefern ist oft Quellhorizont: so am Weg vom Murtörl zum Nebelkareck, bei den Zalussen Almen, im Griesner Kar, der Lanschütz und der Zoponitzen.

Hauptgemengteile sind Epidot, Plagioklas, Chlorit. Nebengemengteile sind Serizit, Quarz, Karbonat, Erz und Zoisit.

Epidot bildet gelbgrüne feinkörnige Lagen im ansonsten dunkler gefärbten Gestein — Chlorit. Plagioklas ebenfalls in Lagen, aber auch nur in Nestern. Es sind die weißen Partien im Gestein. Eine Reihe von derartigen, weißen Lagen und Linsen wurden im Schliß untersucht. Immer fand sich ein dichtes Plagioklasplaster und nur untergeordnet Quarz und einmal mehrere Körner von Karbonat. Irgendwelche Relikte konnten nicht gefunden werden.

Im Mikroskop: Grünschiefer vom Bloß Kogel

Albit: An-Gehalt 2—3%. Bildet feinkörnige Lagen und Nester, xenomorph, nur selten verzwilligt (Albitgesetz). Wenn sich keine Spaltrisse oder Zwillingsnähte zeigen, nur schwer von Quarz zu unterscheiden.

- Epidot:** Pleochroismus von hellgrün zu gelblich und farblos. Feinkörnig in Lagen: 0,03—0,06 mm. Nur einzelne Individuen größer, maximal bis 0,2 mm. Vereinzelt zeigt sich Zonarbau, im Kern Fe reich. nz grün, nx gelblich, opt +, Zone —, 2Vx um 5°. Interferenzfarbe gegen grüngrau. In kleinen Schmitzen meistens in den Epidotlagen.
- Muskowit:** mit Chlorit manchmal verwachsen.
- Quarz:** Untergeordnet im Albitpflaster, öfters kräftig undulös auslöschend.

Grünschiefer von der Wasserfallscharte (westlich des Kartenrandes im obersten Hinter Rieding Tal, Übergang zum Großarl Tal) vom Prabitsch Kogel oder Nebelkareck zeigen ähnliche Schliffbilder.

Im Mikroskop: Grünschiefer vom Nebelkareck.

- Albit:** gleich wie vorhin
- Epidot:** Feinkörnig im Grundgewebe und größere Körner mit undeutlichem Zonarbau, letztere dürften als Porphyroblasten während und nach der Deformation weitergewachsen sein (?).
- Chlorit:** reichlicher als im früher beschriebenen Schliff, nz grün, nx hellgelblich bis farblos.
- Karbonat:** einzelne größere Schmitzen
- Muskowit:** Serizitschüppchen in den Epidot-Chloritlagen
- Illmenit:** mit schönen Leukoxenrändern
- Zoisit, Quarz und opake Substanz (Graphit oder Erz)

Die Grünschiefer im Hinter Rieding Tal sind stellenweise reichlich vererzt: Pyrit und Kupferkies, und waren Anlaß eines regen Bergbaues. Mehrere Stollenmundlöcher und Pingen bei der Wasserfallscharte sind heute die letzten Zeugen. Am Weg zur Nebelkareck Scharte zeigt sich in der östlichen Wand eine deutliche giftig grüne Verfärbung bei einem Quellenaustritt — Oxydationswässer.

In den ersten liegenden Metern des untersten Grünschieferzuges in der Frisching Höhe zeigt sich eine starke Albitporphyroblastenbildung. Die Ausbildung dieser Albite gleicht denen in den basalen Albitknötchenschiefern. Ferner wurden im Schliff dieses Grünschiefers noch gefunden:

Biotit (nz dunkelgrün, nx hellgrün, fast einachsige) lichtgrüne Hornblende, Karbonat und Erz, außer dem gewohnten Epidot und Albit. Chlorit, der an den Rändern des Biotits angereichert ist, steht den Penninen nahe: nz intensiv grün, nx gelblich grün, opt. +, Zone —. Interferenzfarbe tiefrot gegen violett. Albit des Grundgewebes xenomorph, körnig und spiegelklar.

STARK untersuchte die Grünschiefer des Klammkalk-Arlar und Gasteiner Gebietes (1939, 1940 und 1950). In den Grünschiefern der Klammkalkzone und der hangenden Schieferhülle fand er Relikte von primärem Augit (Diabasaugit) und primärer Hornblende. In

den Grünschiefern der liegenden Schieferhülle sind derartige Relikte sehr selten, da die Gesteine einer stärkeren Metamorphose unterlagen. Dabei wandelte sich Augit in sekundäre Hornblende und Chlorit um. Albit bildete sich aus ursprünglich An-reicheren Plagioklasen neu, wobei die An-Komponente nun im Epidot und Karbonat eingebaut wurde. So fanden sich in diesen südlicher und tiefer gelegenen Grünschiefern auch keine ophitischen, porphyrischen und fluidalen Strukturen mehr. Im allgemeinen wird angenommen, daß die Grünschiefer bei der Metamorphose aus Diabasen und Diabastuffen hervorgegangen sind.

Helle und dunkle Phyllite

Es gibt dunkelgraue bis schwarze, und dann wieder helle, silbrig-graue, papierdünn verschieferte Phyllite. In der Regel arm an Karbonat. Hauptgemengteile sind feinstkörniger Quarz, Serizit und graphitische Substanz. Je nach der Menge der graphitischen Imprägnierung ist die Färbung heller oder dunkler oder fast schwarz. Der Schutt ist feinblättrig und bildet in steileren Hängen wunderschön ausgebildete Schuttzungen. Im Liegenden gegen die Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer zu, zeigt sich eine Zunahme der Metamorphose. Serizit ist reichlicher und gröber auf den „s“ Flächen zu finden.

Fast schwarze Ausbildung zeigen die Phyllite des Zuges Jäger Spitze—Sommerleiten Kogel, und zahlreiche dünne Lagen im Kamm Großer Reiches Kogel—Rieding Spitze.

Ansonsten sind es wohl mehr mittelgrau bis hellgraue Phyllite, deren lokale dunklere Verfärbung auch durch eine stärkere Durchfeuchtung verursacht werden kann.

An der Straße von Zederhaus nach Wald und auch am Almweg zu den Hütten im Nahendfeld findet man in den nur schlecht aufgeschlossener Phylliten Linsen von schwarzen Phylliten mit dichtem Albitpflaster in Rollstücken.

Kalkreiche dunkle Phyllite

Im Bereich der Felskar Spitze, unterhalb des Jagdhäuschens am Kamm des Bloßkogels gegen das Zederhaustal und im Vorderen Rieding Tal zeigen die hellen und vor allem die dunklen Phyllite eine stärkere Beimengung von Karbonat. Manchmal bilden sich direkt Kalkphyllite, die denen des Kalkglimmerschiefer—Grünschiefer—Komplexes sehr ähnlich werden. Da ihnen jedoch die für die Kalkphyllite so typischen Kalkschieferbänder fehlen, glaube ich doch, sie den hellen und dunklen Phylliten beizordnen zu müssen. Bemerkenswert ist überhaupt die Zunahme des Karbonatge-

haltes in den Phylliten in der Nähe des Unterostalpins. Derartige karbonatische Phyllite stellen sich nämlich auch am Weg von Wald zu den Almen des Rieding Tales ein. Im Ahgraben schalten sich noch bläulich graue Bändermarmore von 0,5 bis 1 m Mächtigkeit in die Phyllite ein. Der Ausbildung nach gleichen sie den Glimmermarmoren des Abrahamgrabens im Murtal, wenngleich die Metamorphose wesentlich geringer ist.

Quarz — Serizit — Chloritphyllit

Vor allem an der Basis der mächtigen Schwarzphyllite zeigen helle Phyllite einen hohen Gehalt an Quarz und Chlorit. Im Verband mit Grünschiefern ergab sich dadurch eine große Ähnlichkeit. Die Phyllite sind grün bis hellgrün, fester und dickschichtiger. In Abständen von einigen dm treten fast weiße Quarzitlagen auf. Für die Abtrennung von Grünschiefern waren folgende Merkmale ausschlaggebend: Stärkere ebenflächige Durchbewegung, das Fehlen von Epidotlagen, die hellen Quarzitlagen, und die meist hellgrüne sonst noch drei größere Epidotkörner mit Zonarbau, Apatit, Eihervortretende Rippen und Kuppen.

Ein Schliff vom Prabitsch Kogel zeigt im Mikroskop ein dichtes, stark gefaltetes fasriges Gewebe von Serizit und Chlorit. Außer der Fältelung zeigt sich im Schliff noch eine nachträgliche Zerschierung, wobei aber noch Serizit und Chlorit quer zu der Zerschierung gebildet wurde. Quarz ist in diesem Schliff in nur geringer Menge, stark undulös auslöschend und meist in Nestern. Ansonsten noch drei größere Epidotkörner mit Zonarbau, Apatit, Eisglanz und Pyrit.

Besonders quarzhältige Phyllite scheinen am Weg von der Stickler Hütte zur Rieding Scharte auf. Karbonat fehlt, oder ist nur von untergeordneter Beimengung. Chlorit und größerer Serizit ist auf den „s“Flächen ziemlich verschmiert.

Chlorit — Serizitphyllit (mit Karbonat)

In den Hängen östlich der Almen im Hinter Rieding Tal zum Schwarz Kogel und Pfeffer Kogel zeigen die hellen grünen Phyllite reichlich Karbonat. Chlorit ist verschmiert, und Serizit tritt an Menge zurück. Feine, dünne, cm dicke Karbonatlagen durchziehen das Gestein und geben ihm größere Festigkeit. An den „s“Flächen erscheint Karbonat meist in Form von kleinen, baunen, rauhen Flecken.

Im Schliff zeigt sich Karbonat und Chlorit in Lagen. Karbonat bildet ein grobkörniges Pflaster mit Einschlüssen von glatt auslöschenden runden Quarzen. Ansonsten noch etwas Epidot, Apatit und manchmal Erz.

Zusammenfassung

Aus dem bisherigen geht hervor, daß man sich in einem Gebiet kristalliner Schiefer befindet. Neben magmatogenen Gesteinen wurden auch Sedimente durch Regionalmetamorphose und Metasomatose strukturell und stofflich verändert. Die **Granitgneise** des Aufnahmegebietes zeigen, daß die Umprägung unter Bedingungen der Grünschiefer-Fazies (Epizone nach F. BECKE) stattfand, und zwar unter denen der Muskowit-Chlorit-Biotit-Subfazies. So sproßte im Mureckgneis noch Biotit auf (para bis posttektonisch), der wieder in Umwandlung zu Chlorit begriffen ist. Die Feldspate weisen eine starke Änderung ihres Chemismus auf. Die Kalifeldspate liegen heute in Form von Perthiten und Schachbrettalbiten vor; die Plagioklase zeigen kräftige Füllung durch Klinozoisit und Muskowit; ursprünglich wohl basischer als heute wurden sie infolge einer Na-Zufuhr sauer erneuert, wobei die Ca-Komponente etwa im frisch gebildeten Epidot eingebaut wurde. An Quetschzonen fand kräftige phyllonitische Durchbewegung statt. Die Feldspate wurden instabil, Quarz, Muskowit und z. T. Chlorit bildeten sich neu, und es kam zur Bildung von Weißschiefern, die schließlich den sedimentogenen Quarziten verteuftelt ähnlich werden.

Den Gneisgraniten sind eine Reihe **basischer Schollen** eingelagert. Dabei handelt es sich um Amphibolite der Albit-Epidot-Amphibolitfazies (höhere Mesozone), die jedoch in der Grünschieferfazies instabil wurden. So befinden sich die Hornblenden in Umwandlung zu Biotit und Chlorit unter Neubildung von Epidot und Karbonat. Es sind demnach diaphoritische Gesteine, die nach L. KOBER ursprünglich die prävariszische Schieferhülle bildeten (Altes Dach), in die dann der Zentralgranit intrudierte.

Über diesem Zentralgneiskomplex folgen nun die mächtigen **Schieferhüllserien**, die sich grob in drei Abteilungen gliedern lassen zu unterst Glimmerschiefer und Phyllite ohne Ophiolithe und Karbonatgesteine, dagegen mit kennzeichnenden Graphitquarziten. Darüber liegen dann die mächtigen Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer, z. T. mit Einschaltungen von Dolomitbrekzien und tonigem Material. Als höchster Komplex folgt die Serie der mächtigen dunklen und hellen Phyllite mit nur geringen Einschaltungen von Ophiolithen und Übergängen zu Kalkphylliten. Die liegenden Glimmerschiefer bis Phyllite unterscheiden sich von den hangenden Phylliten am markantesten dadurch, daß in ihnen nicht nur Serizit sondern auch großschuppiger Muskowit para bis posttektonisch kristallisieren konnte. Dabei weist dieser Komplex eine sehr kräftige Mineralisation auf. Vor allem sproßte Albit, Chloritoid und Disthen und untergeordnet auch etwas Granat und Biotit, die beide jedoch in Umwandlung zu Chlorit begriffen sind. Dieses reichliche

Aufsproßen von para bis posttektonisch gebildeten Mineralen mag wohl mit der Nähe des Zentralgneises und einer Remobilisierung dessen bei der Orogenese im Sinne Ch. EXNERS zusammenhängen. Kennzeichnend für diese Glimmerschiefer und Phyllite der liegenden Schieferhülle ist der etwas höhere Metamorphosegrad (Muskowit-Chlorit-Biotit-Subfazies im Gegensatz zur Muskowit-Chlorit-Subfazies der hangenden, mächtigen, hellen und dunklen Phyllite), und die stellenweise sehr intensive Porophyroblastenbildung. Die Phyllite der hangenden Schieferhülle sind recht eintönige Gesteine, die praktisch nur aus Serizit, Quarz und Chlorit bestehen und mehr oder weniger stark graphitisch imprägniert sind, wodurch die verschiedene Graufärbung bedingt ist. Wichtig für diesen Komplex ist das Auftreten primär sedimentär eingelagerter karbonatreicher Schichten, wie im weiteren noch gezeigt wird und die dem liegenden Glimmerschiefer-Phyllitkomplex fehlen.

ZUR SCHICHTFOLGE DER SCHIEFERHÜLLE

Infolge der alpinen Orogenese erlitten die Gesteine der Schieferhülle eine starke metamorphe Umprägung. Dabei wurden nicht nur sämtliche möglichen Fossilspuren wahrscheinlich zerstört, sondern gleichzeitig auch das Erkennen des ursprünglichen Sedimentcharakters wesentlich erschwert. Jeder Versuch diese mächtigen, sich mehrfach wiederholenden Schichtfolgen stratigraphisch zu gliedern, beruht auf Vergleichen der einzelnen Schichtglieder untereinander und Vergleichen von Schieferhüllprofilen mit Profilen benachbarter Gebiete, wo infolge einer geringeren Metamorphose doch noch Reste von Fossilien erhalten blieben und daher eine gesicherte zeitliche Gliederung der Serien gelang.

Brekzien der Schieferhülle besitzen als Komponenten oft Kalk- oder Dolomitgerölle, die Kalk- oder Dolomitkomplexen derselben Einheit entstammen dürften. So kann für diese Brekzien jüngerer Bildungsalter gegenüber den Kalken und Dolomiten angenommen werden. Da diese Brekzien häufig in stratigraphischem Verband zu den Kalkglimmerschiefern stehen und niemals Grünschiefergerölle führen, so werden die Kalkglimmerschiefer und Brekzien als ziemlich gleich alt, die Grünschiefer jedoch als jünger angesehen.

Im Sinne der Deckentheorie grenzte die unterostalpine Geosynklinale mit ihrem Nordrand an den Südrand des penninen Sedimentbeckens an. Es ist daher verständlich, daß man bei einer Seriengliederung der Schieferhülle vor allem die Radstädter Schichtfolgen zum Vergleich heranzieht. Das schon aus dem Grund, weil im Unterostalpin der Radstädter Tauern die triadische Schichtfolge zum Teil durch Fossilien belegt ist und daher als ziemlich gesichert

angenommen werden kann. Andere Gebiete, die sich zu solchen Serienvergleichen gut eignen, sind die unterostalpinen Tarntaler Berge und natürlich die penninen Bereiche der Westalpen, etwa Graubünden, Tessin und Wallis.

Weiter oben wurde schon gezeigt, daß F. BECKE 1908 die Schieferhülle im obersten Murtal, ähnlich wie früher weiter im Westen in eine Obere- und Untere Einheit gliederte. Diese Zweiteilung der Schieferhülle wurde von Ch. EXNER und S. PREY 1939 modifiziert: Ch. EXNER (1939, p. 288):

- c. Phyllit-Grünschiefergruppe
 - b. Kalk-Dolomitgruppe
 - a. Glimmerschiefer-Quarzitgruppe
- Zentralgneis

- S. PREY (1939, p. 59):
- c. Masse der dunklen Phyllite mit wenig Kalkglimmerschiefer und Praseniten
 - b. Kalkglimmerschiefer und Prasenite mit Einschaltungen von Serpentin und dunklen Phylliten und Dolomiten
 - a. schwarze graphitische Glimmerschiefer und Phyllite mit wenigen hellen Glanzschiefern, Kalkglimmerschiefern, Quarzit und Prasinit
- Zentralgneis

Die Gliederung von Ch. EXNER und S. PREY wurde von mir während der Feldaufnahme bestätigt.

Angeregt durch die jüngst neu aufgeflamnte Diskussion über die zeitliche Abfolge der Schieferhüllserien im Bereich der mittleren Hohen Tauern, möchte ich hier den Versuch unternehmen eine altersmäßige Abfolge des Schichtbestandes der Schieferhülle im Aufnahmegebiet zu besprechen. Ich nenne es absichtlich einen Versuch, denn bei der folgenden stratigraphischen Gliederung bin ich mangels von Fossilfunden nur auf Vergleiche der Gesteinsausbildung im Aufnahmegebiet zu der in anderen Gebieten angewiesen.

Vor dem Krieg bestanden grundsätzlich zwei verschiedene Ansichten über das Alter der mächtigen, dunklen, graphitischen Glimmerschiefer und Phyllite, des mächtigsten Schichtgliedes der Schieferhülle: Paläozoikum einerseits und Mesozoikum andererseits. Heute vollzog sich jedoch ein Wandel der Meinungen. G. FRASL gelang eine Gliederung in paläozoische und mesozoische dunkle Phyllite. Die Differenzen liegen heute in folgendem Problem: sind die dunklen, mesozoischen Phyllite der Tauernschieferhülle jünger oder älter als die Kalkglimmerschiefer, über deren jurassisches Alter man allgemein einig ist. Hier stehen sich die Ansichten von Ch. EXNER und G. FRASL gegenüber.

1957 gibt Ch. EXNER folgenden erdgeschichtlichen Entwicklungsvorgang (p. 151 ff.) für den Tauernbereich:

Nach der Ablagerung der altpaläozoischen bis unterkarbonen Sedimente und der Intrusion des zentralgranitischen Magmas, setzte nach der variszischen Orogenese eine Erosionsphase ein. Stellenweise wird die altpaläozoische, zum Teil polymetamorphe Schieferhülle („altes Dach“) des Zentralgneises gänzlich abgetragen, vor allem im Norden der Gneiskörper. Während des Jungpaläozoikums, Oberkarbon bis Perm, sedimentierten Sande, Arkosen und tonige Sedimente mit organischen Substanzen, die bei der alpinen Metamorphose zu Quarziten, Paragneisen, Graphitquarziten und Graphitphylliten bis Glimmerschiefer umgewandelt wurden.

Die prätriadische Erosion bildet eine Fastebene aus. Stellenweise wird die paläozoische Schieferhülle gänzlich abgetragen: Angertal-Stubnerkogel-Erzwiese, und Triasquarzit und Dolomit sedimentieren direkt auf Granit. Weiter im Osten, zwischen Gasteiner- und Arltal bleiben noch Teile der jungpaläozoischen Serien erhalten. Trias bildet sich in penninischer Fazies aus.

In der Jura-Unterkreidezeit sind in der penninischen Geosynklinale zwei Teiltröge zu unterscheiden. Über dem Zentralgneis folgen über einer gering mächtigen Trias wenig Kalkglimmerschiefer, dafür ein mächtiger Oberjura-Kalk, Angertalmarmor, der dem Hochstegenkalk vergleichbar ist und darüber dann die kalkarmen Phyllite der Mittleren Schwarzphyllitzone. Geringer Diabasvulkanismus. Der südlichere Trog aus dem das Deckensystem der Oberen Schieferhülle hervorgeht, zeigt andere fazielle Bedingungen. Über der Trias mächtige Mergel (Kalkglimmerschiefer mit Diabasdecken [Grünschiefer]) und mächtigen tonigen Serien (Obere Schwarzphyllitzone).

Die mesozoische Sedimentationsabfolge lautet daher bei Ch. EXNER stark vereinfacht:

Dunkle Phyllite (oben)
Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer
Trias (unten)

Auf den Arbeiten von L. KOBER, R. STAUB, A. HOTTINGER, H. P. CORNELIUS und E. CLAR, H. HOLZER und Ch. EXNER aufbauend gelangte G. FRASL zu einer anderen Sedimentationsabfolge. Im Bereich der mittleren Hohen Tauern sieht er im Gebiet

des Seidlwinkel- Fuscher Tales über der Trias zunächst kalkarme Phyllite und dann erst die Kalkglimmerschiefer sedimentiert. Seine stratigraphische Gliederung lautet daher:

Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer (oben)
kalkarme Phyllite
Trias (unten)

Genauer werde ich jedoch im Folgenden auf diese Arbeiten eingehen. Hier seien sie nur kurz gegenübergestellt.

Nach diesem ganz kurz gehaltenen historischen Rückblick, will ich im Folgenden nochmals eine Gliederung der einzelnen Serien anführen. Es treten nur geringfügige Änderungen gegenüber den Gliederungen von Ch. EXNER 1939 und S. PREY 1939 auf, jedoch entspricht diese Gliederung zum Teil der heutigen Lagerung der Gesteine im Aufnahmegebiet, bildet jedoch auch gleichzeitig eine stratigraphische Abfolge.

Serie C: dunkle und helle Phyllite, nur untergeordnet karbonathältige Phyllite

Serie B 3: Grünschiefer und Serpentin

2: Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite mit tonigen Lagen, Kalkmarmor, Dolomitm Brekzien

1: Quarzit, Rauhwanke, Kalk und Dolomit

Serie A: dunkle Glimmerschiefer und Phyllite, dichte Graphitquarzite, jedoch keine karbonathältigen Gesteine als primäre Einlagerung.

Die dunklen Glimmerschiefer und Phyllite der Serie A sind den Gesteinen der Unteren Schieferhülle i. S. F. BECKE, H. P. CORNELIUS und E. BRAUMÜLLER, oder der basalen Schieferhülle i. S. Ch. EXNER gleichzusetzen. Die Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer der Serie B wurden weiter im Westen von F. BECKE, H. P. CORNELIUS und E. BRAUMÜLLER in der oberen Schieferhülle vereinigt. Die dunklen Phyllite der Serie C bilden im mittleren Tauernbereich die Fuscherphyllite (i. S. E. BRAUMÜLLER beziehungsweise die Nordrahmenzone (H. P. CORNELIUS & E. CLAR)). Die Serien B und C entsprechen auch dem Deckensystem der Oberen Schieferhülle i. S. Ch. EXNER und der Oberen Schieferhüllendecke i. S. A. TOLLMANN.

SERIE A: Dunkle Glimmerschiefer und Phyllite Graphitquarzite.

Diese dunklen Glimmerschiefer und Phyllite über dem Mureckgneis unterscheiden sich von den Phylliten der Serie C nur durch den höheren Grad der Metamorphose, den großen Gehalt neugeproßter Minerale wie Albit, Chloritoid, Disthen, Granat und Mus-

kowit. Diese Mineralbildung zeigt Erscheinungen para- bis postkinematischer Kristallisation. Ein weiteres deutliches Unterscheidungsmerkmal besteht in den sedimentär eingelagerten, schwarzen, dichten Graphitquarziten und dem Fehlen jeglicher karbonatführender Gesteine als primär sedimentäre Einschaltung. Der höhere Metamorphosegrad ist kein altersmäßiges Kriterium, sondern zeigt nur die Nähe des Zentralgneises, der im Sinne von Ch. EXNER während der alpinen Orogenese remobilisiert wurde. Die eingelagerten Graphitquarzite sind so das einzige Schichtglied, das man zu einer stratigraphischen Einstufung dieses Komplexes heranziehen kann. Sie unterscheiden sich von quarzreichen, festen Lagen der Serie C dadurch, daß niemals, weder im Handstück noch im Schriff, Karbonat nachgewiesen werden konnte.

Sowohl aus der Schieferhülle des Granatspitzkernes, als auch aus der Fuscher Schieferhülle wurden von H. P. CORNELIUS, E. CLAR derartige Graphitquarzite eingehend beschrieben (1939, p. 45 u. 211) H. P. CORNELIUS schrieb 1939, p. 211: „Diese Quarzite erwecken hinsichtlich ihrer Natur einen ganz bestimmten Verdacht: daß sie nämlich aus Lyditen hervorgegangen wären. Sicher bestätigen ließ sich dies allerdings nicht: denn eine unmittelbare Vergleichung ist durch die Umkristallisation doch ausgeschlossen, und Radiolarien oder gar Graptoliten wurden natürlich erst recht nicht gefunden. Wohl dafür spricht das zum Teil ferritische Pigment.“

H. P. CORNELIUS sieht in diesen Quarziten und in den, diese Quarzite begleitenden, dunklen Phylliten paläozoische Bildungen, und zwar eher Glieder der „vorvarizischen Serie“ (1939, p. 272). Ch. EXNER weist ebenfalls auf diese Graphitquarzite hin, die nur in der basalen Schieferhülle vorkommen (1957, p. 47). Er sieht in diesen Quarziten eher jungpaläozoische Bildungen (1957, p. 151). In die altpaläozoischen Sedimente drang ja höchstwahrscheinlich, wie heute allgemein angenommen wird, das zentralgranitische Magma ein. Diese Teile der „Schieferhülle“ findet man heute in Form der Amphibolite, Paragneise und in den basischen Schollen an den Rändern des Zentralgneises („Altes Dach“ nach L. KOBER).

Dunkle, graphitische Quarzite wurden jedoch auch in tektonisch höheren Teilen der Schieferhülle gefunden. So schied A. HOTTINGER am Tauernnordrand reichlich Graphitquarzite aus (1935, p. 266 u. Karte). Aber schon E. BRAUMÜLLER konnte 1939 nachweisen, daß diese Quarzite in Karbonatquarzite übergehen, ja sogar Dolomitgerölle führen (1939, p. 87) und daß daher diese Graphitquarzite von A. HOTTINGER nicht mit jenen von H. P. CORNELIUS vergleichbar sind.

Ich selber konnte im letzten Sommer in Profilen aus der Brennkogel Decke (i. S. H. P. CORNELIUS und E. CLAR), sowohl am

Nordkamm des Brennkogels, als auch im Gebiet des Schwarzkopfes, schwarze Quarzite beobachten. Doch unterscheiden sich diese Quarzite von den eigentlichen Graphitquarziten der basalen Schieferhülle dadurch, daß in ihnen immer wieder Karbonat, selbst schon mit freiem Auge, nachgewiesen werden kann, und daß diese graphitischen Quarzite der höheren Schieferhülle im Streichen immer wieder in dunkle Karbonatquarzite und feinkörnige Dolomitbrekzien übergehen. Gerade aber dieses stratigraphische Übergehen in Karbonatquarzit und Dolomitbrekzien zeigt das jugendliche Alter dieser stärker graphitisch imprägnierten Quarzite in den höheren Teilen der Schieferhülle an. Prof. Ch. EXNER zeigte mir in liebenswürdiger Weise ein Handstück eines dichten Graphitquarzits aus dem Gebiet des Nufenen Passes (junge Bündnerschiefer). Auch bei diesem Typ, der, den Graphitquarziten der Serie A täuschend ähnlich ist, konnte, schon mit freiem Auge und mit Salzsäure, ein geringer Karbonatgehalt nachgewiesen werden.

Jedenfalls sind diese feinen, dichten Graphitquarzite der Serie A bessere Zeugen für paläozoisches Alter als für Mesozoikum, das bestimmt neben Graphitquarziten noch andere typische Merkmale geliefert hätte. (Karbonatquarzite, Dolomitbrekzien, Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer). Ich schließe mich da der Auffassung von Ch. EXNER an, und sehe in den Gesteinen der Serie A (=basale Schieferhülle Exners) metamorphe, paläozoische, und zwar eher wohl jungpaläozoische Sedimente.

SERIE B, I: Quarzit, Rauhwacke, Kalk und Dolomit.

Zwei verschiedenartige fazielle Ausbildungen müssen bei dieser Serie beachtet werden: einmal Quarzit — Dolomitmarmor über dem Zentralgneis, und zweitens eine Reihe kleiner Dolomitlinsen, die im Aufnahmegebiet vorwiegend an der Obergrenze des Kalkglimmerschiefer Grünschieferkomplexes auftreten. Zunächst seien letztere kurz besprochen: Auf Seite . . . wurden eine Reihe kleiner Kalk- und Dolomitlinsen beschrieben, die in ihrer Ausbildung stark an unter- bis mitteltriadische Dolomite des Unterostalpins erinnern. Das eindruckvollste Vorkommen befindet sich im Abrahamgraben oberhalb der Kote 1910 (Taf. 10, Fig. 2). Hier blieb eine ganze Schichtfolge mit Quarzit und Rauhwacke an der Basis und dunklen und hellen Kalkmarmoren und Bändermarmoren im Hangenden erhalten. Die Serie weist eine große Ähnlichkeit zur Basisschichtfolge der Rieding Spitze auf. (THALMANN 1962). Gegenüber anderen, vor allem auch mächtigeren Dolomitvorkommen im Pennin, — ich denke hier vor allem an die Triasentwicklung im Seidlwinkeltal, — zeigen die Vorkommen hier einen wesentlich stärkeren Einschlag zur unterostalpinen Entwicklung. Dies entspricht auch der heutigen tektonischen Stellung dieser

Dolomitlinsen, die tektonisch wesentlich höher liegen, als die Trias des Seidlwinkeltales, und demnach dem unterostalpinen Ablagerungsraum näherliegend sedimentiert wurden. Quarzit und Rauhwacke sind, wie im unterostalpinen Raum, dem Skyth und U-Anis zuzuordnen. Kalkmarmore und Bändermarmore sind ins Anis zu stellen. Wie weit bei den Dolomiten mittlere bis obere Trias beteiligt ist, ist schwer zu sagen. Hier muß man sich vorderhand noch zufrieden geben, wenn man allgemein Trias nennt. Für eine engere, feinere Einstufung fehlen noch stichhaltige Beweise.

Eine andere fazielle Ausbildung zeigt die fragliche Trias, die über dem Zentralgneis abgelagert wurde. Ch. EXNER (1957) vermutet für die Quarzite, Rauhwacken und Dolomitmarmore über dem Zentralgneis triadisches Alter. Im Aufnahmegebiet findet man an der Basis der mächtigen Marmorlinse im Kleinen Murtörl eine schmale Lage von Quarzit und Dolomitmarmor, die Hauptmenge des Marmors ist jedoch ein hellgelber, grobkörniger Kalkmarmor oder besser Glimmermarmor. Der Quarzit, ein helles, weißes, tafeliges Gestein zeigt im Schriff und im Handstück ein anderes Aussehen, als die weißen Quarzite, die aus den Weißschiefern hervor gehen. Sie sind wahrscheinlich doch sedimentär gebildet und können als Triasbasis gedeutet werden. Der Dolomitmarmor würde die Trias vertreten, jedoch nicht mehr in der gewohnten unterostalpinen Ausbildung, sondern in „penninischer Hochstegenkalkfazies“ (EXNER — TOLLMANN). Zwischen diese beiden Triasentwicklungen käme der Lage nach die Trias des Hochtores (Seidlwinkeltal) mit Quarzit, Rauhwacke, Marmoren, Gips und Dolomit.

SERIE B, 2: Kalkglimmerschiefer, Kalkphyllite, Kalkmarmor und Dolomitbrekzien.

Über dem nur gering mächtigen Dolomitmarmor im Kleinen Murtörl folgt dann der mächtige Kalkmarmor der Silbereckmulde, der dem Angertalmarmor vergleichbar wäre. Dieser Angertalmarmor, erstmals von F. BECKE (1906) beschrieben, wurde zunächst als Paläozoikum, dann in die Trias und verschiedentlich auch in den Jura, vergleichbar dem Hochstegenkalk, gestellt. Der Hochstegenkalk wurde von P. TERMIER als Triasbildung gedeutet (1903, p. 723). G. STEINMANN studierte 1909 den Hochstegenkalk in der Brennergegend. Würde der Hochstegenkalk tatsächlich die Trias vertreten, so würde in der Parallelisierung der lepontinischen Decken zwischen Graubünden und Tauern (Hochstegenkalk = Klippendecke) ein wesentlicher Unterschied bestehen, da der Hochstegenkalk ein mächtiges Kalklager repräsentiert. Ein solches fehlt aber in der Trias der Klippendecke. Wäre aber der Hochstegenkalk nicht Trias, sondern Jura, so würde er dem Sulzfluhkalk vergleichbar sein, und es müßten sich im Liegenden Reste einer triadischen

Schichtfolge finden lassen. Tatsächlich fand G. STEINMANN im Profil Postalpe-Wolfendorn (1909, p. 280) unter dem eigentlichen Hochstegenkalk dunkle Quarzite, Dolomitmarmore und gelbe Marmore. Diese Schichtglieder entsprächen der Liegendserie des Rötidolomits und diesem selber. Nach G. STEINMANN repräsentiert der Hochstegenkalk daher den Jura, und zwar das Tithon. H. DIETIKER stellt die dolomitischen Partien des Hochstegenkalles bei Mayerhofen in die Trias, den Kalkmarmor jedoch wie G. STEINMANN in den Jura (1938, p. 58). Von KLEBELSBERG (1940) wurde ein Ammonit als *Perisphinctes* aus dem Hochstegenkalk des Zillertales beschrieben, das Alter der Fundlage mit mittlerem Jura bis Unterkreide angegeben (p. 586). Nach MUTSCHLECHNER wurde auf Grund einer Neuuntersuchung von QUENSTADT Malm — Unterkreide als gesichert angegeben (1955, p. 155—166). Gerade dieses bisher einzig sicher datierbare Schichtglied des Pennins ist für die stratigraphische und tektonische Gliederung der Hohen Tauern von großer Bedeutung. Vor allem, wenn man ihn zum Vergleich mit dem Angertalmarmor heranzieht, wie etwa Ch. EXNER 1957. Dieser Angertalmarmor wurde schon 1937 von A. KIESLINGER eingehend beschrieben. KIESLINGER sieht darin nur eine kompaktere Abart der Kalkglimmerschiefer. In der Tat könnten die Kalkmarmorlinsen beim Kleinen Murtörl (Silbereck-Mulde i. S. EXNERS) genau so gut im mächtigen Kalkglimmerschieferzug vom Falscheck eingelagert sein, und man würde sie hier nur als festere Lagen im Kalkglimmerschiefer beachten. Für die Kalkglimmerschiefer wurde aber schon seit langem nachtriadisches Alter glaubhaft gemacht (siehe später). Vergleicht man nun Angertalmarmor mit Hochstegenkalk, der zumindest in einer Partie fossilbelegt ist, so muß man für diese Kalkmarmore der Silbereck Mulde, die dieselbe Position einnehmen wie der Angertalmarmor, ebenfalls nachtriadisches Alter annehmen, und zwar Jura bis Unterkreide.

Die Kalkglimmerschiefer wurden früher ins Paläozoikum gestellt (D. STUR 1854, F. WEINSCHENK 1903 p. 335, F. BECKE, F. LÖWL 1894, 1898). Heute wird dagegen von fast allen Tauerngeologen mesozoisches Alter anerkannt. E. SUESS sah in den Kalkglimmerschiefern höher-metamorphe Triasgesteine der Radstädter Tauern. P. TERMIER und L. KOBER sprachen von Mesozoikum: Jura bis Unterkreide. Zum Vergleich werden die Liasvorkommen der Radstädter Tauern und der Tarntaler Berge herangezogen. (H. P. CORNELIUS und E. CLAR 1939, p. 272, L. KOBER 1938 und 1923, 1938, 1955, H. HOLZER, CH. EXNER, G. FRASL etc.). Die liassische Schichtfolge der Gamsleitenspitze (nördliche Radstädter Tauern—Pleissing Decke), in Bedingungen der Epi- bis Mesozone gebracht, würde herrliche Kalkglimmerschiefer vom Typ der Tauernschieferhülle liefern.

Der mächtige Brekzienzug südlich des Weißecks (siehe S. . . .) zeigt eine wechselvolle Schichtfolge: Kalkmarmorlagen, Kalkphylliten und Brekzienlagen wechseln sich ab, gehen allmählich ineinander über. In den brekziösen Partien konnte eine Geröllsortierung innerhalb eines Schichtstoßes beobachtet werden; große Komponenten unten, feinere oben und ein allmählicher Übergang zu Kalkphylliten und Kalkglimmerschiefern (ursprünglich Kalkmergel). Es sind also Anzeichen vorhanden, daß es eine stratigraphisch-sedimentäre Schichtfolge ist. Dominierend sind die Brekzienlagen. Die Gerölle gleichen den Dolomiten der Trias des Unterostalpins, die Brekzien in ihrer Ausbildung den bekannten Liasbrekzien aus dem Hochfeind-Weißeckzug.

Der Vergleich zu den Radstädter Tauern veranlaßt mich in den Kalkglimmerschiefern aber noch mehr in diesem Brekzienzug nachtriadische Sedimente zu sehen. Gerade die Verbindung der Dolomitbrekzien mit Kalkphylliten und Kalkglimmerschiefern in diesem Zug südlich des Weißecks zeigt die nahe Verwandtschaft zu den tektonisch tiefer liegenden Kalkglimmerschiefern und Kalkphylliten an. Das ergibt auch gleiches oder ähnliches Bildungsalter für die Brekzien und die Kalkglimmerschiefer. Die Sedimentation begann nach der Trias, — Jura ist sicher, — und reicht höchstens bis in die Unterkreide, da dann der pennine Trog vom Ostalpin überschoben wurde. (L. KOBER, CH. EXNER, G. FRASL, A. TOLLMANN).

SERIE B, 3: Grünschiefer und Serpentin

Die zeitliche Datierung der Grünschiefer und Serpentine stößt auf größere Schwierigkeiten als die der Kalkglimmerschiefer und Dolomitbrekzien. Zunächst fehlt der Vergleich zu den unterostalpinen Schichtfolgen, aus denen bisher noch keine Grüngesteine bekannt gemacht wurden. Auch ist man sich noch nicht vollkommen einig, ob sie Produkte einer aufsteigenden oder absteigenden Metamorphose seien. Allgemein sieht man in den Grünschiefern der Tauernschieferhülle heute die metamorphen Endprodukte eines mesozoischen Diabasvulkanismus (CORNELIUS & CLAR 1939, p. 196, CORNELIUS 1941 u. 1949, HOLZER 1949, EXNER 1957, p. 95, FRASL 1958, p. 375 ff). Wie oben erwähnt, wurden in den Brekzien der Schieferhülle niemals Grünschieferkomponenten beschrieben. So schließt man daraus auf ziemlich junges Alter der Grünschiefer. Andererseits finden sich in den mittleren Hohen Tauern im ganzen Schichtbereich der Bündnerschiefer Dolomitbrekzien, so daß FRASL (1958, p. 385) in den Grünschiefern so ziemlich überhaupt die jüngsten Bildungen der Schieferhülle sehen möchte, da die Brekzienbildung anscheinend während der ganzen Bündnerschiefer-Sedimentation andauerte. Andererseits sind die Grünschiefer gerade wieder

hauptsächlich an die Kalkglimmerschiefer, — Kalkphyllite gebunden, und fehlen in dieser Mächtigkeit in den hangenden Schwarphylliten — Rauriser Phylliten. Dies spricht eher für ein ähnliches Alter wie das der Kalkglimmerschiefer. Ihre größte Verbreitung finden sie im Kalkglimmerschieferkomplex der Oberen Schieferhülle in der Glockner Mulde. Bemerkenswert ist auch das Auftreten meist an der Obergrenze der Kalkglimmerschiefer. Sie dürften demnach wohl mehr am Ende der Kalkmergelsedimentation in Form von Diabasdecken eingeschaltet worden sein.

SERIE C: dunkle und helle Phyllite.

Den flächenmäßig größten Teil des Kartenblattes nehmen die dunklen und hellen Phyllite über dem Kalkglimmerschiefer-Grünschieferkomplex ein. Über die stratigraphische Einstufung dieser Phyllite gehen die Meinungen stark auseinander. CORNELIUS und CLAR (1934 u. 1939), BRAUMÜLLER (1939) sahen in ihnen paläozoische Bildungen. Erstere verglichen sie mit den Wildschönauer Schiefen, von denen sie nur schwer zu trennen seien. Wegen der Einlagerung von schwarzen Graphitquarziten, die als metamorphe Lydite gedeutet wurden, und des Fehlens jeglicher Quarzkonglomerate, nahm CORNELIUS silurisches Alter an (CORNELIUS 1934, p. 31, CORNELIUS & CLAR 1939, p. 222, W. SCHMIDT 1921, KÖLBL 1931, p. 242—244). BRAUMÜLLER dagegen trennt die Fuscher Phyllite von den Wildschönauer Schiefen ab (dazwischen liegt die Brekziensandsteinzone und Klammkalkzone als unterostalpine Rahmenzone). Wegen der reichlichen graphitischen Pigmentierung und der Verbindung der Fuscher Phyllite mit den liegenden dunklen Glimmerschiefern und Phylliten der Unteren Schieferhülle, betonte auch er das paläozoische Alter der dunklen Phyllite (1938). Fuscher Schieferhülle wäre gleich Unterer Schieferhülle, in die die Kalkglimmerschiefer der Oberen Schieferhülle als Decke einströmen.

Dagegen werden schon 1912 von L. KOBER Teile der dunklen Phyllite ins Mesozoikum gestellt (1912, p. 107, STARK 1912, p. 197). 1928 werden von L. KOBER aus der Pfandelscharte mesozoische Brekzien bekannt gemacht, die in dunklen Phylliten eingelagert sind. Von H. P. CORNELIUS und E. CLAR werden 1939 sicher sedimentär eingelagerte Brekzien aus dem Gebiet nördlich des Großen Spielmanns beschrieben (1939, p. 128). Ebenso werden von beiden Autoren eine Reihe von Brekzien aus der Nordrahmenzone beschrieben, die in dunklen Phylliten stecken (1939, p. 230 bis 236). Schon damals sprach E. CLAR den Verdacht aus, daß ein Teil der dunklen Phyllite mesozoischen Alters sei (1939, p. 204).

Zur selben Zeit, da CORNELIUS und CLAR in der Glockner Gruppe kartierten, bearbeitete A. HOTTINGER den Nordrand des Tauernfensters im Gebiet des Rauristals. Entgegen der damals all-

gemein herrschenden Auffassung stellt er die dunklen Phyllite über den Kalkglimmerschiefern ins Mesozoikum. Er weist auf die häufigen sedimentären Übergänge zwischen Kalkglimmerschiefer und kalkarmen Phylliten hin. In den dunklen Phylliten sieht er Vertreter der Bündnerflyschsedimentation, jedoch in etwas anderer fazieller Ausbildung als im Flyschgebiet Nordbündens. Hier in den Tauern treten Brekzien und Sandsteine zurück. Die Sedimentation reicht bis zur Kreide, Tertiär ist unwahrscheinlich. (1935, p. 292).

Auf Grund der Erkenntnisse von KOBER (1912), STARK (1922) und HOTTINGER (1935) trennt HOLZER die Nordrahmenzone (CORNELIUS) in zwei verschieden alte Streifen. Der nördliche Teil, die unterostalpine Schuppenzone, besteht fast nur aus mesozoischen Gesteinen. Seine stratigraphische Gliederung lautet:

Lias und jünger:	Kalk-Dolomitschiefer, Kalkmarmore, graphitische Phyllite
Rhät:	Kalkschiefer, kieselige Kalke, Marmore
Skyth:	Dolomit und dolomitische Kalke, Quarzite und quarzreiche Serizitchloritschiefer.

Ch. EXNER spricht 1952, p. 88 von rhätischem bis liassischem Alter mancher Schwarzschiefer. Er glaubt, daß es verschiedene Schwarzschieferhorizonte gibt, ähnlich den Pyritschiefern in den Radstädter Tauern. Aus der Riffelschicht macht er folgendes Profil bekannt:

Kalkglimmerschiefer
Schwarzschiefer (Riffelschiefer)
Dolomit, Rauhwanne, Quarzit (Liegend)

das einer primären sedimentären Abfolge entspräche. Auch er weist von neuem auf die immer wieder auftretenden Übergänge zwischen Kalkglimmerschiefer und kalkarmen Phylliten hin.

Zur selben Zeit arbeitet G. FRASL im Rauristal und gelangt zu einer ähnlichen Sedimentationsabfolge.

Im Seidlwinkeltal sieht er in dem Profil:

Kalkglimmerschiefer	(Obere Schieferhülle)
dunkle Phyllite	(Brennkogel Decke)
Dolomit, Marmor	
Gips und Rauhwanne	(Seidlwinkeldecke)
Quarzit	

ebenfalls eine normale stratigraphische Schichtfolge. In Klammer wurde die bisherige tektonische Einstufung nach H. P. CORNELIUS + E. CLAR beigefügt. Waren vor G. FRASL die dunklen Phyllite der Brennkogel Decke von H. P. CORNELIUS und E. CLAR ins Paläozoikum gestellt worden, so sieht G. FRASL in ihnen Vertreter der Bündnerschiefer (wie vor ihm schon HOTTINGER). Prof. E. CLAR spricht heute ebenfalls von nachtriadischem Alter

der dunklen Phyllite in der Brennkogel-Serie und Nordrahmenzone. G. FRASL scheidet als erster im Gebiet der mittleren Hohen Tauern alte und junge Phyllite auf einer großräumigen Karte aus. Die Unterscheidung in zwei verschiedenen alte Phyllitkomplexe beruht auf ihren Fremdeinlagerungen. Die alten Phyllite, „Habach Phyllite“, sind vormesozoischen Alters, von zum Teil nur geringer Metamorphose umgeprägt und besitzen als spezifische Einlagerungen vor allem Graphitquarzit (metamorphe Lydite?), metamorphe saure bis basische Effusiva, Konglomerate, Chloritoidschiefer, Serpentine und Prasinite. Die jungen Phyllite, „Rauriser Phyllite“, zeigen dagegen laufend Übergänge zu den Kalkglimmerschiefern, nur geringe metamorphe Umprägung und Einschaltung von Dolomitbrekzien. Nach G. FRASL streichen die Kalkglimmerschiefer der Oberen Schieferhülle im Seidelwinkel Tal in die Nordrahmenzone (CORNELIUS) hinein und gehen in diese über. Dadurch fällt die scharfe Trennung zwischen Oberer Schieferhülle und Nordrahmenzone (1952, p. 16—20). Westlich des Königstuhles beschreibt er (1954, p. 38—40) einen allmählichen Übergang von Kalkglimmerschiefer (Obere Schieferhülle) in dunkle Phyllite (Brennkogel Decke). Gegen die Schichtfolge von G. FRASL — Trias unter den dunklen Phylliten und Kalkglimmerschiefer — Grünschiefer über diesen, sprechen eine Reihe von Dolomit- und Kalklinsen, die gerade an der Grenze zwischen den dunklen Phylliten und Kalkglimmerschiefern eingeschaltet sind und sichere Trias sein dürften. Gerade diese Dolomitlinsen bestärkten ja H. P. CORNELIUS und E. CLAR, die dunklen Phyllite im Liegenden dieser Dolomitlinsen als paläozoische Phyllite zu deuten. Daher mußten sie diese als Decke — Brennkogel Decke — zwischen die Trias des Seidelwinkeltales und die Triaslinsen der Oberen Schieferhülle einschieben. G. FRASL sieht jedoch in den meisten dieser Dolomitlinsen, im Lias resedimentierte Triasdolomite, die eine normale stratigraphische Einlagerung sind (1955, p. 23, 1958, p. 373). Andererseits zeigen manche dieser Dolomitlinsen an der Basis der Kalkglimmerschiefer, etwa östlich der Kendl Spitze (CORNELIUS 1932), eine Schichtfolge von Quarzit, Rauhwanke und Dolomit. Dies spricht natürlich gegen eine Resedimentation, und dürfte unter anderem auch Ch. EXNER veranlaßt haben, seine 1952 skizzierte Schichtfolge abzuändern.

Unter Führung von Prof. E. CLAR und Kollegen W. FRANK konnte ich im Sommer 1961 die prächtige tektonische Grenze zwischen Kalkglimmerschiefer und den dunklen Phylliten der Schwarzkopffolge (Brennkogel Decke) östlich der Rieger Hochalm besichtigen. Auf ganz kurzer Distanz biegen die Phyllite steil gegen Nord, wobei die Querachsen fast saiger stehen. Die Grenzfläche ist durch eine innige Durcharbeitung der Gesteine und eine stark verquetschte Serpentinlinse ausgeprägt. Weiter im Westen schalten sich an dieser

Grenzfläche die Dolomitlinsen von Ferleiten und des Walcherkares ein. Im Osten liegen an dieser Überschiebungszone die Dolomitkörper der Türchelwand. Kollege FRANK führte mich in liebenswürdiger Weise mehrere Tage in seinem Arbeitsgebiet. Gemeinsam gingen wir das Profil: Fuscher Törl — Schwarzkopf. Über den Kalkmarmoren, Rauhwacken und Dolomiten der Seidelwinkel Trias folgen wenige Meter Chloritoidschiefer, (dem Quartenschiefer vergleichbar HOTTINGER) und mächtige Karbonatquarzite, die in ihrem Hangenden allmählich in dunkle Phyllite übergehen. Manchmal sind Dolomitbrekzien und dünne Karbonatbänder eingelagert. Auch im Profil des Nordkammes des Brennkogels folgt über den Chloritoidschiefern zunächst eine karbonatreiche Entwicklung in Form von Karbonatquarziten und erst dann unter der mächtigen Serpentinlinse des Brennkogels die kalkarmen Phyllite. Es herrschen also in der Brennkogel-Serie ähnliche Sedimentationsbedingungen, wie sie für die Obere Schieferhülle schon von A. HOTTINGER eingehend beschrieben wurden (1935).

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß gerade in den letzten Jahren eine Reihe wichtiger Beobachtungen gesammelt wurden, die eher für ein mesozoisches Alter der dunklen Phyllite der Oberen Schieferhülle sprechen: stratigraphisch eingelagerte Dolomitbrekzien und stratigraphische Übergänge zu den Kalkglimmerschiefern und Kalkphylliten. Strittig dagegen scheint gerade in letzter Zeit die Frage zu sein: sind die dunklen Phyllite jünger oder älter als die Hauptmasse der Kalkglimmerschiefer. Im Sinne von G. FRASL werden zunächst die dunklen Phyllite abgelagert und dann erst die Kalkglimmerschiefer. Daraus folgt aber nach FRASL, daß der Angertalmarmor im Raum von Gastein nicht Oberjura sein kann, sondern Trias, wobei er zum Vergleich die Trias des Seidelwinkeltales heranzieht und den Fossilfund bei Hochstegen mehr oder weniger negiert. Wird der Angertalmarmor in die Trias gestellt, dann kann man in dem Profil durch die Riffelscharte, das, wie erwähnt, 1952 von Ch. EXNER beschrieben wurde, ein normales stratigraphisches Profil sehen. Dann muß man in den Dolomitlinsen der Untergrenze der Kalkglimmerschiefer bei der Türchelwand im Lias resedimentierte Dolomite sehen.

Im Sinne von Ch. EXNER muß aber der Angertalmarmor mit dem Hochstegenkalk verglichen werden und muß daher in den Oberjura gestellt werden. Daraus ergibt sich aber die Schwierigkeit, daß man innerhalb kürzester Zeit die dunklen Phyllite des „mittleren Schwarzphyllithorizontes“ und die Kalkglimmerschiefer sedimentieren lassen muß. Als obere zeitliche Grenze muß Unterkreide angenommen werden. Gleichzeitig wurde gezeigt, daß der Angertalmarmor den Kalkglimmerschiefern faziell sehr nahe steht (A. KIESLINGER, Ch. EXNER). Und schließlich schalten sich noch

eine Reihe von Dolomitlinsen an der Untergrenze der Kalkglimmerschiefer ein, die nicht resedimentiert sein können (siehe S. . . .). Aus diesen Gründen deutete Ch. EXNER, wie oben angeführt, seine stratigraphische Abfolge aus dem Jahre 1952 um. Ch. EXNER nimmt nun für die Kalkglimmerschiefer, Grünschiefer und die dunklen Phyllite der Oberen Schieferhülle ein eigenes Sedimentbecken an, das südlich der Tauernkuppen und des unterostalpinen Geosynklinalraumes lag. Über dem Zentralgneis lagert daher nur geringmächtige Trias, dafür gleich ein kompakter Oberjurakalk (= Angertalmarmor = Marmor der Silbereck Mulde = Marmorlinsen im Kleinen Murtörl — vergleichbar Hochstegenkalk) und nur geringmächtige Schwarzphyllite (= mittlere Schwarzphyllitzone). Südlich davon aber im Jura die mächtige Folge der Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer und dann erst die mächtigen Phyllite der Fuscher Schieferhülle zur Ablagerung. Aus diesem Trog entwickelt sich bei der alpinen Orogenese das „Deckensystem der Oberen Schieferhülle“ (n. EXNER).

Die eigenen Beobachtungen in den mittleren Hohen Tauern bestärken mich der Auffassung von Ch. EXNER zu folgen. In der Tat sprechen heute die meisten Beobachtungen aus der Tauernschieferhülle für ein junges Alter der dunklen und hellen Phyllite über dem Kalkglimmerschiefer-Grünschieferkomplex (Phyllite der Fuscher Schieferhülle, Phyllite des Zederhaustales im Aufnahmgebiet).

Zusammenfassend ist das Paläozoikum durch die dunklen Glimmerschiefer und Phyllite mit den eingelagerten Graphitquarziten vertreten. Trias findet man geringmächtig in Form von Quarzit und Dolomitmarmor über dem Zentralgneis und in einer Reihe von Dolomitlinsen, Rauhwacke und Kalk- und Bändermarmoren an der Obergrenze der Kalkglimmerschiefer (tektonisch bedingte Lagerung siehe später). Der nachtriadischen Schichtfolge sind der Kalkmarmor im Kleinen Murtörl die Kalkglimmerschiefer und der Dolomitbrekzienzug südlich des Weißeck zu zählen; jünger als diese sind höchstwahrscheinlich die Grünschiefer und Serpentine und die dunklen Phyllite des Zederhaustales.

Schichtfolge der Schieferhülle im Bereich des oberen Murtales.

Paläozoikum	Mesozoikum	
<p>älteres</p> <p>„altes“ Dach Glimmerschiefer, basische Schollen Amphibiolithe im Zentralgneis.</p>	<p>jüngeres</p>	<p>posttriadisch (Jura und junger)</p>
	<p>Glimmerschiefer, Phyllite, Graphitquarzite</p>	<p>dunkle und helle Phyllite) Einlagerungen z. T. mit kalkreichen Rauriser Phylliten</p> <p>Quarz-Serizit-Chloritphyllit)</p> <p>Grünschiefer-Serpentine Kalkglimmerschiefer, Kalkphyllite, Kalkmarmor z. T. mit kalkarmen sandigen Phylliten Kalk-Dolomit-Quarzitbrekzien</p> <p>dunkle + helle Dolomite</p> <p>graue Bänderkalke + Kalkschiefer</p> <p>Rauwacke</p> <p>Quarzit</p>

Tabelle 1

Zum Verständnis des Folgenden sei noch kurz die Schichtfolge der Hochfeind-Weißeneckdecke (Untere Radstädter Decke-Unterostalpin) angeführt.

Schichtfolge der Hochfeind-Weisseneck-Decke (Unterostalpin)

NACH E. CLAR, A. TOLLMANN UND F. THALMANN.

Untere Kreide? (u. jünger?)	Quarzit, Brekzien (Schwarzeckbrekzie i. eng. Sinne). Sandsteine, grüner Schiefer, dunkle Phyllite
Molm + Dogger	hellgrau bis gelbe Marmore, Radiolarite, Aptychenkalk
Lias	sandige tonige Kalkschiefer, Brekzien Tonschiefer, Sandsteine, Transgressionsbrekzien
Rhät	fossilreiche Kalke + Tonschiefer Kalke + Dolomite (Plattenkalk)
Nor	Hauptdolomit
Karn	Ockerdolomit weißer heller Dolomit Feinbrekzien graublauer Dolomit Dolomitbrekzie Tonschiefer und Kalkschiefer wechselnd
Ladin	ocker anwitternde kristalline Dolomite Dolomit mit Hornstein Wettersteindolomit mit Dolomitbrekzien
Anis	dunkel graue kristalline Dolomite Dolomitschlierenkalk Dolomitbrekzie + Tonschiefer schwarzer gebankter Dolomit z. T. Kalk dunkelgrauer Kalk + Tonschiefer Rauwacke
Skyth Perm	Lantschfeldquarzit
Paläozoikum	Quarzphyllit

Tabelle 2

FAZIELLE ÜBERSICHT (Unterostalpin und Pennin im östlichen Tauernfenster).

A. TOLLMANN (1958a, p. 268 und 1958b, p. 82) beschreibt aus der Mosermanngruppe (Pleissling Decke — höhere Radstädter Decke — Unterostalpin) eine allmähliche Änderung der Fazies von Nord gegen Süd. Im Süden gelangte noch eine wechselvolle Schichtfolge zur Ablagerung, mit verschiedenen Brekzien und Tonschieferhorizonten. Im Norden tritt jedoch eine mehr eintönige Entwicklung mit dunklen Dolomiten auf, ohne scharfe Grenze zum südlichen Bereich. Diese Trennung in zwei Faziesräume reicht durch die ganze mesozoische Schichtfolge hindurch, wobei auch die tieferen tektonischen Einheiten erfaßt werden. Über der bunten Serie des Anis im südlichen Faziesbereich setzt im Unter-Ladin gleich heller Wettersteindolomit ein (1958b, p. 85), während im nördlich gelegenen Raum nur die „mitteltriadischen Schichtplatten“ hell, weiß und diploporführend (Pleissling-Lantschfeld-Decke) ausgebildet sind. Im Ladin der Hochfeind Decke konnte A. TOLLMANN an der Obergrenze des Wettersteindolomits ehemalige Hornsteinknollen und stark verkieselte Dolomite finden (1961, p. A 83). In der Rieding Spitze fand ich in der Wandstufe unterhalb des mächtigen Nordabbruches in 1850 m, über der Hoisel Alm, etliche grüne metamorphe Quarzitgerölle, die den metamorphen Hornsteinknollen A. TOLLMANNs wahrscheinlich vergleichbar sein dürften. Trotz intensivster Suche konnte ich diese Quarzitknauern nirgends im Anstehenden finden. Ihrer Fundlage nach können sie aber nur dem Grenzbereich Ladin — Karn entstammen. Diese oberladinischen Hornsteindolomite wurden bisher aus der Pleissling und Lantschfeld-Decke noch nicht bekannt gemacht. Die Verarmung der Schichtfolge von Süd gegen Nord macht sich auch im Karn und Nor bemerkbar. E. CLAR (1937, p. 284) konnte auf die fazielle Differenzierung im Karn hinweisen. Jedoch tritt nicht nur eine Änderung der Fazies von Süd gegen Nord auf, sondern gleichzeitig auch von West gegen Ost. Sowohl im Westen, als auch im Osten der Hochfeind-Weißeneck Decke ist das Karn noch mit reichlicheren Tonschieferlagen vertreten, die in der Mitte fast vollständig fehlen (Schwarzeck — Hochfeind). Gegenüber der Pleissling Decke ist das Karn aber im ganzen dolomitreicher. Dasselbe beobachtet man auch südlich des Rieding Baches. In der Rieding Spitze treten im Karn noch wenige Meter von grünen Tonschiefern und Dolomitbrekzien auf, während im Weißeck fast nur noch hellweiße dünnbankige Dolomite vorherrschen. Im Hauptdolomit des Weißecks fehlen, wie CLAR schon im Hochfeindzug feststellte, die gelb anwitternden Dolomitmagen.

Die triadische Entwicklung im Pennin weist zum Teil noch starke Anklänge an das Unterostalpin auf. So etwa die Dolomitlinsen über

dem mächtigen Kalkglimmerschiefer-Grünschieferkomplex, die auf S beschrieben wurden. Die Dolomitlinse im Abrahamgraben zeigt wohl die vollständigste Schichtfolge auf; Quarzit, Rauhwanke, Bändermarmor, dunkler schwarzer Kalk. Hier würde man bei anderer Position fast von unterostalpinen Schichtgliedern sprechen. Anders jedoch bei der Trias, die über dem Zentralgneis zur Ablagerung gelangte. Hier folgen über einer mehr oder weniger mächtigen Quarzitlege, die die skythische Stufe vertritt, sogleich Dolomite, heute Dolomitmarmore von grauer bis heller Farbe. Zwischen diesen beiden Triasentwicklungen steht die Triasausbildung des Seidelwinkeltals. Die dortigen Schichtfolgen kenne ich nur aus einigen wenigen Begehungen, wobei jedoch das Hauptaugenmerk der nachtriadischen Schichtfolge geschenkt wurde. Die Triasbasis ist wieder durch Quarzite gekennzeichnet. Darüber folgen Marmore, Rauhwancken mit Gips und helle Dolomite. An der Grenze zum Lias (Karbonatquarzit etc. = Brennkogel Serie) stehen Chloritoidschiefer, die seit A. HOTTINGER mit den Quartenschiefern (Rhät) verglichen werden. Am Abstieg vom Durcheckkopf zum Höllkarschartel (südlich des Schwarzkopfs) fanden Kollege W. FRANK und ich unter einer Marmorlage einen Dolomitschlierenkalk, der sehr an den Typ aus den Radstädter Bergen erinnert. Um tatsächlich einen faziellen Vergleich zwischen der unterostalpinen und penninen Trias zu ziehen, müßten zunächst einmal die ungestörten Profile der Seidelwinkeltrias Meter für Meter genau aufgenommen werden.

Der deutlichste Faziesunterschied zwischen Oberer und Unterer Radstädter Decke macht sich in der nachtriadischen Schichtfolge über dem Hauptdolomit bemerkbar. Im Lias sedimentierten im südlichen Faziesbereich (Obere Radstädter Decke) Kalkmarmore, Kalk- und Tonschiefer, während im nördlichen Beckenteil reichlich Dolomitbrekzien eingestreut wurden, (untere Radstädter Decke = Hochfeind-Weiße-neck Decke), die noch von Radiolariten, Kalken, Sandsteinen und der Schwarzeckbrekzie i. e. S. überlagert werden (R. STAUB, E. CLAR, A. TOLLMANN).

E. CLAR sprach 1937 die Vermutung aus, daß dem Ablagerungsraum des Hochfeindlias eine geröllliefernde Schwelle näher lag, als dem des Pleissinglias, und zwar eher im Norden als im Süden (1937, p. 286). Ich glaube, daß diese Schwelle mit Recht angenommen werden kann, wenn man neben dem Radstädter Faziesraum auch noch die Entwicklung im penninen Raum betrachtet. Am Nordrand der unterostalpinen Geosynklinale grenzt das Becken des Deckensystems der Oberen Schieferhülle an (Ch. EXNER 1957, p. 152, TOLLMANN 1961, p. 441). Es müßten sich also im Lias der Schieferhülle ähnliche Bildungen zeigen, wie sie aus dem Hochfeindzug bekannt gemacht wurden. Nun fand man schon seit eini-

ger Zeit in verschiedenen Positionen Dolomitbrekzien in der Schieferhülle, im Norden der Tauernkuppel, oder an der Basis des Unterostalpins, die größte Ähnlichkeit zu den Brekzien im Unterostalpin aufweisen, da diese Zonen dem unterostalpinen Trog am nächsten lagen. In der Tat sind die Brekzien an der Basis des Unterostalpins, etwa der Dolomitzug südlich des Weißecks, oder die Brekzien der Schieferhülle südlich des Speierecks oberhalb von St. Michael, nur schwer von den Liasbrekzien aus dem Hochfeindzug zu unterscheiden. Ich sehe in dem Dolomitbrekzienzug südlich des Weißecks eine dem Unterostalpin wesentlich näher gelegene Liasentwicklung als in den Kalkglimmerschiefern der tieferen Schuppen, oder der Oberen Schieferhülle weiter im Westen. Es würde also diese schon von CLAR vermutete Schwelle sowohl nach Süden, also in den unterostalpinen Trog (Hochfeind Decke), als auch nach Norden, in die Randzone des Pennins Triasgerölle einstreuen. Die tieferen Kalkglimmerschiefer zeigen bereits eine Entwicklung, die auf eine weitere Entfernung von einer Schwelle hinweisen. Die Kalkglimmerschiefer der tieferen Penninschuppen wären das Gegenstück zum Pleislinglias, sie sedimentierten im Beckeninnern. Hier nun schalten sich die gewaltigen Grünschieferzüge ein, Zeugen eines kräftigen Diabasvulkanismus, der gegen Norden, also den nördlichen Beckenrand, an Intensität abnimmt. In der autochthonen bis paraautochthonen Schieferhülle Ch. EXNER 1957, p. 153), die ja zum Teil der Unteren Schieferhülldecke A. TOLLMANNs entspricht (1961), findet man nur noch ganz wenig Grünschiefer; Über der Trias nur wenig Kalkmergel und einen kompakten Ober Jurakalk — Angertalmarmor — Hochstegenkalk (EXNER).

Über dieser kalkreichen Jura Entwicklung sedimentieren dann im Pennin die mächtigen kalkarmen Phyllite — Rauriser Phyllite. Es ist auf jeden Fall auffallend, daß Brekzien vom Typ der Schwarzeckbrekzie i. e. S. mit Kristallingeröllen im Pennin noch nicht gefunden wurden. Nun mag dies daran liegen, daß entweder die nördlich des Ablagerungsraumes des Hochfeindlias liegende Schwelle eben nur auf kurze Entfernung auch Kristallinschutt in das Schieferhüllbecken lieferte, und dieser Teil jetzt im Süden überschoben ist, oder daß doch auch nördlich des Ablagerungsraumes der Lantschfelddecke im höheren Jura eine geröllliefernde Schwelle angenommen werden muß.

Zusammenfassend kann hier auf die große Ähnlichkeit der nachtriadischen Schichtglieder des Unterostalpins und des Pennins hingewiesen werden. Ferner zeigen sich im Pennin gleiche Unterschiede in der faziellen Ausbildung der nachtriadischen Schichtfolge wie in der Unteren und Oberen Radstädter Decke, jedoch mit dem Unterschied, daß im Pennin in der höchsten Schuppe im Lias reichlich Brekzien auftreten.

TEKTONIK DES KAMMZUGES ZWISCHEN MUR- UND ZEDERHAUSTAL.

In der Südwestecke des Aufnahmegebietes wurde noch der Granitgneis des Hölltor-Rotgüldenkernes (Ch. EXNER) angetroffen. Die hellen massigen Gneise bauen hier den Gipfel des Grossen Murecks (Schöderhorn) auf. An der Randzone, südlich des Kleinen Murtörls sind dem Gneis eine Reihe kleiner basischer Schollen konkordant eingelagert, die wohl die Reste des „alten Daches“ darstellen. Die hangendsten Meter weisen eine starke Durchbewegung auf, und es kam zur Bildung von Weißschiefern und tektonogenen Quarziten. Im Kleinen Murtörl folgt darauf nur wenige Meter basale Schieferhülle (dunkle Glimmerschiefer und Graphitquarzite) und dann weißer Tafelquarzit, Dolomitmarmor und Kalkmarmor, wobei die Quarzite an der Basis aus dem hiesigen Bereich nur schwer als sedimentäre Bildung sicher gedeutet werden können. Darüber schalten sich dann in einem mächtigen Zug dunkle Glimmerschiefer und Graphitquarzite ein, an deren Obergrenze östlich des Kammes der Frischinghöhe nochmals eine Dolomitmarmorlinse auftritt. Nördlich des Kleinen Murtörls setzt dann der porphyrisch entwickelte Granitgneis (Mureckgneis) der Mureck Decke (EXNER) ein. Westlich des Schödertales vereinigt sich diese Granitgneislamelle mit dem Hölltor-Rotgülden Kern (EXNER 1955). Die Marmore und Glimmerschiefer zwischen diesen beiden Granitgneisen bilden die Silbereck Mulde (EXNER), die westlich des Kartenblattes nur noch in einigen Schollen vorhanden ist, sich gegen Osten aber immer mehr verbreitert und an Mächtigkeit gewinnt. Auf der tektonischen Karte des Tauernfensters von A. TOLLMANN sieht man, wie seine Untere Schieferhülldecke im Kern der Silbereck Decke eingemuldet ist. Dieses Bild würde sich hier im Kartenbereich auch deuten lassen. Die Liegendmarmore wären die permomesozoische Hülle der Kerne und die dunklen Glimmerschiefer und die Hangendmarmore würden der Unteren Schieferhülldecke angehören. In der Rosskar Scharte setzen die Marmore der Silbereck Mulde in mehreren Schuppen mit dem Granitgneis und Weißschiefern des Hölltor-Rotgülden-Kernes ein (Taf. 9, Fig. 5).

Über der Mureck Decke folgen dann mächtige Glimmerschiefer und Phyllite mit zahlreichen Einlagerungen von Graphitquarziten. Diese wahrscheinlich paläozoischen Gesteine entsprechen der parautochthonen bis autochthonen Schieferhülle EXNERS, beziehungsweise der Unteren Schieferhülldecke TOLLMANNs. Der Mureckgneis wäre hier die kristalline Basis dieser Unteren Schieferhülle mit Deckencharakter. Östlich des Murtörls stecken in diesen Schiefen zwei größere Dolomit- und Kalkmarmorlinsen (Jagdhütte in der Schmalzgrube) im Profil der Frisching-

höhe, nördlich des Gipfels eine mikroklinreiche Granitgneislamelle und östlich der zerstörten Murrhütte eine kleine Granitgneislinse. Durch diese drei in gleicher Position liegenden Einschaltungen wird eine weithin anhaltende Schuppengrenze angedeutet, die auf der Strukturkarte nicht als ganzes durchgezeichnet wurde, die jedoch deutlich zum Ausdruck kommt. Im Rossfallgraben steckt an der Obergrenze dieses Glimmerschieferkomplexes eine kleine Gneislamelle von nur wenigen Metern Mächtigkeit. Es ist dies die höchste Gneislamelle über dem Mureckgneis, wie mir bekannt ist, und würde eine weitere Schuppung der basalen Schieferhülle andeuten.

Über dieser mehrfach in sich geschuppten basalen Schieferhülle setzt nun mit scharfer Grenze der mächtige Kalkglimmerschiefer Grünschieferkomplex ein, der der oberen Schieferhülle angehört. Aus dem Kartenbereich geht es nicht hervor, daß es sich um eine tektonische Auflagerung handelt. Betrachtet man jedoch die geologische Karte von Gastein (EXNER 1955), so sieht man, wie unterhalb des Kalkglimmerschiefers südlich von Bad Hofgastein ein mächtiger Schwarzphyllitzug eingeschaltet ist, der gegen Osten vollkommen auskeilt (Mittlerer Schwarzphyllithorizont EXNER). An der Obergrenze dieses Schwarzphyllits liegen die schon früher erwähnten Dolomitlinsen (Trias) der Türcchelwand, die Basis der Oberen Schieferhülle. Östlich des Kartenblattes ist am Schrovinkogel schon seit langem an der Basis dieses Kalkglimmerschieferzuges Quarzit, Dolomit- und Kalkschiefer (Trias) bekannt, (BECKE 1906, STAUB 1924, EXNER 1932).

Die Kalkglimmerschiefer und vor allem die Grünschiefer zeigen eine intensive Durchbewegung, vor allem an der Obergrenze. Sie scheinen mehrfach in sich geschuppt und gefaltet wie etwa Fig. 7 + 4 auf Taf. 9, zeigt. Im Hangenden der Kalkglimmerschiefer folgen eine Reihe schmaler Grünschiefer-, Kalkphyllit- und Phyllitbänder in Wechsellagerung. In dieser Zone stecken etliche Dolomitlinsen (s. S). Diese Dolomite, die eine starke Durchbewegung aufweisen, sind hier nur als Triasreste an einer Trennfuge zu deuten. Darüber nochmals geringe Kalkglimmerschiefer und Rauriser Phyllite.

Nördlich der Rieding Scharte schließlich setzt der mächtige, schon mehrfach erwähnte Dolomitrekzienzug ein, der von einer Reihe kleiner Serpentinlinsen begleitet wird. Während er im Westen fast bis zur Örgenhias Alm im Hinter Rieding zu verfallen ist, endigt er ganz plötzlich westlich des Weißecks an einer großen Störung. Die Dolomitrekzien wären der höchste Vertreter der Kalkglimmerschiefer, wie früher ausgeführt wurde. Auffallend sind auch die Serpentinlinsen, die häufig an der Basisgrenze der Kalkglimmerschiefer auftreten. Eine Beobachtung, die

auch oft aus dem Bereich der mittleren Hohen Tauern mitgeteilt wird, und die KOBBER mit Recht veranlaßten, zu fragen, ob sie nicht häufig an einer großen Dislokationsfläche liegen (KOBBER 1912, p. 113)? Über diesem Brekzienband liegen dann die mächtigen dunklen und hellen Rauriser Phyllite, die mit ihren verschiedenen Typen die Hänge zum Zederhaustal aufbauen.

Auf diesen Phylliten liegen S des Riedingbaches die zwei unterostalpinen Dolomitschollen: die Rieding Spitze und das Weißeck, Reste der untersten Radstädter Decken —; der Hochfeind—Weißeck Decke. Über Schichtfolge und Tektonik beider Berge siehe THALMANN 1962, a + b.

Die unterostalpinen Dolomitschollen lassen sich klar von der penninen Schieferhülle abtrennen. Beim Vergleich der geologischen Karten von W. SCHMIDT (1929), W. REIHSNER (1950) und F. THALMANN ersieht man, daß sich zwischen den penninen und unterostalpinen Serien im Raum der Rieding Spitze und des Weißecks keine „Quarzitphyllit-Zone“ oder „Mischungszone“ i. S. L. KOBBERs dazwischenschaltet. Die Phyllite im Liegenden der Rieding Spitze und des Weißecks gehören zur höchsten Penninschuppe und lassen sich klar von den unterostalpinen „Quarzitphylliten“, die z. T. durch Diaphthorese entstanden sind (Schwarz-Kogel) differenzieren. (THALMANN 1962a).

STRUKTUREN

Auf der Strukturenkarte Taf. 8 fallen zwei bevorzugte Achsenrichtungen auf; zunächst eine die nach Nordwest und eine zweite, die zur ersten normal stehend gegen Nordost streicht. Die gegen Nordwest abtauchenden Faltenachsen gehören zu deutlich ausgeprägten Isoklinalfalten in den Kalkglimmerschiefern und Phylliten, die Achsenebenen fallen mit den s-Flächen parallel ein. In den Grünschiefern beobachtet man Falten und Walzen im m und cm Bereich deren Achsen gegen Nordwest einfallen. Dieser Nordwest-Richtung entspricht auch die große Verformungsachse des Weißecks, die der Mulden um den Rieding See und der Triasmulde beim Schwarz Kogel. Sie ist ferner auch die dominierende Richtung in der Rieding Spitze. Diese Nordwest fallenden Achsen wurden bei der Überschiebung des Unterostalpins über das Pennin, von Südwest nach Nordost, geprägt. Die dazu normal stehende Achsenrichtung wurde mir erstmals erklärbar, als ich das Gebiet des Abrahamgrabens kartierte. Von der Rieding Scharte kommend, bemerkte ich zunächst in den hellen und dunklen Phylliten häufig feine Knitterungen und Kleinfältelungen, deren Linearen nach Nordost streichen. Je näher ich dem Abrahamgraben kam, um so deutlicher waren um derartig einfallende Achsen verformte Falten

zu beobachten. Gleichzeitig aber wurden in Kalkglimmerschiefern und sandigen Phyllitlagen neben dieser Feinfältelung auch eine deutliche Zerschierung gefunden, die zu einzelnen Schleppungen der Schichten führten. Die gemessenen Achsen dieser Schleppungen hatten die selben Werte wie die Nordwest abtauchenden Linearen. Es zeigte sich dann, als ich die Störung im Abrahamgraben fand, daß die Scherflächen parallel der Störung mit 140/80 einfallen. Die Nordost-Richtung ist die Folge einer nachträglichen Durchscherung der Schichten. In den Phylliten bildeten sich feine Fältelungen und Knitterungen, in den spröderen Kalkglimmerschiefern nur noch Schleppungen. Im Diagramm aus dem Bereich: Murtal — Nahendfeld (Taf. 8) wurde dann die durchschnittliche s-Fläche mit dieser Scherfläche (Störung des Abrahamgrabens) zum Schnitt gebracht und ein Scherungs- β konstruiert. Es wurde die Feldbeobachtung trefflich bestätigt. Dieselbe Konstruktion wurde noch im Bereich des Hinter Rieding Tals versucht (Taf. 8). Hier waren Nordost abtauchende Linearen besonders deutlich in den Phylliten ausgeprägt. Das Scherflächensystem fällt mit 080/20 gegen Osten ein. Das Scherungs- β entsprach wieder der Feldbeobachtung.

Natürlich wurde auch versucht deutbare Achsenüberprägungen zu finden. Südlich des Schwarz-Kogels wurden solche am Kamm zum Pfeffer Kogel mehrmals gefunden. Zunächst sind deutliche Nordwest einfallende Faltenachsen zu sehen, die von einer feinen Lineare mit Nordost-Richtung überprägt wird. Dabei wurde auch beobachtet, daß die kleinen Serizit- und Muskowitblättchen nach der Nordwest-Achse orientiert sind. Es ist demnach die Nordwest-Richtung der älteren Verformung zuzuordnen. Im Süden tritt im Zentralgneis noch eine weitere Richtung auf. Hier fallen die Linearen nach Norden ein. Diese Nord-Süd-Richtung wurde schon von Ch. EXNER erwähnt. Es liegen zu wenige Messungen und Beobachtungen vor, um hier eine Deutung zu geben. Professor EXNER, der derzeit mit der Neuaufnahme des Nordrandes des Hölltor-Rotgülden-Kernes und der Mureck-Decke beschäftigt ist, schenkt der Erklärung dieser Strukturen sein besonderes Augenmerk.

Die Dolomitscholle des Weißecks wird von mehreren SSW-NNE streichenden Störungen gequert, die mit etwa 80° steil gegen NW oder SE einfallen. Diese Störungen werden von 1 bis 3 m breiten Mylonitonen begleitet. Daneben treten noch eine Reihe von markanten Quarzgängen mit Flußspat, Blei und Kalzit auf, etwa wenige Meter östlich des Gipfels, dann im Weißkarl und der Westflanke des Weißecks. Die Störungen sind am prächtigsten im Seitenkar des Edenkars beobachtbar, dann in der oberen Hälfte der Westwand und im SW des Weißkarls. Hier sind auch spiegelglatte Harnischflächen (140/80) mit Striemungen (195/65) ausgeprägt.

Im Liegenden wird die Dolomitscholle des Weißecks von einer Störung mit einer Harnischfläche (160/75) und einer Harnischstriemung 180/75 begrenzt, (Weißkarl SSW Flanke).

Diese Streichrichtung der Brüche des Weißecks findet man in den Scherflächen und Störungen der Schieferhülle wieder. Sie gleicht aber auch jener Richtung, der eine große Zahl von Brüchen im Hochalm-Ankogel-Gebiet folgt (Karte von ANGEL u. STABER). Ch. EXNER wies schon auf den ähnlichen Verlauf der mächtigen Störung östlich der Arlscharte im Kolmgraben und der Mylonitzone des Weißecks hin (1957, p. 153). Von der Schmalzscharte bis zur Sticker Alm fließt die Mur von SW nach NE. Dort ändert sie ihren Lauf, fließt nach einem scharfen Knick nach SE. Verlängert man nun den schon von ANGEL und STABER weithin verfolgten Bruch des Kolmgrabens, so gelangt man über die Schmalzgrube zu den Störungen im Weißeck. Es kann hier die Vermutung ausgesprochen werden, daß das oberste Murtal in seinem eigenartigen Verlauf durch diese Kluft-Richtung bevorzugt angelegt wurde. Gleichzeitig bedingt diese Durchscherung des Dolomitkörpers des Weißecks auch dessen eigenartige morphologische Formung. Durch die nach NE gerichteten Kare ergab sich ein derartiger Ausbiß der Schichtflächen, daß, bei den bisherigen ungenauen geologischen Karten, das Weißeck um eine NE abtauchende Achse verformt wurde (L. KOBER, W. REIHSNER).

ZUM BEWEGUNGSBILD.

Aus dem Vorigen geht hervor, daß zwei zeitlich verschiedene Bewegungsphasen den Gebirgsbau im obersten Murtal formten. Zunächst wurden die unterostalpinen Decken von SW nach NE über das Pennin verfrachtet. Dabei entstanden die NW abtauchenden Faltenachsen, sowohl in der Schieferhülle als auch im Weißeck und der Rieding-Spitze (NW-Richtung).

In der späteren Phase wurde der ganze geologische Körper von Störungen zerschnitten. Die Hauptmasse der ostalpinen Decken war schon weiter gegen Norden gefrachtet, der Raum der Radstädter Tauern stand bereits unter geringerer Belastung. Dadurch kam es nicht mehr zu einer plastischen Verformung. In der Schieferhülle werden die Feinfältelungen und Knitterungen und Schleppungen mit NE abtauchenden Linearen angelegt. Während in den weicheren Gesteinen der Schieferhülle diese Störungen weniger in Erscheinung treten, findet man sie im Zentralgneis wieder: Störung des Kolmgrabens.

ZUSAMMENFASSUNG

Es werden zunächst die Gesteine des oberen Murtales kurz petrographisch beschrieben. Im weiteren wird der Versuch unternommen auf Grund der neueren stratigraphischen Arbeiten aus dem Bereich der mittleren Hohen Tauern auch hier die Gesteine der Schieferhülle altersmäßig zu gliedern. So gelang es auch hier im engeren Aufnahmegebiet die mächtigen, dunklen graphitischen Glimmerschiefer und Phyllite in zwei verschieden alte Komplexe zu trennen. Den paläozoischen Glimmerschiefern und Phylliten stehen sicher nachtriadische Phyllite (höherer Jura und jünger) gegenüber. Die Schieferhülle zeigt im Aufnahmegebiet deutlichen Schuppenbau. Über der Mureckdecke konnten noch zwei tektonisch höher liegende Zentralgneislamellen gefunden werden. Muldenschlüsse und Achsen weisen auf eine Überschiebung des Unterostalpins von SW gegen NE über das Pennin (NW-Achsen). Eine spätere Zerschierung des Gebirges verursacht eine Achsenrichtung gegen NE.

LITERATURVERZEICHNIS

- AIGNER, A., 1925: Über tertiäre und diluviale Ablagerungen am Südfuße der Niederen Tauern. Jb. Geol. B.A. Wien 74
- ANGEL, F., 1955: Über die spilitsche — diabasische Gesteinssippe in der Grauwackenzone Nordtirols und des Pinzgaues. Mitt. Geol. Ges. Wien 1955 (1956), 48.
- ANGEL, F., 1954: Petrochemie der Hochalm—Ankogel—Gesteine Jb. Geol. B.A. Wien 1954, 97.
- ANGEL, F. u. STABER, R., 1937: Migmatite der Hochalm—Ankogel—Gruppe (Hohe Tauern) Mineralog. u. Petrogr. Mitt., 49.
- ANGEL, F. u. STABER, R., 1952: Gesteinswelt und Bau der Hochalm—Ankogel—Gruppe. Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, 15, mit geologischer Karte 1:50 000 des Hochalm—Ankogel—Gebietes, aufgenommen und herausgegeben im Auftrag des Deutschen Alpenvereines. Erste Auflage 1942 durch Kriegseinwirkung fast vollkommen zerstört.
- BEARTH, P., 1952: Über das Verhältnis von Metamorphose und Tektonik in der penninischen Zone der Alpen. Schweiz. Mineralog. und Petrogr. Mitt., 32.
- BECKE, F., 1903: Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, 75, I. Teil.
- BECKE, F., 1908: Bericht über die Aufnahmen am Nord- u. Ostrand des Hochalmmassivs. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. 1, 117.
- BECKE, F., 1909: Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrand des Hochalmkernes. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl. Abt. I, 118.
- BECKE, F., 1909: Über Diaphthorithe. Tscherm. Mineralog. u. Petr. Mitt., 28.
- BECKE, F. und LÖWL, F., 1903: Exkursionen in dem mittleren und westlichen Abschnitt der Hohen Tauern. Führer zu den geol. Exkursionen anlässlich des 9. Internat. Geol. Kongreß Wien 1903.
- BECKE, F. u. UHLIG, V., 1906: Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalmmassiv und in den Radstädter Tauern. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 115.
- BISTRITSCHAN, K. und BRAUMÜLLER, E., 1956: Die Geologie des Stollens Rauris-Kitzloch im Bereich des Tauern-Nordrandes (Salzburg). Mitt. Geol. Ges. Wien, 49.
- BLATTMANN, S., 1936: Überblick über die Tektonik der Radstädter Tauern. Zentralbl. f. Mineralog. Abtl. B.
- BLATTMANN, S., 1937: Deformationstypus der Radstädter Tauern. Jb. Geol. B.A. 87, mit Karte.

- BLATTMANN, S., 1938: Zur Stratigraphie und Tektonik der Radstädter Tauern. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl. Abt. I, 147, H. 5—10.
- BRAUMÜLLER, E., 1938: Aufnahmebericht über Blatt St. Johann im Pongau (5050), Kristallin und Grauwackenzone. Verh. Geol. B.A. Wien, Jg. 1938.
- BRAUMÜLLER, E., 1939: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und Rauristal. Mitt. Geol. Ges. Wien, 30.
- BRAUMÜLLER, E. und PREY, S., 1943: Zur Tektonik der mittleren Hohen Tauern. Ber. R. A. f. Bodenf. (Geol. B.A. Wien) Jg. 1943.
- CADISCH, J., 1948: Unterengadin — Samnaun. Schweizer Alpenposten, PTT Bern 1948.
- CADISCH, J., 1953: Geologie der Schweizer Alpen. 2. Aufl., Basel.
- CLAR, E., 1932: Modereckdecke oder Rote Wand — Gneisdecke. Verh. Geol. B.A. Wien, Jg. 1932.
- CLAR, E., 1935: Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Radstädter Tauern. Anz. Akad. Wiss. Wien, Jg. 72, Nr. 19.
- CLAR, E., 1937: Die Stellung der Schwarzeckbrekzie in den Radstädter Tauern. Anz. Akad. Wiss. Wien, Jg. 74, Nr. 20.
- CLAR, E., 1937: Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern. Anz. Akad. Wiss. Wien, Jg. 74, Nr. 21.
- CLAR, E., 1937: Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl. Abt. I, 146.
- CLAR, E., 1939: Vom Baustil der Radstädter Tauern. Mitt. Alpenländ. Ver. (Mitt. Geol. Ges. Wien) 32, Wien 1940.
- CLAR, E., 1939: Geologische Erläuterungen der näheren Umgebung am Radstädter Tauernpass. Fortsch. d. Min. Krist. und Petrogr. 23.
- CLAR, E., 1940: Von der Tarntaler Brekzie. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl. Abt. I, 149.
- CLAR, E., 1953: Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau. Verh. Geol. B.A. Wien, Jg. 1953.
- CLAR, E., 1953: Gesteinswelt und geologischer Bau längs der Großglockner-Hochalpenstraße. Carinthia II., 63.
- CLAR, E., 1957: Geologische Aufnahmen 1956 in den Radstädter Tauern (Zederhaustal). Verh. Geol. B.A., Jg. 1957.
- CORNELIUS, H. P., 1927: Über tektonische Brekzien, tektonische Rauhwacken und verwandte Erscheinungen. Zentralbl. f. Mineralogie Abt. B.
- CORNELIUS, H. P., 1930: Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im Stubach-Kaprunertale (Glocknergruppe) Verh. Geol. B.A. Wien, Jg. 1930.
- CORNELIUS, H. P., 1931: Zweiter Bericht über geologische Aufnahmen in der nördlichen Glocknergruppe. Verh. Geol. B.A. Wien, Jg. 1931.

- CORNELIUS, H. P., 1932: Aufnahmsbericht über Blatt Großglockner (5149). Verh. Geol. B.A. Wien, Jg. 1932.
- CORNELIUS, H. P., 1934: Revisionen auf Blatt Kitzbühel — Zell am See (5049) sowie Anschlußbegehungen auf Blatt Großglockner (5149). Verh. Geol. B.A. Wien, Jg. 1934.
- CORNELIUS, H. P., 1938: Aufnahmsbericht über Blatt Großglockner (5149). Verh. Geol. B.A. Wien, Jg. 1938.
- CORNELIUS, H. P., 1940: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. Zeitsch. d. Deutsch. Geol. Ges. 92.
- CORNELIUS, H. P., 1941: Zur magmatischen Tätigkeit in der alpidischen Geosynklinale. Ber. R.A. f. Bodenf. (Geol. B.A. Wien) Jg. 1941.
- CORNELIUS, H. P., 1941: Zur Geologie des oberen Felber und Matreier Tauernales und zur Altersfrage des Tauernzentralgneises. Ber. R.A. f. Bodenf. (Geol. B.A. Wien) Jg. 1941.
- CORNELIUS, H. P. und CLAR, E., 1932: Dritter Vorbericht über geologische Aufnahmen im Glocknergebiet. Verh. Geol. B.A. Wien, Jg. 1932.
- CORNELIUS, H. P. und CLAR, E., 1933: Vierter Vorbericht über geologische Aufnahmen in der Glocknergruppe. Verh. Geol. B.A. Wien, Jg. 1933.
- CORNELIUS, H. P. und CLAR, E., 1935: Geologische Karte des Glocknergebietes, 1:25 000, mit Erläuterungen. Geol. B.A. Wien.
- CORNELIUS, H. P. und CLAR, E., 1939: Geologie des Glocknergebietes, I. Teil, Abhandl. d. Zweist. Wien Reichsst. f. Bodenf. (Geol. B.A. Wien), 25.
- CORNELIUS, H. P. und CORNELIUS-FURLANI, M., 1932: Die Brekzien auf dem Gipfel des Weißecks in den Radstädter Tauern. Verh. Geol. B.A. Wien, Jg. 1932.
- DEL-NEGRO, W., 1950: Geologie von Salzburg. Univ. Verl. Wagner, Innsbruck.
- DEL-NEGRO, W., 1960: Salzburg (Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen). Verh. Geol. B.A. Wien, Sonderh. 1960, Salzburg.
- DIENER, C., 1897: Über eine Vertretung der Juraformation in den Radstädter Tauerngebilden. Verh. G.R.A. Wien, Jg. 1897.
- DIETIKER, H., 1938: Diss. E.T.H. Zürich, Buchdruckerei Fluntern.
- EXNER, Ch., 1939: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur und Maltatal. Diss. phil. Fak. Univ. Wien.
- EXNER, Ch., 1939: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur und Maltatal, I. Teil, Jb. d. Zweigst. f. Bodenf. (Geol. B.A. Wien) 89.
- EXNER, Ch., 1940: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur und Maltatal, II. Teil, Jb. Reichsst. f. Bodenf. Zweigst. Wien (Geol. B.A. Wien) 90.

- EXNER, Ch., 1942: Geologische Beobachtungen in der Katschbergzone (Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Malattal, III. Teil). Mitt. alpenländ. geol. Ver. (Geol. Ges. Wien) 35.
- EXNER, Ch., 1949: Tektonik, Feldspatausbildung und deren gegenseitige Beziehung in den östlichen Hohen Tauern. (Beiträge zur Kenntnis der Zentralgneisfazies) Tscherm. Mineral. u. Petr. Mitt. III. Folge, Bd. I.
- EXNER, Ch., 1951: Der recente Sial-Tiefenwulst unter den östlichen Hohen Tauern. Mitt. Geol. Ges. Wien, 39/41.
- EXNER, Ch., 1952: Geologische Probleme der Hohen Tauern. Verh. Geol. B.A. Wien, Sonderh. C. Jg. 1952.
- EXNER, Ch., 1952: Aufnahmen auf Blatt Rauris (154) mit dem östlichen Grenzgebiet auf Blatt Hofgastein (155) — (Bericht 1951). Verh. Geol. B.A. Wien, Jg. 1952.
- EXNER, Ch., 1953: Aufnahmen 1952 auf den Blättern Hofgastein (155) und Rauris (154). Verh. Geol. B.A. Wien, Jg. 1953.
- EXNER, Ch., 1953: Vom Katschbergpass zum Kareckhaus. Gesteine, Erze- und Minerallagerstätten in Kärnten, Carinthia II. 143.
- EXNER, Ch., 1954: Aufnahmen 1953 auf Blatt Hofgastein (155) und im weiteren Gebiet des Tauern Ostendes. Verh. Geol. B.A. Wien Jg. 1954.
- EXNER, Ch., 1955: Aufnahmen 1954 in den östlichen Hohen Tauern und in den südlichen Randgebieten (154, 155, 180, 181). Verh. Geol. B.A. Wien, Jg. 1955.
- EXNER, Ch., 1956: Geologische Karte der Umgebung von Gastein 1:50 000, Geol. B.A. Wien.
- EXNER, Ch., 1957: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein 1:50 000. Geol. B.A. Wien.
- FISCHER, H., 1947: Zur Geologie zwischen dem Stubachtal und dem Habachtal. Verh. Geol. B.A. Wien, Jg. 1947.
- FRASL, G., 1952: Aufnahmen auf Blatt Rauris (154). Verh. Geol. B.A. Wien, Jg. 1952.
- FRASL, G., 1954: Aufnahmen 1953 auf Blatt Rauris (154). Verh. Geol. B.A. Wien, Jg. 1954.
- FRASL, G., 1954: Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspatäugen einiger Porphyrgneise und Porphyrgranite und Augengneise Österreichs. Jb. Geol. B.A. Wien, 97.
- FRASL, G., 1955: Aufnahmen 1954 auf den Kartenblättern 154 (Rauris) und 152 (Matrei). Verh. Geol. B.A. Wien, Jg. 1955.
- FRASL, G., 1956: Geologische Aufnahmen 1955 auf Blatt Großglockner (153). Verh. Geol. B.A. Wien, Jg. 1956.
- FRASL, G., 1958: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. Jb. Geol. B.A. Wien, 101.
- FRASL, G. und HEISSEL, W., 1953: Über die Fossilfunde in den Fuscher Phylliten. Verh. Geol. B.A. Wien, Jg. 1953.

- FRECH, F., 1901: Zur Geologie der Radstädter Tauern. (Mit geol. Karte 1:75 000). Kokens. geol. und paläont. Abh. NF. Bd. V.H. 1. Jena.
- FRIEDRICH, O., 1936: Zur Geologie der Kieslagerstätten des Großarltales. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl. Abt. I, 145.
- FROSS-BUSSING, H., 1935: Die Morphologie des nördlichen Lungau. Geograph. Jb. aus Österreich, 18.
- GEYER, G., 1892: Reisebericht über geologische Aufnahmen im Lungau (Salzburg). Verh. Geol. R.A. Wien, 1892.
- GUMBEL, C. W., 1882: Gyporellen Schichten in den Radstädter Tauern. Verh. Geol. R.A. Wien, 1882.
- Haiden, A., 1950: Über Bausteinorkommen des Ober- und Unterpinzgaves. Geologie u. Bauwesen, Wien 1950, 17.
- HEISSEL, W., 1951: Grauwackenzone der Salzburger Alpen. Verh. Geol. B.A. Wien, Jg. 1951, Sh. C.
- HEIM, A., Geologie der Schweiz. II. Lief. Nr. 6, 1920.
- HERITSCH, F., 1926: Geologische Führer durch die Zentralalpen östlich vom Katschberg und Radstädter Tauern. Samml. geol. Führer XXXII, Berlin.
- HOLZER, H., 1949: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Stubach- und Dietsbachtal. Mitt. Geol. u. Bergbaust. Wien, Jg. I, 3.
- HOLZER, H., 1953: Aufnahmen 1952 auf Blatt Großglockner. Verh. Geol. B.A. Wien, Jg. 1953.
- HOLZER, H., 1953: Über die phyllitischen Gesteine des Pinzgaves. Verh. Geol. B.A. Wien, Jg. 1953.
- HORNINGER, G., 1954: Manganminerale vom Moserboden bei Kaprun. Tscherms. Mineral. Mitt. 3. F. 5.
- HOTTINGER, A., 1931: Über geologische Untersuchungen in den zentralen Hohen Tauern. Ecl. geol. Helv. 24/2.
- HOTTINGER, A., 1934: Zur Geologie des Nordrandes des Tauernfensters in den zentralen Hohen Tauern. Ecl. Geol. Helv. 27.
- HOTTINGER, A., 1935: Geologie der Gebirge zwischen der Sonnblick-Hocharngruppe und dem Salzachtal in den östlichen Hohen Tauern. Ecl. Geol. Helv. 28.
- KIESLINGER, A., 1936—1938: Berichte über geol. Aufnahmen auf Kartenblatt Hofgastein (Verh. Geol. B.A. Wien, 1936—1938).
- KIESLINGER, A., 1936: Ganggesteine im Zentralgneis am Zirmsers, Kärnten. Jb. Geol. B.A. Wien, 86.
- KLEBELSBERG, R., 1940: Ein Ammonit aus dem Hochstegenkalk des Zillertales (Tirol). Ztschr. Geol. Ges. Dtschl. Berlin, 92.
- KOBER, L., Bau und Entstehung der Ostalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien, 1912, 5.
- KOBER, L., 1912: Radstädter Tauern, Führer zur geologischen Exkursion in Graubünden und in den Radstädter Tauern, Geol. Rundschau, Stuttgart 1912.

- KOBER, L., 1922: Das östliche Tauernfenster. Denkschrift Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl. 98.
- KOBER, L., 1928: Mesozoische Brekzien in der oberen Schieferhülle der Sonnblick- und Glocknergruppe. Zentralbl. d. Mineralogie u.s.w. Abt. B, 12.
- KOBER, L., 1938: Der geologische Aufbau Österreichs. Wien.
- KOBER, L., 1955: Bau und Entstehung der Alpen, 2. Auflage, Wien, 1955.
- KÖHLER, A., 1923: Über einen Floitit aus dem Zentralgneis der Hohen Tauern. Mineral. u. Petrogr. Mitt. 36.
- KÖLBL, L., 1924: Zur Tektonik der mittleren Hohen Tauern. Zentralbl. f. Min. Abt. B. 19.
- KÖLBL, L., 1931: Zur Tektonik des Tauernfensters. Anz. Akad. Wiss. Wien 1931, 68.
- KÖLBL, L., 1932: Das Nordostende des Großvenediger-Massives. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl. Abt. I, 141.
- KÖLBL, L., 1935: Das Tauernproblem in den Ostalpen. Geol. Rdsch. 26.
- KRISTAN, E. und TOLLMANN, A., 1957: Zur Geologie des Semmeringmesozoikums. Mitt. Geol. u. Bergbaust. Wien, 8.
- LÖWL, F., 1894: Der Großvenediger. Jb. Geol. R.A. Wien, 44.
- LÖWL, F., 1895: Der Granatspitzkern. Jb. Geol. R.A. Wien, 45.
- METZ, K., 1952: Zur Frage voralpidischer Bauelemente in den Alpen. Geol. Rdsch. 40.
- MOJSISOVICS, E., 1872: Zur Altersbestimmung der krystallinischen Formationen in den Alpen. Verh. Geol. R.A. Wien, Jg. 1872.
- MUTSCHLECHNER, G., 1955: Über das Alter des Hochstegenkalkes bei Mayerhofen (Zillertal). Mitt. Geol. Ges. Wien, 48.
- NABHOLZ, W., 1945: Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald-Valser- und Safiental. Ecl. Geol. Ges. Helv. 38.
- PAULITSCH, P., 1948: Zwei Hornblenden aus Metabasiten der Hochalm-Ankogelgruppe. Tscherm. Min. u. Petrogr. Mitt. III. F. 1.
- PETERS, K., 1854: Die geologischen Verhältnisse der Nordseite der Radstädter Tauern. Jb. Geol. R.A. Wien, 5.
- PETERS, K., 1854: Die geologischen Verhältnisse des Oberpinzgau's, insbesondere der Zentralalpen. Jb. Geol. R.A. Wien, 5.
- PREY, S., 1937: Zur Frage des Auftretens der Dent Blanche-Decke in der Sonnblickgruppe. Sitzber. Akad. Wiss. Wien.
- PREY, S., 1938: Aufnahmebericht über Blatt St. Michael (5151). Verh. Geol. B.A. Wien, Jg. 1938.
- PREY, S., 1939: Aufnahmebericht 1938 über geologische Aufnahmen für die Entwässerung des oberen Murtales im Lungau auf Blatt 5151. Verh. Reichst. f. Bodenf. (Geol. B.A. Wien) Jg. 1939.
- PREY, S., 1940: Über die Katschbergschiefer. Verh. d. Reichst. f. Bodenf. (Geol. B.A. Wien) Jg. 1940.

- REIHSNER, W., 1950: Stratigraphie und Tektonik der westlichen Radstädter Tauern. Diss. phil. Fak. Univ. Wien (mit Karte 1:25 000).
- ROESLI, F., 1945: Fazielle und tektonische Zusammenhänge zwischen Oberengadin und Mittelbünden. *Ecl. Geol. Helv.* 37.
- SANDER, B., 1912: Westende der Tauern. Führer zu geologischen Exkursionen. *Geol. Rdsch.* 3.
- SANDER, B., 1941: Zur Petrographie der nachtriadischen Tarntaler Brekzie. *Ber. d. Reichst. f. Bodenf. (Geol. B.A. Wien)* Jg. 41.
- SCHMIDT, W., 1921: Grauwackenzone und Tauernfenster. *Jb. Geol. B.A. Wien*, 71.
- SCHMIDT, W., 1924: Der Bau der westlichen Radstädter Tauern. *Denksch. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl.* 99.
- SCHMIDT, W. J., 1950, 1951, 1952: Die Matreier Zone. Teil I, II, III, IV, V: *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl. Abt. I.* 159, 160, 161.
- SCHWINNER, R., 1930: Die älteren Baupläne in den Ostalpen. *Ztschr. dtsh. Geol. Ges.* 81.
- SCHWINNER, R., 1932: Zur Geologie der Oststeiermark. *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl. Abt. I.* 141.
- SCHWINNER, R., 1935: Zur Stratigraphie der Tarntaler und Radstädter Berge. *Jb. Geol. B.A. Wien*, 85.
- STACHE, G., 1874: Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. *Jb. Geol. R.A. Wien*, 24.
- STARK, M., 1907: Grünschiefer mit Reliktstrukturen. *Tschm. Min. u. Petrogr. Mitt.* 26.
- STARK, M., 1912: Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet und über die Beziehung der Schieferhülle des Zentralgneises. *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl. Abt. I.* 121.
- STARK, M., 1939: Entwicklungsstadien bei krystallinen Schiefen (Grünschiefern) der Klammkalk-Radstädter Serie im Arl- und Gasteiner Tal. *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl. Abt. IIa*, 148.
- STARK, M., 1940: Porphyroide und verwandte Eruptive aus dem Großarl- und Gasteiner Tal. *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl. Abt. I.* 149.
- STARK, M., 1950: Die Grünschiefer der Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer des Großarl- und Gasteiner Tales. *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl. Abt. I.* 159.
- STAUB, R., 1924: Der Bau der Alpen. *Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, NF.* 52.
- STEINMANN, G., 1910: Über die Stellung und das Alter des Hochstegenkalkes. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 3.
- STUDER, B., 1849: Über eine Reise in die österreichischen Alpen im Herbst 1848. *Neues Jb. f. Min., Jg.* 1849.

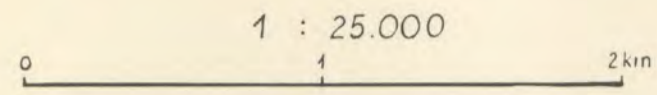
- STUR, D., 1854: Die geologische Beschaffenheit der Zentralalpen zwischen dem Hochgolling und dem Venediger. Jb. Geol. R.A. Wien, 5.
- SUCESS, E., 1890: Über den Kalkglimmerschiefer der Tauern. Anzeiger. Akad. Wiss. Wien, Jg. 1890.
- TERMIER, P., 1903: Les nappes des alpes orientales et la syntèse des alpes. Bull. Soc. Geol. France, Ser IV. III.
- THALMANN, F., 1962: Geologische Neuaufnahme des Kammzuges zwischen Mur- und Zederhaus Tal (Zederhauser Weißeck und Rieding Spitze). Diss. phil. Fak. Univ. Wien.
- THALMANN, F., 1962: Geologische Neuaufnahme der Rieding Spitze und des Weißecks (Blatt Mosermannl 156/1; südwestliche Radstädter Tauern) Verh. G. B.A. Wien, Jg. 1962.
- THIELE, O., 1951: Beobachtungen am Tauernnordrand im Bereich von Gerlos (Tirol). Mitt. Geol. und Bergbaustudenten Wien, 2.
- TOLLMANN, A., 1956: Geologie der Pleisslinggruppe (Radstädter Tauern), Verh. Geol. B.A. Wien, Jg. 1956.
- TOLLMANN, A., 1957: Aufnahmebericht 1956. Mittlere Radstädter Tauern, Blatt Muhr (156). Verh. Geol. B.A. Wien, Jg. 1957.
- TOLLMANN, A., 1957: Semmering und Radstädter Tauern. Ein Vergleich in der Schichtfolge und Bau. Mitt. Geol. Ges. Wien, 50.
- TOLLMANN, A., 1958: Geologie der Modermannlgruppe. Jb. Geol. B.A. Wien, 101.
- TOLLMANN, A., 1959: Bericht über die geologischen Aufnahmen 1958 in den südlichen Radstädter Tauern (Blatt 156 - Muhr) Verh. Geol. B.A. Wien, Jg. 1959.
- TOLLMANN, A., 1959: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. Mitt. Geol. u. Bergbaustudenten Wien, 10.
- TOLLMANN, A., 1960: Bericht 1959 über die geologischen Aufnahmen in den östlichen Radstädter Tauern (Blatt 156 - Muhr, 157 - Tamsweg). Verh. Geol. B.A. Wien, Jg. 1960.
- TOLLMANN, A., 1960: Der Twenger Wandzug (Radstädter Tauern) Mitt. Geol. Ges. Wien, 53.
- TOLLMANN, A., 1961: Bericht 1960 über die geologischen Aufnahmen in den südlichen Radstädter Tauern (Blatt 156 - Muhr, 157 - Tamsweg). Verh. Geol. B.A. Wien, Jg. 1961.
- TOLLMANN, A., 1961: Tektonische Karte des Tauernfensters: Bisher unveröffentlichte Karte, vorgelegt bei der Herbsttagung der Geol. B.A. 1961 in Bruck an der Glocknerstraße.
- TOLLMANN, A., 1961: Vom Bau der Alpen. Universum, 16.
- TRAUTH, F., 1925—1927: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. Denksch. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl. 100, 101.

- UHLIG, V., 1908: Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl. Abtl. I, 113.
- VACEK, M., 1884: Beiträge zur Geologie der Radstädter Tauern. Jb. Geol. R.A. Wien, 36.
- VACEK, M., 1901: Über den neuesten Stand der geologischen Kenntnisse der Radstädter Tauern. Verh. Geol. B.A. Wien, Jg. 1901.
- WEINSCHENK, E., 1903: Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, speziell des Großvenedigerstockes. Abh. d. bayr. Akad. Wiss. II, Kl. 22.
- WENK, E., 1953: Prinzipielles zur geologisch-tektonischen Gliederung des Penninikums im zentralen Tessin. Ecl. Helv. 49.
- WIEBOLS, J., 1948: Zur Tektonik des hinteren Groß-Arl-Tales. Jb. Geol. B.A. 93.
- WINKLER-HERMADEN, A., 1923: Bemerkungen zur Geologie der östlichen Tauern. Geol. B.A. Jg. 1923.
- WINKLER-HERMADEN, A., 1924: Tektonische Probleme in den östlichen Hohen Tauern. Geol. Rundsch. 15.
- WINKLER-HERMADEN, A., 1950: Tertiäre Ablagerungen und junge Landformung im Bereich des Längstales der Enns. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl. Abt. I, 159.

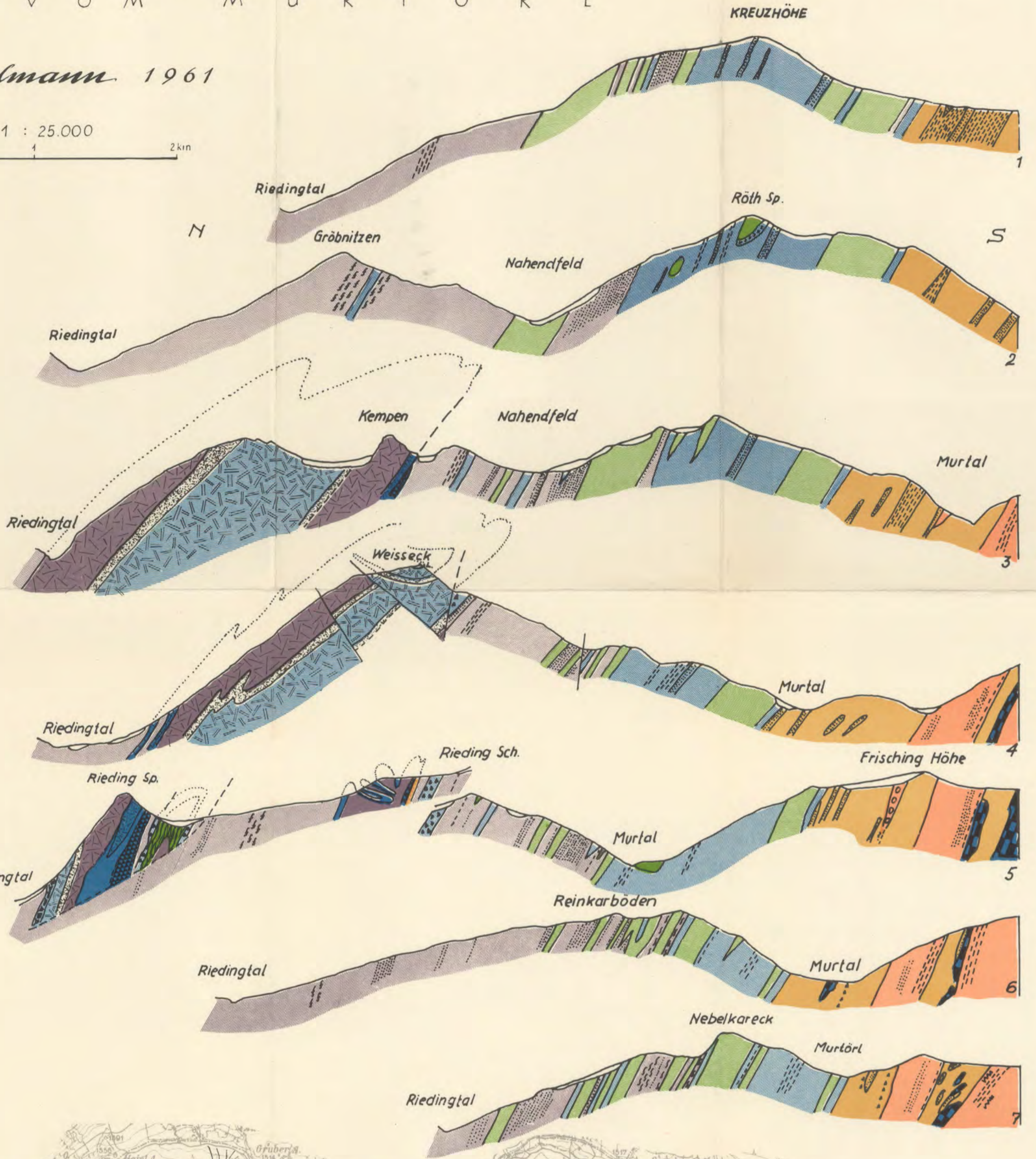
Geologische Karte und N-S Profile VOM KAMMZUG ZWISCHEN MUR - UND RIEDINGTAL - ÖSTLICH VOM MURTÖRL

Topographische Grundlage vervielfältigt mit Genehmigung des
Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen (Landesaufnahme,
in Wien (Zl. L 60 690 / 63).

F. Thalmann 1961



- Hangschutt
- Schwemmkegel
- Bergsturz
- Schuttlagen - Rutschhänge
- Moränen
- Moränenwall
- Firngleitwall
- alter Bergbau
- Bergzerreissungen
- Mylonitzonen
- Brüche

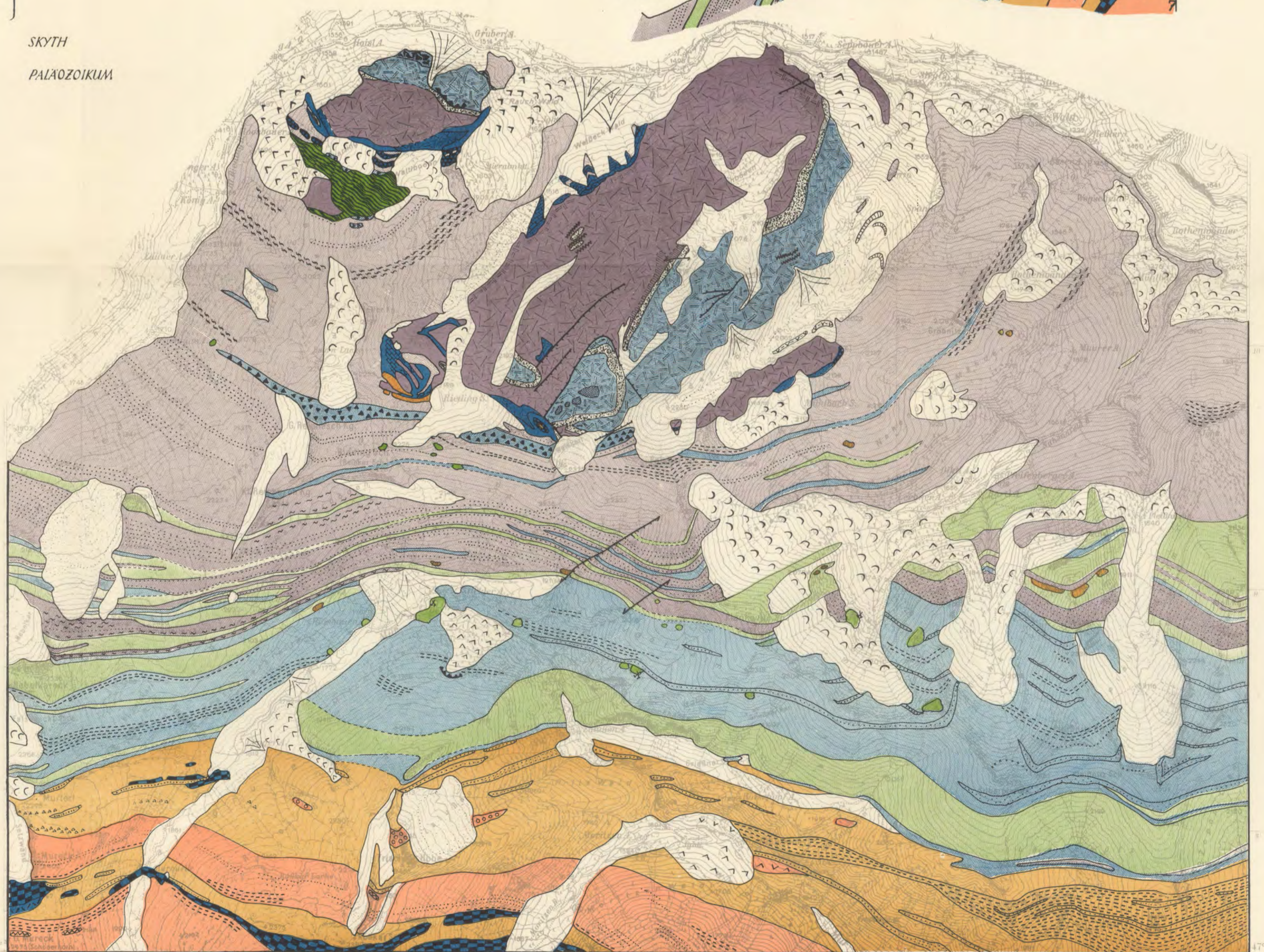


UNTEROSTALPIN

- Dolomitrekie
 - Kalk, Tonschiefer, Marmor
 - Hauptdolomit
 - dünnbankiger, lichter Dolomit Tonschiefer, Brekzien
 - sandiger, grauer Dolomit
 - Wettersteindolomit
 - blaugrauer Dolomit
 - hell- u. dunkelgrauer Dolomit
 - grauer z. T. schwarzer Dolomit
 - Dolomitschlierenkalk
 - Kalkmarmor
 - Tonschiefer
 - Rauhwacke
 - Quarzit
 - Quarzphyllit, Altkristallin
- LIAS
NOR
KARN
KARN - LADIN
LADIN
LADIN - ANIS
ANIS
SKYTH
PALAEOZOIKUM

PENNIN

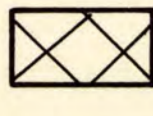
- chlorit-serizitreiche Phyllite
- chlorit-quarzreiche Phyllite
- karbonatreiche Phyllite
- schwarze Phyllite
- helle u. dunkle Phyllite
- Grünschiefer
- Serpentin
- Talkstiefer
- Kalk-Dolomit-Quarzitbrekie
- sandige, tonige Phyllite
- Kalkphyllit
- Kalkglimmerschiefer bis Kalkphyllit
- Kalkmarmor
- Dolomitmarmor
- Quarzit, Rauhwacke, Kalk, Dolomit
- Albitknötchenschiefer
- Graphitquarzit
- Granatglimmerschiefer
- dunkle Glimmerschiefer bis Phyllite
- basische Schollen im Granitgneis (Schollenfolit)
- phyllonitischer Granitgneis
- mikroklitreicher Granitgneis
- porphyrischer Granitgneis
- fein bis mittelkörniger Granitgneis



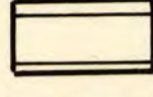
STRUKTURKARTE des Kammzuges MUR - RIEDINGTAL östlich vom MURTÖRL.

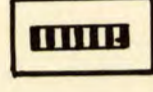
1:25000


F. THALMANN 1962

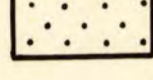
 Unterostalpine Schichtfolge

 Rauriser Phyllit

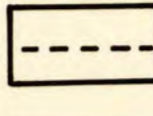
 Kalkglimmer - Grünschiefer

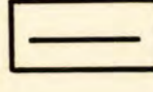
 Dolomite (TRIAS)

 Kalk-u. Dolomitmarmor (TRIAS - JURA)

 Glimmerschiefer - Phyllite

 Granitgneis

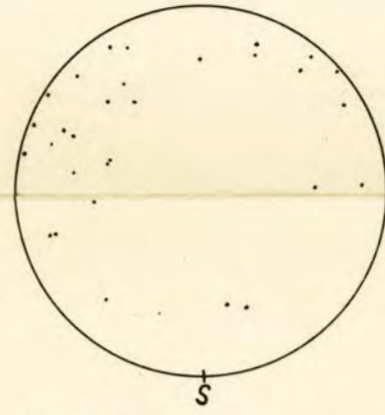
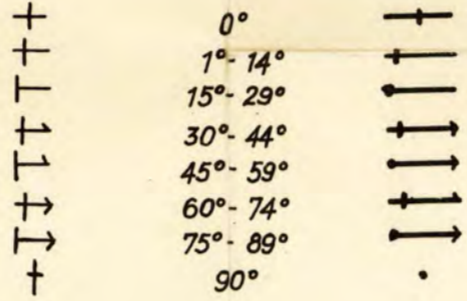
 Decken - Schuppengrenze

 Brüche

Deckensystem d. oberen Schieferhülle
System d. unteren Schieferhülle

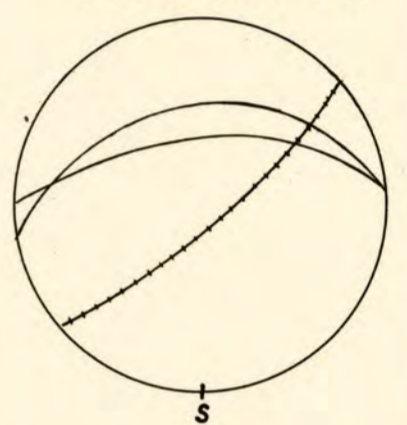
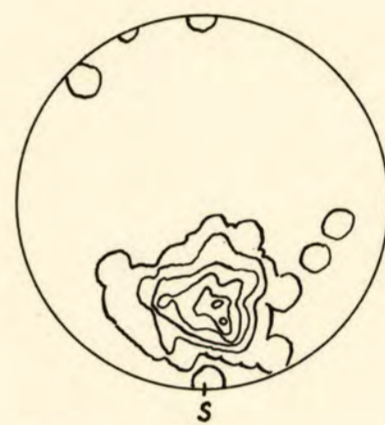
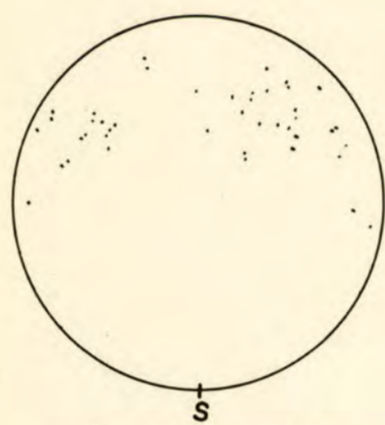
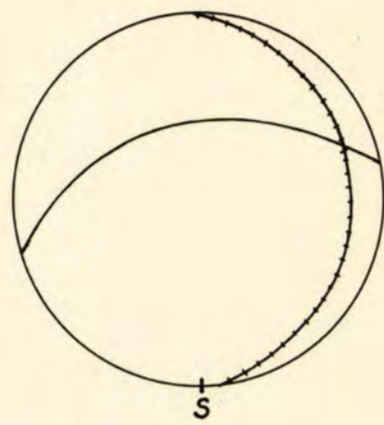
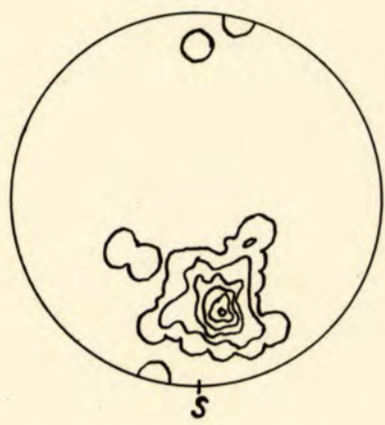
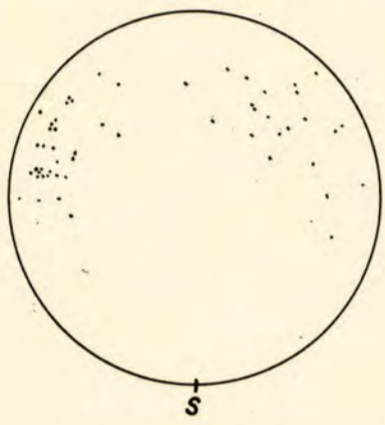
δ -Flächen

Faltenachsen



WEISSECK : Faltenachsen - u. δ -Flächendiagramm
27 Faltenachsen

112 δ -Flächen
1-3-5-7-10- (12) π
09-27-45-63-9-10,8 %



HINTER RIEDING TAL Faltenachsen - u. δ -Flächendiagramm
56 Faltenachsen

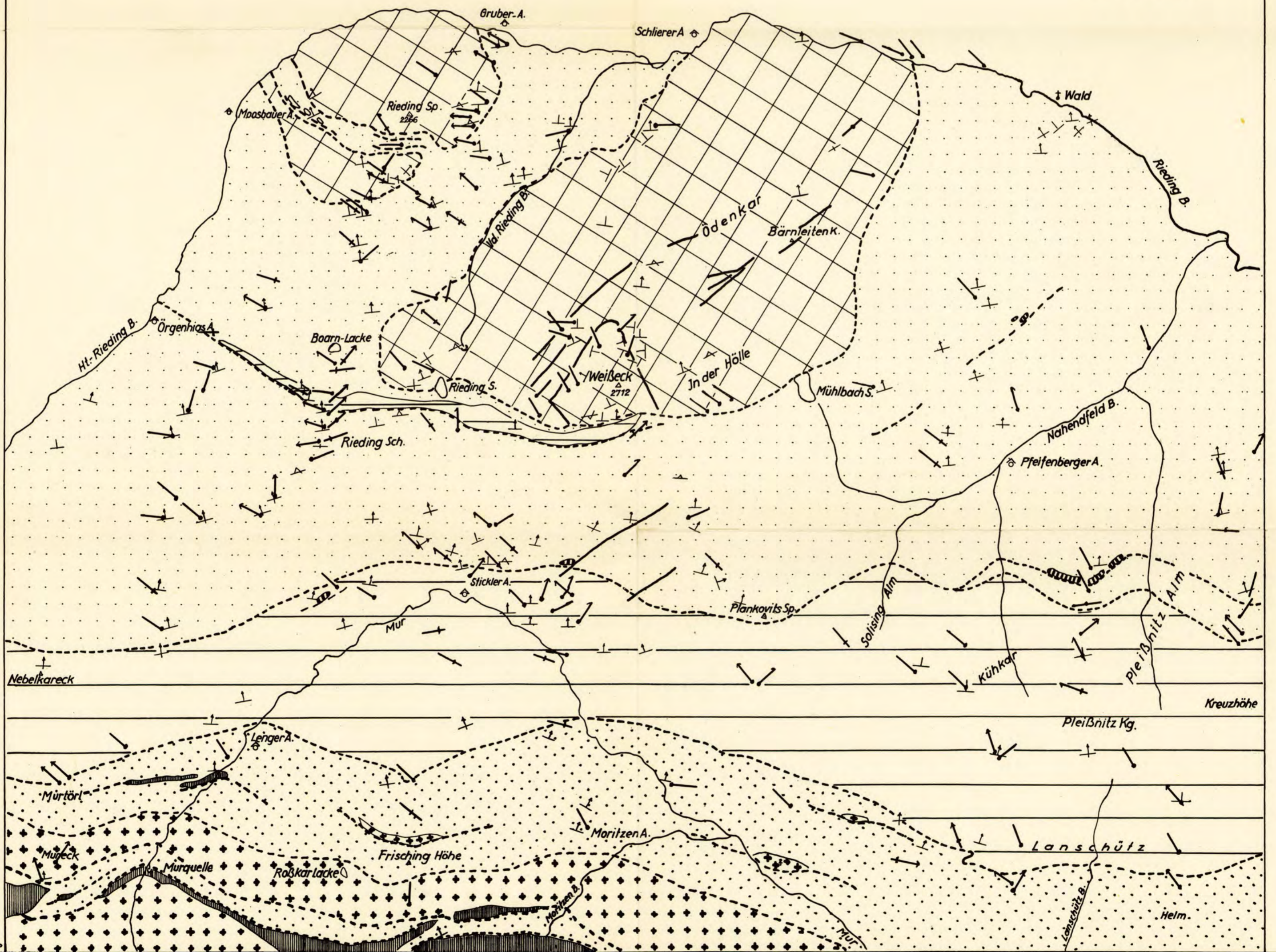
53 δ -Flächen
1-3-6-9-15-18 π
1,8-5,4-10,8-16,2-27-32,4 %

Konstruktion eines Scherungs β aus δ -Fläche 345/50 u. Scherfläche 080/20

MURTAL - NAHENDFELD Faltenachsen - u. δ -Flächendiagramm
42 Faltenachsen

100 δ -Flächen
1-3-6-10-13-18 - (22) π %

Konstruktion eines Scherungs β aus δ -Flächen 345/45, 355/55 u. d. Störung 140/80



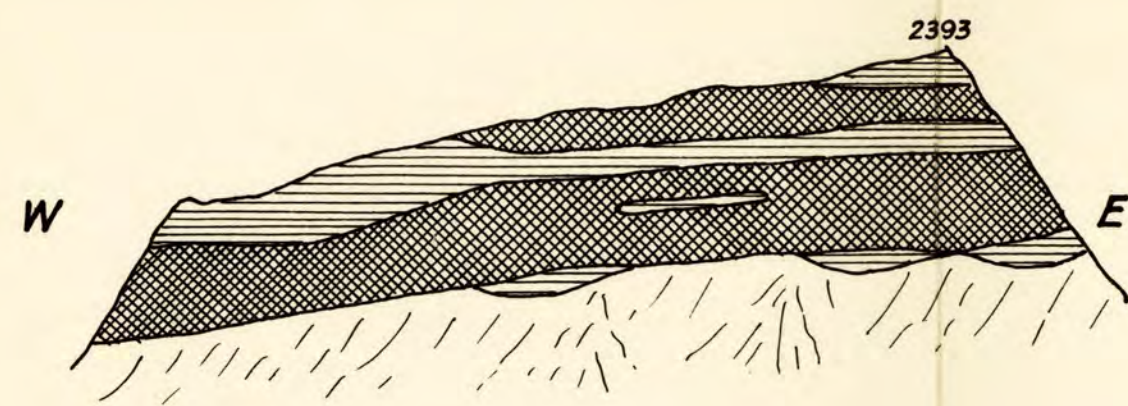


Fig. 1 Murwand

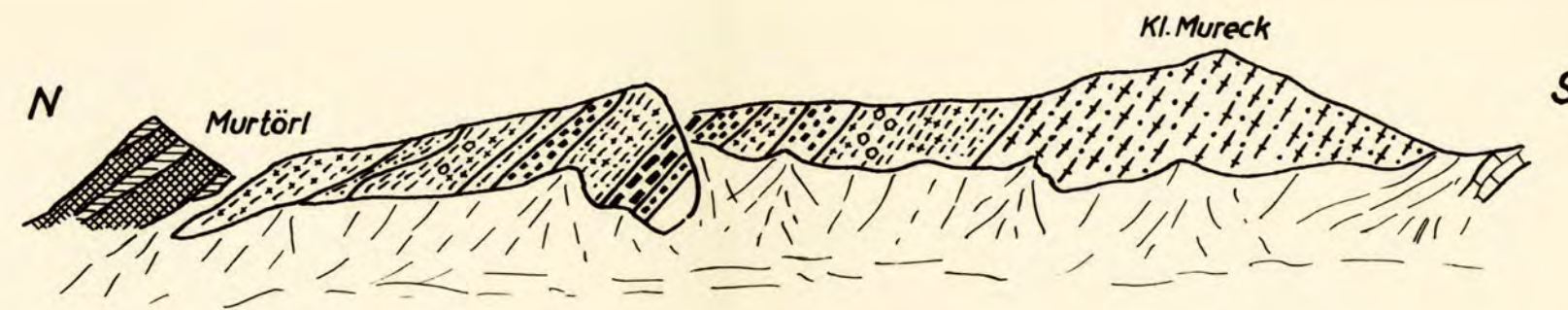


Fig. 2 Setzwand

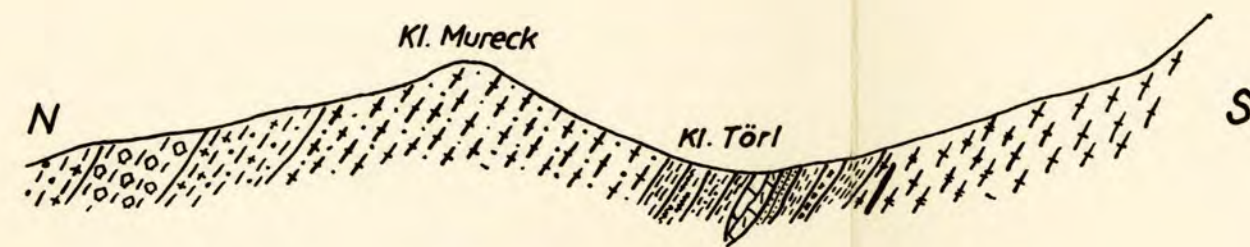


Fig. 3 Kl. Törl zwischen Gr. u. Mureck

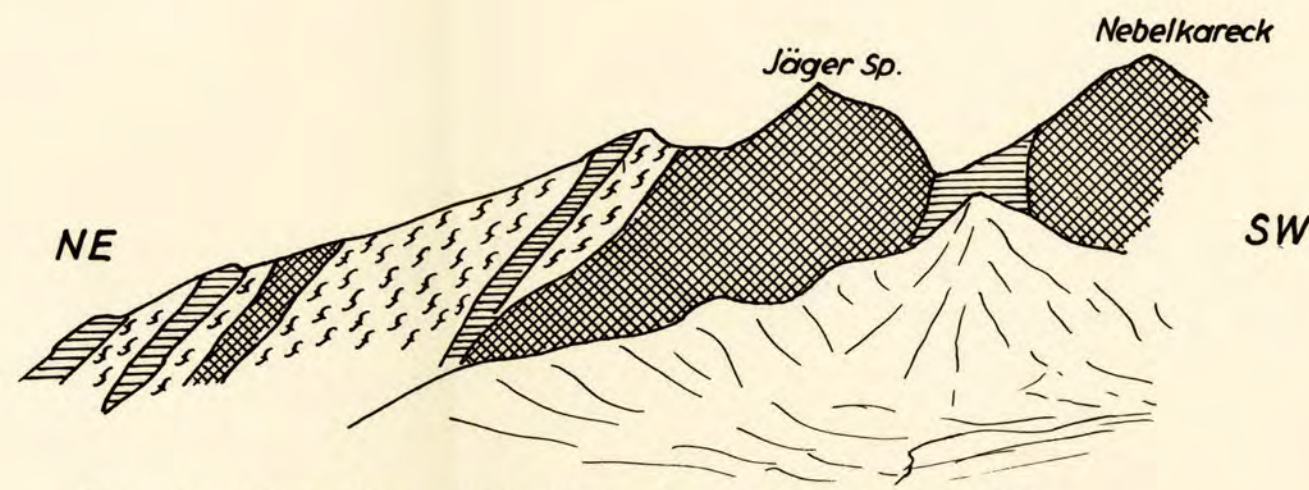


Fig. 4 Jäger Sp. u. Nebelkareck v.d. Wasserfall Sch.



Fig. 5 Kammprofil der Frischinghöhe v. Westen

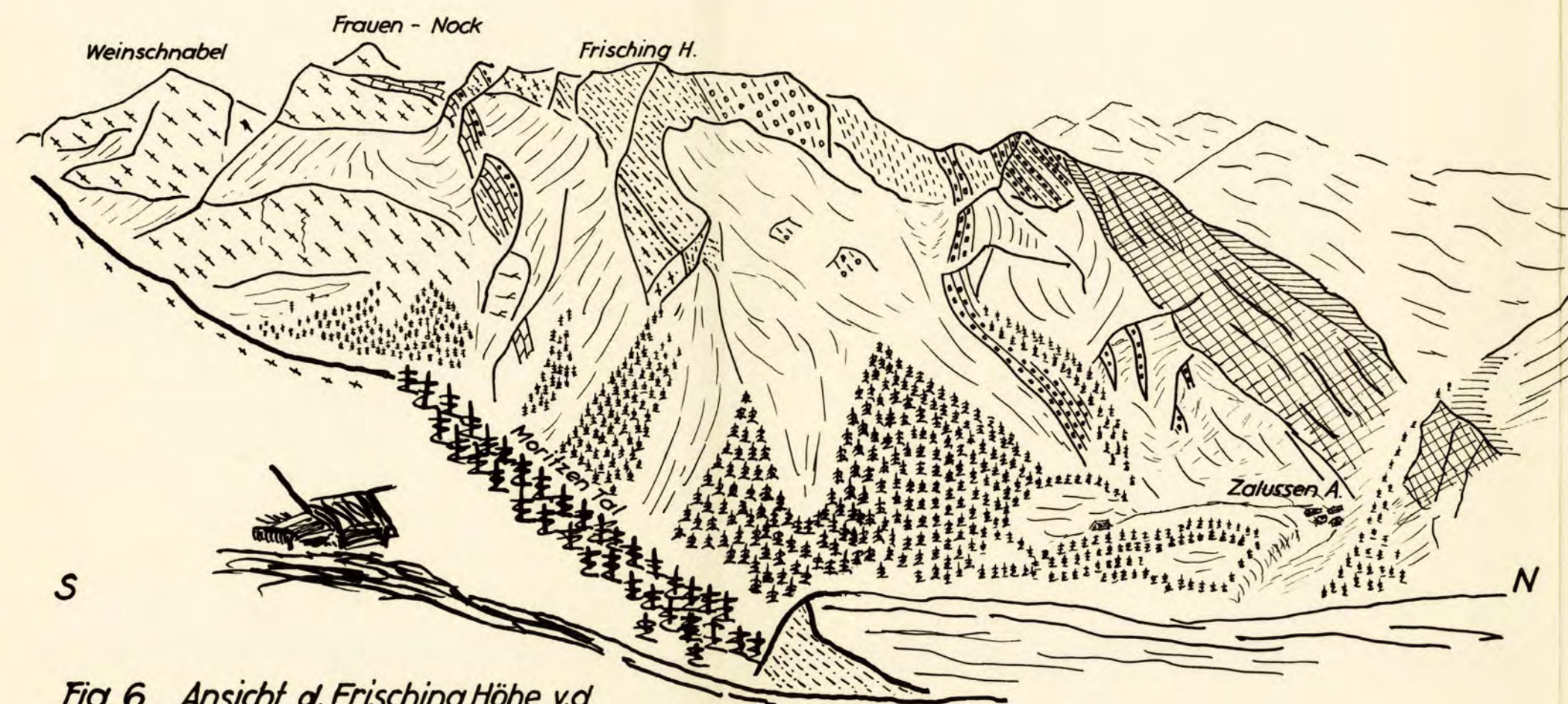


Fig. 6 Ansicht d. Frisching Höhe v.d. Schaf Alm östlich d. Rossfallgraben



Fig. 7 Kamm zur Jägerspitze

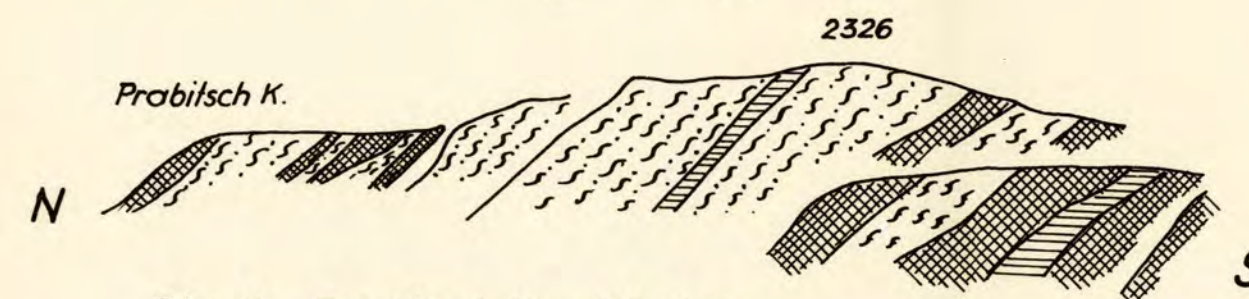


Fig. 8 Prabitsch K. v. Westen

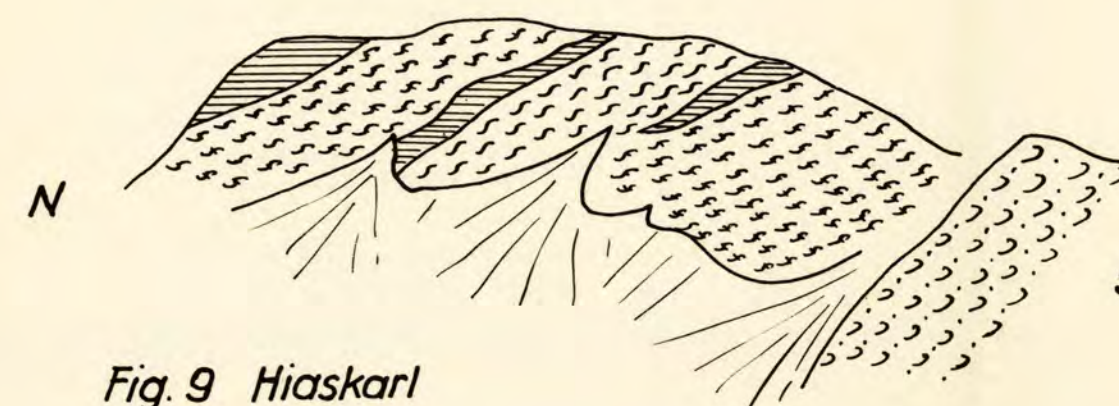




Fig. 9 Hiaskarl

PROFILE zwischen MURTÖRL u. MORITZENTAL

F. THALMANN 1961.

-  Serizit-Chloritphyllit m. Karbonat
-  quarzreiche Phyllite
-  helle Phyllite
-  dunkle Phyllite
-  dunkle u. helle Phyllite
-  Grünschiefer
-  Karbonatquarzit
-  Kalkglimmerschiefer
-  Kalkmarmor
-  Dolomitmarmor
-  Weisser Tafelquarzit
-  Albitknöchenschiefer
-  Graphitphyllit
-  Graphitquarzit
-  Granatglimmerschiefer
-  Disthenschiefer
-  Chloritoidschiefer
-  dunkle u. helle Glimmerschiefer
-  helle Glimmerschiefer
-  dunkle Glimmerschiefer
-  basische Schotten im Granitgneis
-  Weisschiefer - Quarzit
-  Mikroklin-Granitgneis
-  Granitgneis m. Feldspat-Augen
-  Granitgneis - phyllonitisch
-  Granitgneis

PROFILE zwischen WEISSECK und KREUZHÖHE

F. THALMANN 1961

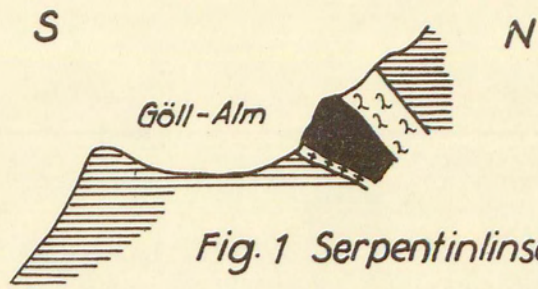


Fig. 1 Serpentinlinse - Göll Alm bei Kote 2035

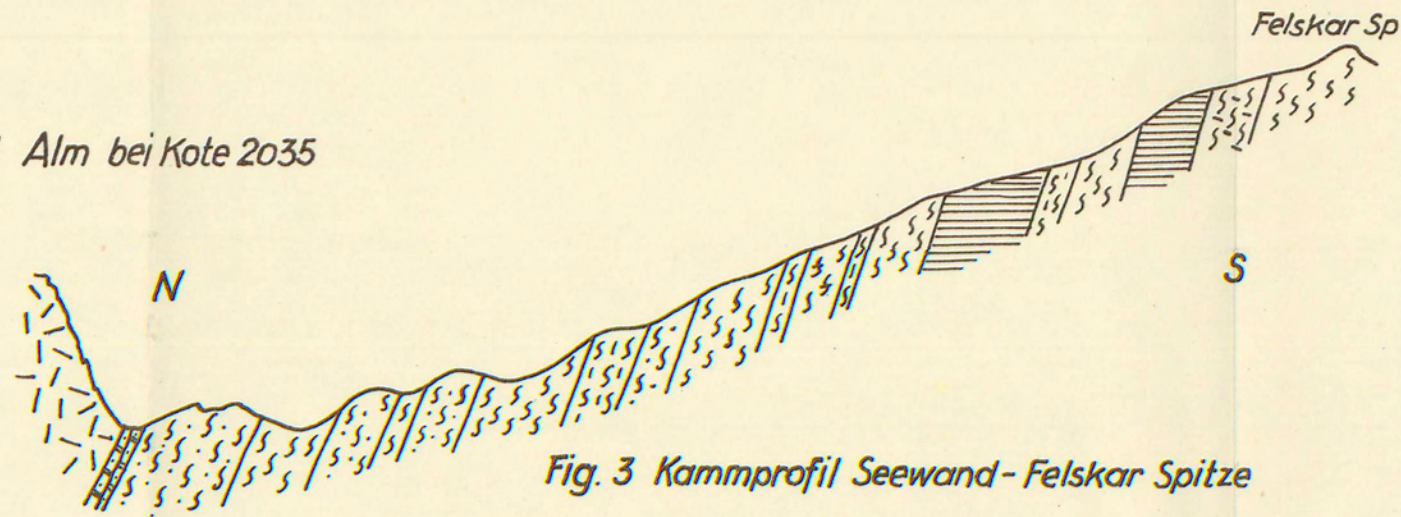


Fig. 3 Kammprofil Seewand - Felskar Spitze

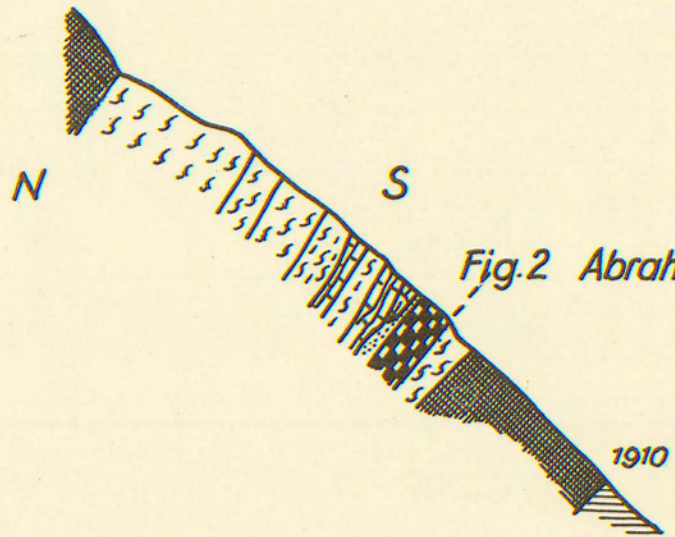


Fig. 2 Abraham Graben oberhalb Kote 1910

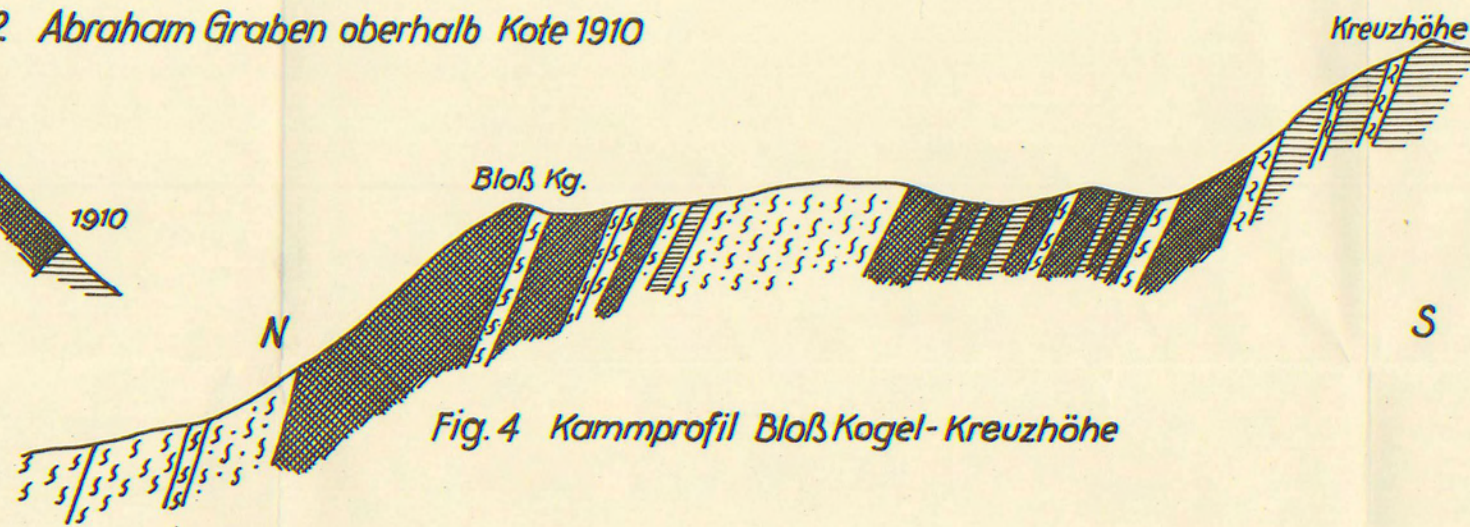


Fig. 4 Kammprofil Bloßkogel - Kreuzhöhe

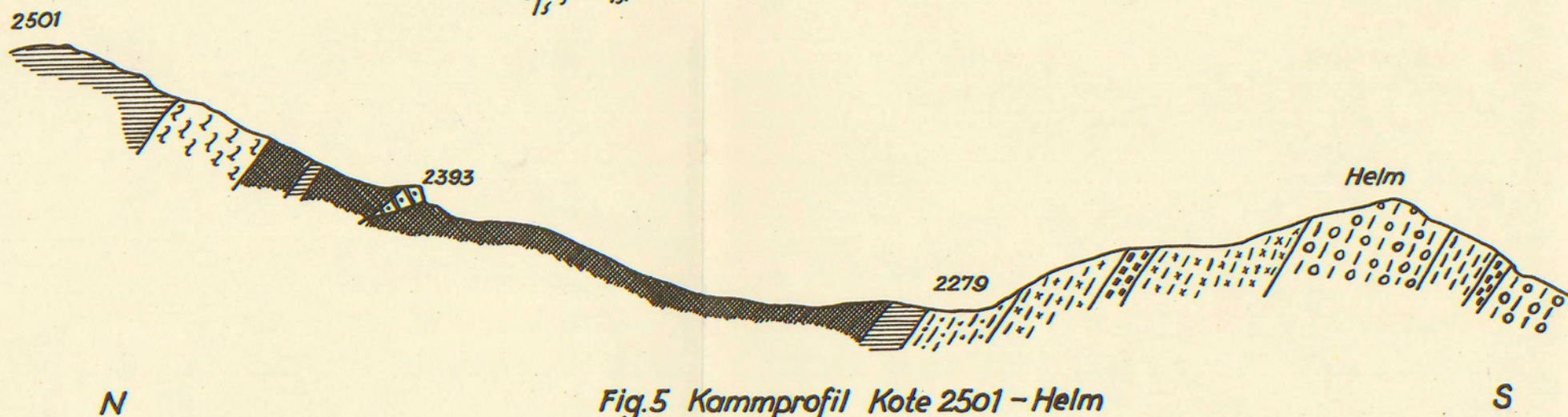


Fig. 5 Kammprofil Kote 2501 - Helm

- Wettersteindolomit
- Bändermarmor
- Chlorit-quarzreiche Phyllite
- quarzreiche Phyllite
- karbonatreiche Phyllite
- dunkle Phyllite
- dunkle u. helle Phyllite
- Serpentin - Talkschiefer (+)
- Grünschiefer
- sandige Phyllite
- Karbonatquarzit
- Kalkglimmerschiefer
- gelber Kalkmarmor
- grauer Kalkmarmor
- Rauhwaacke
- Quarzit
- Muskowit-Albitknötchenschiefer
- Chlorit-Albitknötchenschiefer
- Chlorit-Muskowit-Albitknötchenschiefer
- dunkle Albitknötchenschiefer
- Graphitquarzit

Zur stratigraphischen Gliederung der Gosauschichten von Gams.

Von HEINZ KOLLMANN

Mit 3 Tabellen

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	13. Bd.	1962	S. 189—212	Wien, Juli 1963
-------------------------------	---------	------	------------	-----------------

I. EINLEITUNG

Das Gosaubecken von Gams liegt im steirischen Anteil der Nördlichen Kalkalpen. Es erstreckt sich vom Quertal der Enns mit maximal 3 km Breite etwa 15 km gegen E.

Die Schichtfolge reicht vom Santon? bis in das Untereozän. Die Gesamtmächtigkeit beträgt etwa 2.200 m. Durch einen Aufbruch von Untertrias wird das Becken in zwei Abschnitte geteilt. Der westliche, der in der älteren Literatur als „Vordere Gams“ bezeichnet wurde, enthält hauptsächlich Gesteine des Santon?, während der östliche Teil, die „Hintere Gams“ fast zur Gänze von stratigraphisch höheren Ablagerungen eingenommen wird (siehe Tabelle 1). Zwischen den beiden Teilmulden bestehen nur sehr wenige Verbindungen.

Schon im 19. Jahrhundert waren die Gosauschichten von Gams Gegenstand reger Forschungstätigkeit. A. v. MORLOT (1850), C. PETERS (1852), A. E. REUSS (1854), D. STUR (1871) und A. REDTENBACHER (1874) versuchten, die Gosauschichten zu untergliedern. Daß dabei fast nur die tieferen, verhältnismäßig makrofossilreichen Schichten des Westabschnittes der Gamser Gosau behandelt wurden, entspricht dem damaligen Forschungsstand. Die makrofossillereen Mergel und Sandsteine der Hinteren Gams wurden zumeist überhaupt nicht erwähnt oder wurden auch als faziell anders ausgebildete Äquivalente von Schichten der Vorderen Gams bezeichnet. (Bei A. REDTENBACHER, 1874). Mit dem Einsetzen mikropaläontologischer Studien in den Ostalpen wurde das Becken von Gams von C. A. WICHER und F. BETTENSTAEDT (1956) einer neuerlichen Untersuchung unterzogen. Mit Hilfe von Foraminiferen wurden die Mergel und Tonmergel des Ostteiles erstmals untergliedert und mit gleichaltrigen Ablagerungen des übrigen Tethys-Bereiches verglichen. Dadurch wurde eine der wesentlichsten Grundlagen für die Stratigraphie der Gosauschichten geschaffen.

Vorliegende Arbeit stellt den Auszug aus einer Dissertation dar, in deren Rahmen in den Jahren 1961—62 ein großer Teil der Gamser Gosau geologisch kartiert und auf paläontologischer Grundlage untergliedert wurde. Alle angeführten Fossilzonen konnten über größere Flächen verfolgt werden und sind daher stratigraphisch brauchbare Horizonte.

II. STRATIGRAPHIE

A. Beschreibung der Fossilzonen

Einen Überblick über die Stratigraphie der Gosauschichten gibt Tabelle 3. Darin werden die Reichweiten der wichtigsten Foraminiferen und die Zonengliederung zur lithologischen Ausbildung in Beziehung gebracht.

1.) Die Basisbildungen (Santon?)

Den oberjurassischen Oberalmer Schichten im Untergrund des westlichen Teiles des Beckens von Gams liegen vereinzelt Aufarbeitungskonglomerate auf, deren Geröllbestand fast ausschließlich aus diesen Gesteinen besteht. Darüber folgt grobkörniger Sandstein mit zahlreichen „Exotischen Geröllen“ (hauptsächlich Quarzporphyre), der eine lebhaftige Kreuzschichtung aufweist. Im Ostteil des Gamser Beckens werden diesen Basisbildungen bunte, grobe Konglomerate und schwarze Sandsteine zugeordnet, die von Mergeln des Obercampan diskordant überlagert werden. Sichere Hinweise für die Einstufung bestehen jedoch nicht. An Fossilien waren in den Sandsteinen nur einige Bruchstücke von *Actaeonella* sp. enthalten, die keinerlei stratigraphischen Aussagewert besitzen.

2. Die „concovata“-Zone (Santon)

Über den Basisbildungen folgen etwa 1.400 m mächtige Sandsteine, Sande und Mergel. Da eine eindeutige stratigraphische Zuordnung des gesamten Abschnittes weder mit Makro-, noch mit Mikrofossilien möglich ist, soll hier der Begriff „concovata“-Zone eingeführt werden. *Globotruncana concovata* tritt im Becken von Gams nur in diesem Bereich auf. Sie setzt nach I. de KLASZ (1956) und H. M. BOLLI (1957) im oberen Coniac ein und reicht bis an die Grenze Santon-Campan. Mit dem erstmaligen Auftreten der einkieligen Globotruncanen der *elevata-stuarti*-Gruppe im untersten Campan verschwindet diese Form aus den Faunen. Die *concovata*-Zone entspricht daher einem Zeitraum vom obersten Coniac bis in das oberste Santon. Diese Einstufung wird durch Hippuritenfunde unterstützt.

Die Sandsteine an der Basis werden von grauen Mergeln überlagert, die nördlich der Ortschaft Gams eine Mächtigkeit von etwa 75 m aufweisen, gegen E aber schnell auskeilen. In diese Mergel

sind dünne Kohlenflöze eingeschaltet. An den stark bewachsenen Hängen kann die räumliche Verbreitung der Mergel daher zumeist nur an Hand der alten Halden erkannt werden, die von dem einst hier weit verbreiteten Kohle- und Gagat-Bergbau Zeugnis geben. Auf diesen Halden konnten außerdem zahlreiche Makrofossilien aufgesammelt werden:

Gastropoden: *Glauconia kefersteini* (MÜNSTER)
Glauconia renauxiana (d'ORB.)
Natica sp.
Purpuroidea reussi HOERNES
Cerithium provinciale REUSS

Bivalven: *Pecten exilis* REUSS

Eine stratigraphische Zuordnung dieser Fauna ist nicht möglich. Die von A. E. REUSS (1854) vom Akogel beschriebenen Faunen stammen ebenfalls aus dieser Serie.

Die Schlammproben führen neben Sandschalern vor allem Globotruncanen. Folgende Arten sind hier vertreten:

Globotruncana coronata (BOLLI)
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana angusticarinata GANDOLFI
Globotruncana concavata (BROTZEN)
Globotruncana marginata (REUSS)
Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU)

Diese Fauna ist typisch für die *concavata*-Zone.

Im Hangenden der kohleführenden Serie treten etwa 350—400 m mächtige, schwarzgraue Sandsteine und Sande auf. Diese werden in der geologischen Literatur des vergangenen Jahrhunderts oftmals erwähnt, da sie verhältnismäßig reich an Makrofossilien sind. Alle bei A. v. MORLOT (1850), C. PETERS (1852), A. E. REUSS (1854), D. STUR (1871), A. REDTENBACHER (1874) von den Fundpunkten „Noth“ und „Holzrechen“ beschriebenen Faunen stammen aus dieser Serie. An bestimmaren Fossilien konnten gefunden werden:

Hippurites (*Vaccinites*) *sulcatus* DEFRANCE
Nerinea (*Simploptyxis*) *pailleteana* d'ORB
Actaeonella (*Trochactaeon*) *lamarcki* SOW.

Nach O. KÜHN (1932) und nach frdl. mündlicher Mitteilung von Herrn Prof. KÜHN ist *Hippurites sulcatus* in das Obersanton einzustufen. *Actaeonella lamarcki* und *Nerinea pailleteana* besitzen keinen stratigraphischen Aussagewert. Die nur sehr seltenen Mikrofaunen sind typisch für die *concavata*-Zone. Sie enthalten Formen der *lapparenti*-Gruppe, *G. coronata* und *G. concavata*.

Über den Sandsteinen folgen Tonmergel und Sande von unterschiedlicher Mächtigkeit, deren Maximum aber 700 m nicht überschreitet. Im Ostteil des Gamser Beckens konnte diese Serie nicht beobachtet werden. In den Tonmergeln liegen die Ammonitenfundpunkte „Steinwand“, „Radstatt“ und „Auberg“, die von D. STUR (1871) erwähnt wurden. Ich konnte hier folgende kleine Fauna aufsammeln:

cf. *Scaphites* sp.

Barroisiceras haberfellneri (v. HAUER)

Tissotia ewaldi (v. BUCH)

Bruchstücke eines kleinen evoluten Ammoniten.

Von R. BRINKMANN (1935) wurden weitere sieben Arten aus Gams angeführt. Das Alter der Fauna wurde von ihm mit Oberconiac angegeben. Da aber im Liegenden Rudisten des Obersanton auftreten, müßten die Tonmergel mit den Ammoniten jünger sein. Entweder sind daher die Reichweiten der angeblichen Coniac-Formen *Barroisiceras haberfellneri* und *Tissotia ewaldi* nach oben hin zu erweitern (eine Begründung für ihre Einstufung in das Coniac konnte nirgends in der Literatur gefunden werden), oder die Ammoniten wurden aus jetzt nicht mehr aufgeschlossenen Schichten des Coniac aufgearbeitet.

Die Mikrofauna enthält an der Basis:

Sandschaler

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN

Globotruncana coronata (BOLLI)

Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU)

Globotruncana angusticarinata GAND.

Globotruncana marginata (REUSS)

Globotruncana globigerinoides BROTZEN

Globotruncana concavata (BROTZEN)

In den höheren Partien treten die Formen

Globotruncana fornicata PLUMMER

Globotruncana cf. *thalmanni* GAND.

hinzu. Typische Vergesellschaftungen des Campan konnten auch hier nicht gefunden werden.

3. Das Campan I (Untercampan)

Das Campan I wird von rotbraunen und blaugrauen sandigen Mergeln aufgebaut. Dieser Schichtbestand setzt sich bis in das untere Obercampan fort. Der gesamte Umfang dieser Serie bis zum Einsetzen der Konglomerate des Obercampan wird daher als „Tieferer Mergelkomplex“ bezeichnet.

Die Fauna des Campan I ist charakterisiert durch das gemeinsame Vorkommen der älteren zweikieligen Arten (*G. coronata*) und der ersten einkieligen Formen (*G. elevata*), deren Hauptverbreitung im Oberen Campan und im Maastricht liegt. Im Gegensatz zu anderen Gosabecken (Grünbach, Gosau) ist das Unter-campan von Gams rein marin entwickelt. Die Fauna enthält:

Sandschaler

Globotruncana coronata (BOLLI)

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN

Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU)

Globotruncana fornicata PLUMMER

Globotruncana thalmanni GAND

Globotruncana elevata elevata BROTZEN

Globotruncana elevata stuartiformis DALBIEZ

Globotruncana lapparenti ssp. (dorsal gewölbt).

In höheren Abschnitten setzt

Globotruncana caliciformis (de LAPP.)

ein.

4.) Das Untere Campan II (Unteres Obercampan)

a) Mergel

Die Fauna besteht zu 90% aus Globotruncanen. Daneben treten Sandschaler auf. Folgende Formen konnten bestimmt werden:

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN

Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU)

Globotruncana fornicata PLUMMER

Globotruncana thalmanni GAND.

Globotruncana elevata stuartiformis DALBIEZ

Globotruncana bollii GAND.

Globotruncana lapparenti ssp.

Globotruncana caliciformis (de LAPP.)

Globotruncana flexuosa v. der SLUIS

Globotruncana lapparenti bulloides VOGLER

Globotruncana ventricosa ventricosa WHITE

In den höheren Profilabschnitten treten

Globotruncana arca (CUSHM.)

Globotruncana rosetta pembergeri PAPP & KÜPPER
hinzu.

Der Tiefere Mergelkomplex hat seine Verbreitung fast ausschließlich im Ostteil des Gamser Beckens. Da aber im Westteil auch ein kleiner Rest von Mergeln des Obercampan unter den Konglomera-

ten des Südrandes zu finden war, ist anzunehmen, daß diese im Ostteil mindestens 200 m mächtigen Schichten ursprünglich auch dort abgelagert worden waren, aber noch vor Ablagerung der Konglomerate größtenteils bis auf die unterlagernde Tonmergelserie des Santon abgetragen wurden. Diese Abtragungsphase weist auf eine Regression im unteren Obercampan hin.

b) Konglomerate am Südrand der Gamser Gosau

Die Konglomerate liegen den Dachsteinkalken, den Tonmergeln des Santon und den Mergeln des tieferen Mergelkomplexes auf. Sie zeigen eine neuerliche Transgression des Gosaumeeres an. Die Geröllkomponenten bestehen zum allergrößten Teil aus Dachsteinkalk. Daneben treten Hallstätter Kalk, Hauptdolomit, Sandsteine des Jura? und Hierlatzkalk auf. Eine andere Ausbildungsart der Konglomerate ist über den Wettersteindolomiten des Ostteiles der Gamser Gosau zu beobachten. Es ist dies eine feinkörnige Dolomitbreccie mit rotem Bindemittel, das hier bei weitem die grobklastische Komponente überwiegt.

Die Altersstellung der Konglomerate ist durch Faunen des Obercampan in Schlammproben aus dem Liegenden und in Schlifften aus dem Hangenden erwiesen. Sie stehen zwischen der Oberkante des Tieferen Mergelkomplexes und der Basis des Höheren Mergelkomplexes.

5.) Das Obere Campan II (Oberes Obercampan)

Im Ostteil des Beckens von Gams wurden diese Schichten größtenteils direkt über dem jurassischen Untergrund abgelagert. Im W fehlen sie. Ebenso wie die darüberliegenden Sedimente besteht diese Zone aus hellgrauen und rotbraunen, teilweise sandigen Mergeln, deren Sedimentation im östlichen Abschnitt des Gamser Beckens in vollständig gleicher Ausbildung bis in das Paleozän II anhält. Diese Mergelserie, die stratigraphisch über den Konglomeraten des Obercampan liegt, wird unter der Feldbezeichnung „Höherer Mergelkomplex“ zusammengefaßt. Obwohl die Mergel lithologisch und faziell den Nierentaler Schichten vollständig gleichen, haben sie doch einen anderen Schichtumfang als die Mergel des Nierentales. Der Begriff Nierentaler Schichten kann daher dafür nicht verwendet werden.

Die Mächtigkeit des oberen Campan II schwankt zwischen 20 und 70 m. Die Mikrofauna besteht fast vollständig aus Globotruncanen. Sie enthält:

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU)
Globotruncana fornicata PLUMMER
Globotruncana elevata elevata BROTZEN
Globotruncana elevata stuartiformis DALBIEZ
Globotruncana bollii GAND.
Globotruncana lapparenti ssp.
Globotruncana caliciformis (de LAPP.)
Globotruncana flexuosa v. d. SLUIS
Globotruncana lapparenti bulloides VOGLER
Globotruncana ventricosa WHITE
Globotruncana arca (CUSHM.)
Globotruncana rosetta pembergeri PAPP & KÜPPER
Globotruncana rosetta rosetta (CARSEY)
Globotruncana stuarti (de LAPP.)

Außerdem tritt erstmals

Pseudotextularia elegans RZEHAKE
 auf.

Die Fauna des höheren Obercampan zeigt den Beginn der großen Entfaltung der *G. stuarti*- und der *G. arca*-Gruppe an. Diese haben bereits in diesem Bereich die *G. lapparenti*-Gruppe fast vollständig aus den Faunen verdrängt.

Ebenfalls in das obere Campan II werden rote und graue Mergelkalke gestellt, die über den Konglomeraten des Südrandes liegen. Dünnschliffe aus diesen Gesteinen führen *Globotruncana* der *lapparenti*-Gruppe und der *stuarti*-Gruppe. Da die charakteristischen Arten des Maastricht fehlen, ist nur eine Einstufung in das Campan möglich.

6.) Das Campan III

Die Mächtigkeit dieser Zone beträgt etwa 2 m. Zu der übrigen Fauna des Campan tritt nur *Globotruncana calcarata* CUSHM.

7.) Das Maastricht I (Unteres Untermaastricht)

Diese Zone ist 90 bis 100 m mächtig. Sie umfaßt die Schichten vom Erstauftreten der *Globotruncana contusa* CUSHM. bis zum Einsetzen von *Globotruncana mayaroensis* BOLLI.

Neben *Globotruncana contusa* setzen auch
Globotruncana citae GANDOLFI
Globotruncana gagnebini TILEV
Globotruncana gansseri BOLLI

an der Basis ein. Mit dem Obercampan hat das Maastricht I folgende Formen gemeinsam:

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU)
Globotruncana fornicata PLUMMER
Globotruncana elevata elevata (BROTZEN)
Globotruncana elevata stuartiformis DALBIEZ
Globotruncana bollii GAND.
Globotruncana lapparenti ssp.
Globotruncana caliciformis (de LAPP.)
Globotruncana flexuosa v. d. SLUIS
Globotruncana lapparenti bulloides VOGLER
Globotruncana ventricosa WHITE
Globotruncana arca (CUSHM.)
Globotruncana rosetta pembergeri PAPP & KÜPPER
Globotruncana rosetta rosetta (CARSEY)
Globotruncana stuarti (de LAPP.)
Globotruncana falsostuarti SIGAL
Pseudotextularia elegans RZEHAK

Globotruncana lapparenti lapparenti, *G. lapparenti tricarinata* und *G. elevata elevata* treten nur mehr an der Basis des Maastricht I auf. Bis in den Hangendabschnitt des Maastricht I gehen *Globotruncana bollii*, *G. lapparenti* ssp., *G. caliciformis*, *G. lapparenti bulloides*, *G. ventricosa* und *G. rosetta pembergeri* hinauf. Alle diese Arten überschreiten nicht die Grenze zum Maastricht II.

8.) Das Maastricht II (Oberes Untermaastricht)

Die Zone hat eine Mächtigkeit von etwa 70 m. Neu treten hier auf:
Globotruncana mayaroensis BOLLI
Globotruncana stuarti conica WHITE
Pseudotextularia varians RZEHAK
Folgende Formen hat das Maastricht I mit dem Maastricht II gemeinsam:

Globotruncana elevata stuartiformis DALBIEZ
Globotruncana arca (CUSHM.)
Globotruncana stuarti (de LAPP.)

Globotruncana citae BOLLI
Globotruncana contusa (CUSHM.)
Globotruncana gansseri BOLLI
Pseudotextularia elegans RZEHAK.

Die *Globotruncana-stuarti*-Gruppe und *G. arca* machen etwa 90% der Fauna aus. *Globotruncana arca*, die in den tieferen Schichten bikonvex ist, wird im Maastricht II ventral immer mehr abgeflacht. *G. gansseri* überschreitet die Grenze zum Maastricht III nicht.

9.) Das Maastricht III (Unteres Obermaastricht)

Die Gesamtmächtigkeit beträgt etwa 80 m. Die Zone setzt mit dem ersten Auftreten von Riesenformen von *Globotruncana contusa* ein, deren Größe bis auf das Doppelte zunimmt. Erst etwas höher im Profil zeigen auch *Globotruncana stuarti conica*, *G. rosetta rosetta* und *G. mayaroensis* eine Größenzunahme. Neue Formen treten hier nicht auf. *G. rosetta rosetta* überschreitet nicht die Grenze zum Maastricht IV.

10.) Das Maastricht IV (Oberes Obermaastricht)

Das Maastricht IV ist nur etwa 15—20 m mächtig. Im Gegensatz zu den tieferen Schichten des Höheren Mergelkomplexes zeigt die Fauna einen hohen Prozentsatz an Sandschalern. *Globotruncana mayaroensis* fehlt zumeist überhaupt oder tritt nur ganz vereinzelt auf.

Daneben sind zu beobachten:

Globotruncana elevata stuartiformis DALBIEZ
Globotruncana stuarti (de LAPP.)
Globotruncana arca (CUSHM.)
Pseudotextularia elegans RZEHAK
Pseudotextularia varians RZEHAK
Globotruncana contusa überwiegt bei weitem die anderen *Globotruncanen*.

Das Auftreten von Sandschalern im höchsten Maastricht wurde auch von D. HERM (1962) in der Tabelle dargestellt und von Dr. R. OBERHAUSER (nach mündlicher Mitteilung) beobachtet. Das Zurückdrängen der wärmeliebenden *Globotruncanen* durch die mehr euriöken Sandschaler bei gleichbleibender Sedimentation dürfte wohl mit einem Absinken der Wassertemperaturen zusammenhängen.

Ebenfalls im obersten Maastricht setzte in Norddeutschland die Pseudotextularienzone im Sinne von C. A. WICHER (1953) ein, in der wärmeliebende Formen aus dem Tethysbereich weit in den borealen Ablagerungsraum vordrangen. Von J. TROELSEN (1957) wurde aus diesem Bereich eine Riesenform der *Globotruncana contusa* und *G. mayaroensis* angeführt. J. HOFKER (1956) beschrieb *Globotruncana stuarti*, *G. citae*, *G. intermedia*. C. A. WICHER (1953) führte *Pseudotextularia elegans* an. (Nach der Abbildung handelt es sich aber nicht um *Pseudotextularia elegans*, sondern um *P. varians*). Auf Grund dieses Angleichens der Faunen von Tethys und Boreal im obersten Maastricht können wir einen wechselseitigen Wasseraustausch zwischen beiden Ablagerungsräumen annehmen, der schließlich im Dan noch wesentlich intensiver wurde.

Die Kreide - Tertiärgrenze

Die Kreide-Tertiärgrenze wird heute viel diskutiert (vgl. Report of the Twenty-First Session, Norden/Teil 5, des Internationalen Geologenkongresses Copenhagen, hier zitiert die Arbeiten: BOLLI, H. M. & CITA, M. B., HAY, W.; KÜHN, O.; YANSHIN, A. L.). Im großen und ganzen wird immer wieder das Problem behandelt, ob das Dan in die Kreide oder bereits in das Tertiär zu stellen ist.

Das Auftreten markanter Faunenschnitte ist für die Grenzziehung zwischen zwei Formationen von grundlegender Bedeutung. Im Bereich der Grenze zwischen Kreide und Tertiär sind aber die Faunenschnitte innerhalb der einzelnen Fossilgruppen zu verschiedenen Zeitpunkten zu beobachten. Beispielsweise wird in der Literatur im allgemeinen das Aussterben der Ammoniten und der großen Reptilien mit dem obersten Maastricht angegeben. (Nur von A. L. YANSHIN, 1960 werden aus dem Dan noch vereinzelte Vertreter dieser Gruppen angeführt). Auch der große Umschwung in der Planktonfauna erfolgte an der Basis des Dan durch die plötzliche sprunghafte Entwicklung der Globigerinen. Dagegen herrschen bei benthonischen Foraminiferen, Korallen, Bryozonen, usw. auch noch im Dan kretazische Faunenelemente vor (A. L. YANSHIN, 1960). Es ist daher durchaus verständlich, daß die Kreide-Tertiärgrenze von den Bearbeitern der einzelnen Fossilgruppen entweder an die Basis des Dan oder darüber gelegt wurde. Wenn in den beiliegenden Tabellen des Dan zum Alttertiär gestellt wird, so geschieht dies hauptsächlich in Übereinstimmung mit der neueren Literatur über planktonische Foraminiferen (H. M. BOLLI, 1957; A. LOEBLICH & H. TAPPAN, 1957; H. M. BOLLI & M. B. CITA, 1960; W. HAY, 1960; u. a.).

11.) Das Dan

Das Dan hat im östlichen Abschnitt des Gamser Beckens eine Mächtigkeit von etwa 10—15 m und keilt gegen W aus. Seine Fauna ist charakterisiert durch das Einsetzen von

Globigerina triloculinoides PLUMMER

Globigerina pseudobulloides PLUMMER

Globigerina trinidadensis (BOLLI)

Globigerina compressa PLUMMER.

Daneben sind noch die Globotruncanen

Globotruncana arca (CUSHM.)

Globotruncana elevata stuartiformis DALBIEZ

Globotruncana falsostuarti SIGAL

vertreten, die aus dem Maastricht in das Dan heraufreichen. Es tritt hier unter den Globotruncanen keine einzige Art auf, die im Maastricht Riesenformen bildete. *Globotruncana mayaroensis* und *G. contusa*, deren Verbreitungsbereich ja zuerst einer Abtragung und Umlagerung ausgesetzt wäre, fehlen hier vollständig. Von einer Umlagerung der Globotruncanen kann daher hier nicht die Rede sein. Viel wahrscheinlicher ist, daß die kleinvüchsigsten nicht so hoch spezialisierten Formen der *G. stuarti*-Gruppe und *G. arca* die Maastricht-Dan-Grenze überschreiten konnten. Sie gehen im Becken von Gams nie über die Oberkante des Dan hinaus. Die Globotruncanen, die C. A. WICHER aus dem Paleozän und Eozän angab, sind dagegen sicher umgelagert. Es sind dies typische Formen des Obermaastricht.

Die Korrelation des Dan von Dänemark mit Schichten der Tethys ist nicht leicht. Während in den Ablagerungen Dänemarks planktonische Foraminiferen selten sind, treten im Tethysbereich fast keine anderen Formen auf. Von J. TROELSEN (1957) wurde jedoch aus Faxø (Dänemark) eine Globigerinenfauna beschrieben, die sämtliche typische Formen der Tertiärbasis des Tethysbereiches enthält. Danach entspricht die Zone der *Globigerina trinidadensis*, die von H. BOLLI (1957) als tiefste Zone des Alttertiärs von Trinidad erfaßt wurde und der auch meine Dan-Faunen zuzurechnen sind, den Ablagerungen von Faxø.

12.) Das Paleozän I

Diese Zone konnte nur im östlichsten Abschnitt des Gamser Beckens gefunden werden. Ihre Mächtigkeit beträgt dort etwa 2 bis 5 m. Zu der Fauna des Dan tritt hier nur

Globorotalia? uncinata BOLLI

Globorotalia inconstans SUBBOTINA

hinzu. *Globigerina compressa* geht nicht über die Hangengrenze der Zone hinaus. Von H. M. BOLLI & M. B. CJTA (1960) und W. HAY (1960) wurde auch die Zone der *Globorotalia? uncinata* in das oberste Dan eingestuft. Ausschlaggebend dafür war das Auftreten von *Globigerinoides daubjergensis* BRÖNNIMANN, die in meinem Material fehlt, sowohl im Dan von Dänemark, als auch in den Zonen der *Globigerina trinidadensis* und der *Globorotalia? uncinata* von Trinidad und Südeuropa. Da aber aus Dänemark *Globorotalia? uncinata* nie beschrieben wurde, kann die Zone, in der diese Form auftritt, nicht mehr zum Dan gestellt werden. Am ehesten ist eine Korrelation mit dem Montien anzunehmen, wie sie von K. GOHRBANDT (1963) vertreten wird. Da der Poudingue de la Malogne von der Typlokalität des Montien dem Dan angehört (J. HOFKER, 1961), werden der darüberliegenden Tuffeau de Cibly und der Calcaire de Mons bereits einer höheren Stufe angehören und wahrscheinlich nicht mehr dem Dan, wie A. LOEBLICH und H. TAPPAN (1957) annehmen. Eine Einstufung des Tuffeau de Cibly in das obere Paleozän, wie sie von J. HOFKER (1962) vertreten wird, lehnt K. GOHRBANDT ab, da die von J. HOFKER beschriebenen „Globorotalien“ seiner Meinung nach der Gattung *Discorbis* zugerechnet werden müssen.

13.) Das Paleozän II

Lithologisch besteht die Zone aus grauen Mergeln, die im E eine Mächtigkeit von 10 bis 14 m aufweisen, im westlichen Teil des Ostabschnittes aber nicht vertreten sind.

Zu der Fauna des Paleozän I treten die gekielten Globorotalien dazu. Neu sind zu beobachten:

Globorotalia angulata angulata (WHITE)

Globorotalia angulata abundocamerata BOLLI

In den tiefsten Partien tritt noch vereinzelt:

Globigerina trinidadensis (BOLLI)

Globorotalia? uncinata BOLLI

auf. Die Zone entspricht dem Dan II von C. A. WICHER und der Zone der *Globorotalia pusilla pusilla* nach H. M. BOLLI (1957). Das Zonenleitfossil tritt aber in den Proben von Gams nicht auf. Von A. LOEBLICH & H. TAPPAN (1957) und K. GOHRBANDT (1963) werden faunistisch gleiche Schichten mit dem Thanetien parallelisiert.

14.) Das Paleozän III

Das Paleozän III ist im W der Hinteren Gams etwa 450 m mächtig, nimmt aber gegen E um etwa die Hälfte ab. Der größte Teil der Zone wird von Breccien und Sandstein mit vereinzelt Mergellagen aufgebaut. Diese Serie wird daher auch als Breccien-Sandsteinkomplex bezeichnet. Das grobklastische Material besteht aus Phyllit, Quarz und Kalken der näheren Umgebung. Als Bezugsgebiet für die Phyllite wird in der Literatur die Grauwackenzone angegeben (W. FRANK, 1914; O. KÜHN, 1947). Während in den tieferen Partien der Wechsel zwischen den feineren und gröberen Lagen unregelmäßig ist, tritt in den höheren Lagen eine gut ausgebildete Gradierung auf. Diese äußert sich in einer oftmaligen Aufeinanderfolge von 0,5 bis 1,5 m mächtigen Schichtpaketen, die alle vom Liegenden zum Hangenden einen Übergang von grobkörniger Breccie zu glimmerigen Tonmergeln zeigen. Diese Sedimentstrukturen sind charakteristisch für Ablagerungen unterhalb des Strandbereiches wobei gröberes Material von den Rändern des Sedimentationsraumes eingeschüttet wurde. (Ph. KUENEN, 1950).

Lithologisch entspricht der Breccien-Sandsteinkomplex vollkommen den von O. KÜHN (1930) beschriebenen Zwieselalmschichten. Die stratigraphische Einstufung an der Typlokalität ist jedoch unklar, sodaß einstweilen für die Schichten von Gams der mehr allgemeine Name „Breccien-Sandsteinkomplex“ verwendet wird. Auch die Stellung der Untergrenze des Breccien-Sandsteinkomplexes von Gams liegt nicht eindeutig fest. Die tiefsten Partien waren fossilieer. Darüber konnte in einigen Proben

Globigerina triloculinoides PLUMMER

Globigerina pseudobulloides PLUMMER

Globorotalia velascoensis velascoensis (CUSHM.)

gefunden werden. Daneben auch zahlreiche umgelagerte *Globotruncanen* des Obermaastricht. Da in den höchsten Proben des Paleozän II bereits Übergangsformen von *Globorotalia angulata* zu *G. velascoensis* zu finden sind, wird die Grenze Paleozän II — Paleozän III ungefähr mit der Untergrenze des Breccien-Sandsteinkomplexes zusammenfallen.

Der höhere, gradierte Abschnitt lieferte neben einigen Lithothamien eine Nummulitenfauna, die Herr Prof. A. PAPP freundlicherweise bestimmte:

Nummulites solitarius de la HARPE

Nummulites subplanatus HANTKEN & MADARASZ

Nummulites globulosus LEYMERIE

Nummulites pernotus SCHAUB

Nummulites exilis DOUVILLE.

Dabei handelt es sich durchwegs um kleine primitive Nummuliten des tieferen Erdien (unteres jüngeres Paleozän). Diese Einstufung wird auch durch die Planktonfauna bestätigt. Es tritt hier eine kleinwüchsige Fauna auf, die folgende Formen enthält:

Globigerina triloculinoides PLUMMER
Globigerina soldadoensis BRONNIMANN
Globorotalia occlusa LOEBLICH & TAPPAN
Globorotalia aequa CUSHM. & RENZ.

Nach der Gliederung des Alttertiärs von Trinidad von H. BOLLI ist diese Fauna in die Zone der *Globorotalia pseudomenardii* und die Zone der *Globorotalia velascoensis* einzustufen. Eine Trennung der beiden Zonen im Breccien-Sandsteinkomplex ist wegen der nur spärlichen Faunen nicht möglich. Beide zusammen werden daher als Paleozän III bezeichnet. Von A. LOEBLICH & H. TAPPAN wurde dieser Abschnitt mit dem Sparnacien des europäischen Alttertiärs verglichen.

Über den Schichten des Breccien-Sandsteinkomplexes setzen grüngraue, stark glimmerige Tonmergel ein, die nur mehr vereinzelt Sandsteinlagen enthalten. Von diesen Gesteinen ist nur ein etwa 20 m mächtiger Anteil noch in das Paleozän III einzustufen. Wie in den tieferen Schichten treten hier hauptsächlich

Globorotalia occlusa LOEBLICH & TAPPAN
Globorotalia aequa CUSHM. & RENZ
auf.

15.) Das Eozän I

Die Sedimentation der grüngrauen Tonmergel setzt sich bis in das Untereozän fort. Stratigraphisch höhere Zonen wurden im Becken von Gams nicht abgelagert. Die Mächtigkeit des Eozän I kann nicht erfaßt werden, da die höchsten Schichten von S her überschoben wurden und auf weite Abschnitte von Moränen überdeckt sind.

In den Schlammproben ist *Globorotalia occlusa* nicht mehr vertreten. Zu *Globorotalia aequa* und *Globigerina triloculinoides* kommen
Globorotalia rex MARTIN
Globorotalia formosa gracilis BOLLI
dazu. *Globorotalia rex* ist nach H. M. BOLLI die Leitform für die tiefste Zone des Eozän.

B.) Zur Zonengliederung der Gosauschichten von Gams durch C. A. WICHER (1956).

Von C. A. WICHER wurden 1956 die höheren Ablagerungen des Gosabeckens von Gams nach modernen mikropaläontologischen Gesichtspunkten untergliedert. Er wies das Obercampan nach, gliederte das Maastricht in zwei Zonen, die er auf Grund von Bolivinenfunden dem Unter- und Obermaastricht Nordwestdeutschlands gleichsetzte, und beschrieb die mergelige Entwicklung des Dan und das Hinaufreichen der Gosauschichten bis in das Eozän erstmals aus den Nördlichen Kalkalpen. Die Gliederung der Oberkreide stützt sich in erster Linie auf Bolivinen, die im Grimpenbach in einigen Proben zu finden waren, daneben auch auf Globotruncanen.

Das Obere Campan von C. A. WICHER entspricht meinem höheren Campan II. Die Zonen des Maastricht von C. A. WICHER konnten weiter untergliedert werden: Maastricht I wurde auf die Zonen I und II aufgeteilt, das Maastricht II auf die Zonen III und IV. Größere Abweichungen ergeben sich nur im Dan und Paleozän, da C. A. WICHER die Zone mit dem erstmaligen Einsetzen der gekielten Globorotalien, die dem Paleozän II entspricht, auf Grund von Arbeiten von M. KELLER, N. SUBBOTINA und M. GLAESSNER in einen höheren Abschnitt des Dan stellte, den er „Dan II“ bezeichnete. Dementsprechend wurde auch der Abschnitt, der zwischen dem „Dan II“ und dem Untereozän, das meinem Eozän I entspricht, liegt, als „Paleozän“ bezeichnet.

C.) Beziehungen zu anderen Gosabecken

In diesem Kapitel soll die Untergliederung einzelner, in neuerer Zeit bearbeiteter Gosabecken mit der Schichtfolge von Gams verglichen werden. Zugleich soll auf die Beziehungen zur Zonengliederung des Alttertiärs von Trinidad, die sich in Gams bestens bewährte, hingewiesen werden. Einen Überblick über den Schichtumfang der einzelnen Becken gibt Tabelle 2. Wie bereits O. KÜHN (1947) feststellen konnte, ist sowohl die stratigraphische als auch die fazielle Entwicklung in den verschiedenen Gosabecken sehr unterschiedlich.

1.) Das Becken von Gosau

Die Ablagerungen des Beckens von Gosau wurden von K. KÜPPER (1956) in Coniac-Santon, eine Verarmungszone, die wahrscheinlich Teile des Santon und das Untercampan umfaßt, in ein „Tieferes“ Campan, ein „Höchstes“ Campan, Maastricht und Paleozän untergliedert.

Coniac-Santon konnten auch im Becken von Gosau nicht getrennt werden. Die Fauna dieses Abschnittes entspricht der meiner *convata*-Zone. Die darüber folgende „Verarmungszone“ ist durch das Fehlen sämtlicher mariner Foraminiferen charakterisiert und wird daher limnisch entwickelt sein. Da darüber Faunen des Obercampan einsetzen, werden diese Schichten wohl größtenteils in das Untercampan gehören. Ein Santonanteil kann darin nicht nachgewiesen werden. Das „Tiefere“ Campan von K. KÜPPER entspricht ungefähr meinem Campan II. Ein tieferer Teil davon (die hellgrauen, glimmerreichen Mergel des Glaselbaches) ist vielleicht dem Hangendanteil des Tieferen Mergelkomplexes gleichzusetzen. Die „Nierentaler Schichten“ beinhalten den höheren Teil des Campan II und reichen nach K. KÜPPER wahrscheinlich bis ins Maastricht II, da in den Hangendpartien *Globotruncana mayaroensis* einsetzt. Die auffallenden „Riesenformen“ von Globotruncanen werden von K. KÜPPER nicht erwähnt. Die Zonen III und IV fehlen daher wahrscheinlich, ebenso das Dan und das Paleozän I. Darüber setzen die typischen Zwieselalmschichten ein. Die daraus angegebenen Globorotalien (*G. membranacea*, *G. pseudoscitula*, *G. sp. cf. acuta*) sprechen für eine Einstufung in die Zonen der *Globorotalia pusilla pusilla* und der *Globorotalia pseudomenardii* von H. M. BOLLI (1957). Dies entspricht meinem Paleozän II und dem tieferen Abschnitt des Paleozän III. Die Zwieselalmschichten setzen daher tiefer ein als der lithologisch gleich ausgebildete Breccien-Sandsteinkomplex von Gams. Wie weit sie in das Paleozän hinaufreichen, kann der Arbeit von K. KÜPPER nicht entnommen werden.

2.) Das Becken von Grünbach

Das Becken von Grünbach wurde von B. PLÖCHINGER (1961) beschrieben. Die mikropaläontologische Bearbeitung erfolgte von K. KOLLMANN, R. OBERHAUSER und A. PAPP. Die Schichtfolge setzt mit einem Hippuritenriff des Obersanton ein. Die darüber folgende „kohleführende Serie“ ist wahrscheinlich in das Untercampan und einen Großteil des Obercampans einzustufen. Sie führt nur sehr spärlich planktonische Foraminiferen. Die Makrofossilien (*Actaeonella*, *Nerinea*) und die Ostracoden weisen auf Ablagerungen des marinen Seichtwassers, mit gelegentlicher brakischer Beeinflussung hin. Die Reichweite der kohleführenden Serie entspricht der des Tieferen Mergelkomplexes und der Basischichten des Höheren Mergelkomplexes. Die darüber folgenden vollmarinen Inoceramenschichten mit Lagen von Orbitoidensandstein setzen ungefähr im Campan III ein und umfassen nach den

von B. PLÖCHINGER angegebenen Faunen wahrscheinlich das gesamte Maastricht. Die Inoceramenschichten entsprechen daher dem Campan III und dem Maastricht des Höheren Mergelkomplexes von Gams. Es ist dies eine fazielle Vertretung der Mergel in Nierentaler Fazies. Dem Hangendabschnitt dieser Serie sind die Zweiersdorfer Schichten stratigraphisch gleichzusetzen, die an der Basis Faunen des Dan mit *Globigerina pseudobulloides*, *G. triloculinoides* und *G. compressa* führen. Darüber folgt die Zone der *Globorotalia? uncinata* und das Paleozän II mit *Globorotalia angulata*. Höhere Ablagerungen fehlen.

3.) Lattengebirge und Becken von Reichenhall

Campan und Maastricht des Lattengebirges wurden von D. HERM (1962) in die Zonen A bis F untergliedert. Zone A entspricht ungefähr dem Campan I des Beckens von Gams. Eine kleine Abweichung tritt nur an der Obergrenze auf. Während D. HERM die Zone B, die dem Campan II entspricht, mit dem Erstauftreten von *Globotruncana fornicata* und *G. caliciformis*, das aber wahrscheinlich ökologisch bedingt ist, einsetzen läßt, setzt mein Campan II mit dem Verschwinden von *Globotruncana coronata* ein, das weltweit im gleichen stratigraphischen Niveau erfolgte. Die Grenze Unter-Obercampan ist daher um wenige Meter höher gelegt als im Lattengebirge. Die Zone C entspricht dem Campan III von Gams, die Zonen D und E Maastricht I und II. Die Zone F von D. HERM wurde in Maastricht III und IV untergliedert.

Das Alttertiär im Becken von Reichenhall wurde von A. v. HILLEBRANDT (1963) in sieben Zonen (A—G) unterteilt. Während die Zone A dem Dan gleichzusetzen ist und die Zone B dem Paleozän I, muß die Zone C wohl höher als in das Paleozän II eingestuft werden, da hier bereits *Globorotalia velascoensis* einsetzt, die sich nach H. M. BOLLI (1957) von *Globorotalia angulata* abspaltet. Das Erstauftreten der typischen *Globorotalia angulata* wurde aber von A. v. HILLEBRANDT aus einem höheren Horizont (Zone D) angeführt. Da im Becken von Gams Übergänge von *Globorotalia angulata* zu *G. velascoensis* im höheren Paleozän II beobachtet werden konnten, wird die Zone D, in der nach A. v. HILLEBRANDT beide Arten auftreten, dem oberen Paleozän II gleichgesetzt. Die Zone C, in der *Globorotalia velascoensis* einsetzt, wird an die Basis des Paleozän III gestellt. Wahrscheinlich kam es im Becken von Reichenhall

infolge tektonischer Dislokationen zu einer scheinbar anderen Abfolge als in den ungestörten Alttertiärbecken. In dem bei mir sehr faunenarmen Paleozän III konnte A. v. HILLEBRANDT noch zwei weitere Zonen (E, F) unterscheiden. Die Zone G entspricht meinem Eozän I. Allerdings stellte A. v. HILLEBRANDT die Zone G in das Ilerdien, das obere Paleozän im Sinne von L. HOTTINGER und H. SCHAUB. Diese Einstufung kann aber nicht bestätigt werden, da im Becken von Gams Nummuliten des Ilerdien zusammen mit Planktonfaunen vorkommen, die den Zonen der *Globorotalia pseudomenardii* und der *G. velascoensis* entsprechen. Das Eozän I liegt eindeutig darüber.

LITERATURVERZEICHNIS

- BOLLI, H. M., LOEBLICH, A. R., TAPPAN, H.: Planctonic foraminiferal families Hantkeninidae, Orbulinidae, Globorotaliidae, and Globotruncanidae. (Text-figs. 1—9, plates 1—11), S. 3—50. In: United States National Museum Bulletin 215: Studies in Foraminifera, Washington 1957.
- BOLLI, H. M. & CITA, M. B.: Upper Cretaceous and Lower Tertiary Planctonic Foraminifera from the Paderno d'Adda Section, Northern Italy. Rep. of the Twenty-First Session Norden d. Intern. Geol. Congr., S. 150—161, Copenhagen 1960.
- BRINKMANN, R.: Zur Schichtfolge und Lagerung der Gosau in den nördlichen Ostalpen. — Sitzber. Preuß. Ak. Wiss. phys. mathem. Kl. 27, S. 3—8, 3 Abb., Berlin 1934.
- BRINKMANN, R.: Bericht über vergleichende Untersuchungen in den Gosaubecken der nördlichen Ostalpen. — Sitzber. Ak. Wiss. Abt. I, Math.-naturw. Klasse, Bd. 144, Heft 3/4, 5 S., 4 Fig., Wien 1935.
- BRINKMANN, R.: Die Ammoniten der Gosau und des Flysch in den nördlichen Ostalpen. — Beiträge zur Kenntnis der alpinen Oberkreide No. 2. — Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, H. 15, S. 1—14, Hamburg 1935.
- FRANK, W.: Überblick über die Geologie des Gamser Gosaubeckens. — Mitt. d. Naturw. Vereins f. Steiermark 1914, (Jahrg. 1913), Bd. 50, S. 22—39, Graz 1914.
- GOHRBANDT, K.: Zur Gliederung des Paläogen im Helvetikum nördlich Salzburg nach planktonischen Foraminiferen. — Mitt. d. Geol. Ges., Bd. 56, S. 1—116, 1 Tab., 11 Taf., Wien 1963.
- HAY, W.: The Cretaceous-Tertiary Boundary in the Tampico Embayment, Mexico. — Rep. of the Twenty-First Session Norden d. Intern. Geol. Congr. Copenhagen, Teil 5, S. 70—77, Copenhagen 1960.
- HERM, D.: Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und Nierental. — Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl. Abh., Neue Folge, Heft 104, S. 1—119, München 1962.
- HILLEBRANDT, A. v.: Das Paleozän und seine Foraminiferenfauna im Becken von Reichenhall und Salzburg. — Bayer. Akad. Wiss. Math.-naturw. Kl. Abh., Neue Folge, Heft 108, S. 1—182, Taf. I—XV.
- HOFKER, J.: Die Globotruncanen von NW-Deutschland und Holland. — N. Jb. Geol. u. Pal. Abh. 103(3), S. 312—340, Stuttgart 1956.
- HOFKER, J.: Les Foraminifères planctoniques du Montien de la Localité-type. — Revue Micropaléont., 4(1), S. 53—57, 2 Fig., 1 Tab., Paris 1961.

- HOTTINGER, L. & SCHAUB, H.: Zur Stufeneinteilung des Paleocaens und des Eocaens. Einführung der Stufen Ilerdien und Biarritzien. — *Eclog. helv. Geol.* Vol. 53, No. 1, 1960, S. 453—479.
- KLASZ, de I.: Stratigraphie der helvetischen Zone in: *Geologie des Blattes Bergen v. O. GANSS.* — *Geologica Bavarica* 26, München 1956, S. 42—71.
- KUENEN, P.: *Marine Geology.* — Verl. J. Wiley & Sons, New York, 1950.
- KÜHN, O.: *Fossilium Catalogus. I: Animalia, Teil 54: RUDISTAE* Berlin 1932.
- KÜHN, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. — *Sitzber. d. Österr. Akad. d. Wiss., Mathem.-naturw. Kl. Abt. I,* 156. Bd., 3. u. 4. Heft, S. 181—200, Wien 1947.
- KÜHN, O.: Neue Untersuchungen über die Dänische Stufe in Österreich. — *Rep. of the Twenty-First Session Norden d. Intern. Geol. Congr.,* Teil 5, S. 162—169, Copenhagen 1960.
- KÜPPER, K.: Stratigraphische Verbreitung der Foraminiferen in einem Profil aus dem Becken von Gosau. — *Jb. d. G.B.A.* 99. Bd., S. 273—320, Wien 1956.
- LOEBLICH, A. & TAPPAN, H.: Planctonic Foraminifera of Paleocene and Early Eocene age from the Gulf and Atlantic Coastal Plains. — *U.S. National Mus. Bull.* 215, S. 173—198, Textfig. 27—28, Taf. 40—64, Washington, 1957.
- MORLOT, A. v.: Einiges über die geologischen Verhältnisse in der nördlichen Steiermark. — *Jb. k.k. Geol. R.A.,* S. 99—124, Wien 1850.
- PETERS, K.: Beiträge zur Kenntnis der Lagerungsverhältnisse der oberen Kreideschichten in den Alpen. — *Abh. Geol. R.A.,* S.1—10, Wien 1852.
- PLÖCHINGER, B.: Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (Niederösterreich). — *Jahrb. Geol. B.A.,* Bd. 104, S. 359—441, Taf. 27, 19 Abb., Wien 1961.
- REDTENBACHER, A.: Über die Lagerungsverhältnisse der Gosaugebilde in der Gams bei Hieflau. — *Jahrb. Geol. R.A.,* Heft 1, S. 1—6, Wien 1874.
- REUSS, A. E.: Kritische Bemerkung über die von Hr. Zekeli beschriebenen Gastropoden der Gosaugebilde. — *Sitzber. d. K. Akad. d. Wiss.,* XI, 1853, S. 3—44, Taf. 5.
- REUSS, A. E.: Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten der Ostalpen, besonders im Gosauthale und am Wolfgangsee. — *Denkschr. d. K. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl. VII. Bd.,* Wien 1854.
- REYMENT, R. A.: Neubeschreibung der Redtenbacher'schen Ammonitenoriginale aus den Gosauschichten. — *Stockholm Contributions in Geology,* Bd. 2, S. 31—50, Taf. 1—12, Stockholm 1958—1959.

- STUR, D.: Geologie der Steiermark, Graz, 1871.
- TOUCAS, A.: Etudes sur la classification et l'évolution des Hippurites. — Mém. Soc. géol. France, Pal., Bd. 11, 12.
Mém. No. 30, Ausgabedaten:
1. Lieferung: p. 1—64, tab. 1—7; 1903
2. Lieferung: p. 65—128, tab. 7—17; 1904.
- TROELSEN, J. C.: Some Planctonic Foraminifera of the Type Danian and their Stratigraphic Importance. — United States National Museum Bulletin 215, S. 125—131, Tafel 30, Washington 1957.
- WICHER, C. A.: Mikropaläontologische Beobachtungen in der höheren borealen Oberkreide, besonders im Maastricht. — Geol. Jb., Bd. 68, S. 1—26, Hannover 1953.
- WICHER, C. A.: (Beitrag von F. BETTENSTAEDT)
Die Gosau-Schichten im Becken von Gams (Österreich) und die Foraminiferengliederung der höheren Oberkreide in der Tethys. — Paläont. Z. Bd. 30, S. 87—136, Stuttgart 1956.
- YANSHIN, A. L.: Stratigraphic position of the Danian stage and the problem of the Cretaceous — Paleogene Boundary. — Rep. of the Twenty-First Session Norden d. Intern. Geol. Congr. Teil 5, S. 210—215, Copenhagen 1960.
- ZAPPE, H.: Paläobiologische Untersuchungen an Hippuritenvorkommen der nordalpinen Gosauschichten. — Verh. d. Zoologisch-Botanischen Gesellschaft in Wien, Bd. 86—87, S. 73—124, Wien 1937.
- ZEKELI, F.: Die Gasteropoden der Gosaugebilde.—Abh. d. k.k. Geol. Reichsanstalt, Bd. 1, 1852, S. 1—124, Taf. I—XXIV.
- ZITTEL, K. A.: Die Bivalven der Gosaugebilde in den nordöstlichen Alpen. — Denkschr. d. K. Akad. d. Wiss., 24, S. 105; 25, S. 1—197, Taf. I—XXVII, Wien 1864—1866.

Formation	Stufe	Unter-Stufe	Zone	Ostteil des Beckens	Westteil des Beckens		
Tertiär	Eozän	Cuis	Eozän I	Tonmergelserie			
	Paleozän	Ilerd	Paleozän III	Breccien-Sandsteinkomplex			
		Thanet	Paleozän II		fehlt im Westen		
		Mont	Paleozän I				
		Dan	Dan		fehlt im W		
Kreide	Maastricht	Ober-Maastr.	Maastricht IV	Höherer Mergelkomplex			
			Maastricht III				
		Unter-Maastr.	Maastricht II				
			Maastricht I				
	Campan	Ober-Campan	Campan III			Mergelkalk	
			Campan II		Konglomerat	Dolomitbreccie	
		U.-Camp.	Campan I		Tieferer Mergelkomplex		Konglomerate am S-Rand
	Santon?		concovata-Zone				zumeist erodiert
			?				Tonmergel und mergelige Sande Sandstein Kalke mit Hipp. sulcatus
					Mergel mit Kohle		
				Basissandstein und Konglomerate im Bach nördl. Kote 686	Basissandstein vereinzelt Konglomerate an der Basis		

Tabelle 1: Die Gosauentwicklung im Ostteil und im Westteil des Gamser Beckens.

Formation	Stufe	Europäische Unterstufen	Becken von Gams nach H. KOLLMANN 1963	Becken von Gams nach C.A. WICHER 1956	Becken von Reichenhall nach D. HERM (1962) A. HILLEBRANDT	Becken von Gosau nach K. KÜPPER (1955)	Becken von Grünbach nach B. PLÖCHINGER (1961)	Trinidad nach H. BOLLI (1957)		
Tertiär	Eozän	Cuis	Eozän I	Untereozän	Zone G	Zwieselalm-Schichten	Zweiersdorfer Schichten	Zone der Globorotalia rex		
	Paleozän	Sparnac	Paleozän III	Paleozän	Zone F Zone E Zone C			Globorotalia velascoensis G. pseudomenardii		
		Thanet	Paleozän II	Dan II	Zone D			Globorotalia pusilla pusilla		
		Mont	Paleozän I	Dan Ib	Zone B			Globorotalia uncinata		
	Dan	Dan	Dan	Dan Ia	Zone A			Globorotalia trinidadensis		
Kreide	Maastricht	Ober-Maastricht	Maastricht IV	Maastricht II	Zone F	Nierentaler-Schichten	Inoceramenmergel mit Orbitoiden-sandstein	Mendez	Globotruncana mayaroensis-Zone	
			Maastricht III							
		Unter-Maastricht	Maastricht II	Maastricht I	Zone E					Kohleführende Serie
			Maastricht I		Zone D					
	Campan	Ober-Campan	Campan III	Oberes Obercampan	Zone C		Fauna des Glaselbaches	Navarro	Globotruncana lapparenti tricarinata	
			Campan II		Zone B					
		Unter-Campan	Campan I	Zone A	Verarmungszone					Taylor
	Santon	Ober-Santon	concovata-Zone	Tieferes Campan bis Coniac			Untersberg-Marmor	Coniac Santon-	Austin	
		Unter-Santon			Glanegger-Schichten		Globotruncana concavata			
	Coniac	Coniac	?						Globotruncana renzi	

Tabelle 2: Korrelation der Schichtfolgen von Gams, Reichenhall, Gosau und Grünbach mit Trinidad.

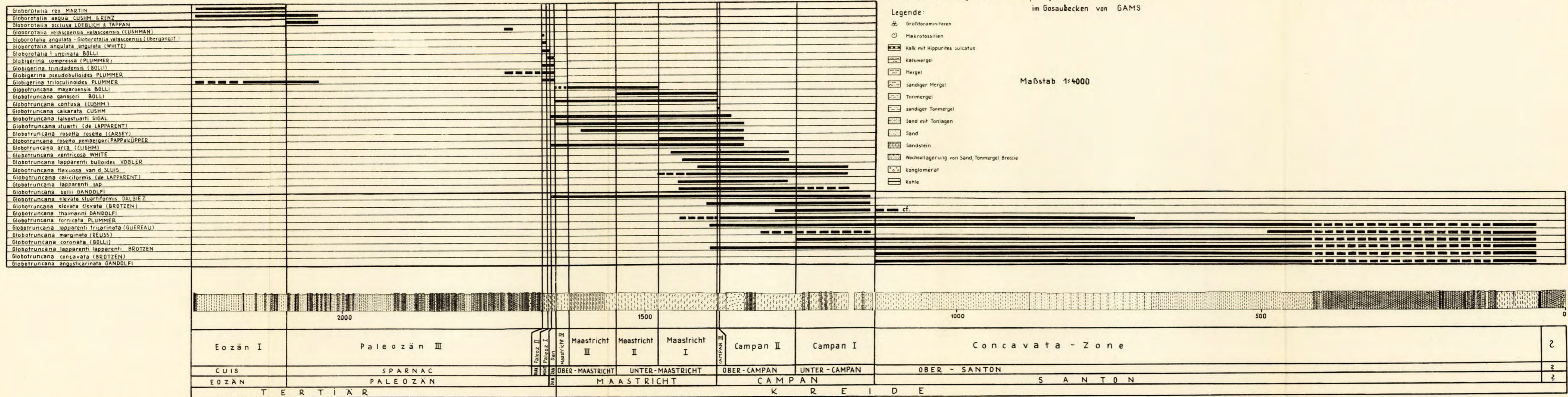


Tabelle des Paläozoikums der Ostalpen

(Mit einer Tafelbeilage; Tafel 10)

Alexander Tollmann

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	13. Bd.	1962	S. 213-228	Wien, Juli 1963
-------------------------------	---------	------	------------	-----------------

Bei der Erforschung des Paläozoikums der Ostalpen wurden in neuerer Zeit durch die Anwendung neuer Methoden (z. B. Conodonten- und Sporen-Untersuchung), durch die detaillierte kartierungsmäßige Erfassung weiter, bisher noch unzureichend bekannter Räume und der damit verbundenen Entdeckung neuer Makrofaunen und -flore und durch die Revision alter Einstufungen unter Berücksichtigung außeralpiner Neuerkenntnisse von einer Reihe von Forschern neue Ergebnisse erzielt. Um den gegenwärtigen Stand der Kenntnis des Ostalpen-Paläozoikums übersichtlich darzustellen und dem bisherigen Mangel an einer solchen raschen Übersicht — die selbst im Studienbetrieb ein Bedürfnis darstellt — abzuhelpfen, wurde hier eine Zusammenstellung aller stratigraphisch wesentlichen Paläozoikumsvorkommen der Ostalpen gegeben.

Bei einer solchen Kurz-Übersicht konnte naturgemäß nur auf das Wesentliche eingegangen werden, ebenso konnte als Literaturhinweis in diesem Rahmen nur jeweils auswahlmäßig entweder die Standardarbeit über die entsprechende Serie oder eine neuere zusammenfassende Arbeit angeführt werden (Nummer des Literaturverzeichnisses wird auf der Tafel jeweils angeführt), die dann auch die ältere Literatur bietet. An zusammenfassenden Werken über dieses Thema seien die Arbeiten Nr. 36, 44, 55 und 66 hervorgehoben. Aus technischen Gründen wurde auf die Aufnahme einer Reihe von isolierten, kleinen oder stratigraphisch nicht wesentlichen Paläozoikumsvorkommen verzichtet, und zwar die Eisenberggruppe (W. POLLACK, Diss. Univ. Wien 1962), Hannersdorf-Kirchfidisch (A. ERICH, MGGW. 1960, Güssing, St. Anna und Sausalgebiet im E und die Vorkommen in der Goldeck- und Kreuzeckgruppe (Ch. EXNER, Angel-Festschrift, 1956) im W, bzw. auch auf die Diskussion der Frage der Casannaschiefer auf Schweizer Boden.

Die Exaktheit der Einstufung der einzelnen Serien divergiert stark, es spiegelt sich in der Tabelle deutlich der gegenwärtige heterogene Stand der Bearbeitung. Während z. B. die Gliederung des Altpaläozoikums der Karnischen Alpen, die in der Arbeit von H. R. GAERTNER 1934 (Lit. 18) ihren ersten Abschluß gefunden hatte, in ihren wesentlichen Zügen durch die Conodontenuntersuchungen bestätigt werden konnte (O. H. WALLISER 1962, Lit. 67), hat sich in der Gliederung der so lange studierten, besonders durch F. HERITSCH zusammenfassend dargestellten Schichtfolge des Grazer Paläozoikums eine einschneidende und überraschende Umdeutung durch die Conodontentests und durch Revision der alten Leitformen ergeben, wie die Arbeiten von H. FLÜGEL zeigen (Lit. 11—13). Da die Darstellung der Stratigraphie der Karawanken in vielem ebenfalls auf den Untersuchungen HERITSCHs basiert, der

hier manches in Parallele mit Graz stellte, wird sich z. B. gerade hier durch eine Neubearbeitung noch eine Reihe wesentlicher Ergebnisse erwarten lassen. Die in der Tabelle angeführten kennzeichnenden Fossilien wurden im allgemeinen in nomenklatorischer Hinsicht in der Fassung belassen, in der sie der letzte Bearbeiter anführte, wodurch sich zugleich der Stand der jeweiligen Materialbearbeitung widerspiegelt.

In einem kurzen Überblick soll noch ein Hinweis auf die wesentlichsten neueren Erkenntnisse von den einzelnen Einheiten des Paläozoikums der Ostalpen gegeben werden. In den **Karnischen Alpen**, die sich z. T. in Neukartierung befinden, konnte — wie erwähnt — O. H. WALLISER (Lit. 67) eine erste durchgehende Kontrolle der Einstufung des Altpaläozoikums, die bisher auf Makrofaunen beruhte, durch Conodontenfunde vornehmen. Die problematischen Schichtglieder der Silur-Devongrenze wurden neu untersucht (H. K. ERBEN *usf.*, Lit. 7); Der Sammelbegriff „Hochwipfelschichten“ wurde neu definiert, da früher neben dem tieferen Karbon auch tektonisch eingeschupptes graptolithenführendes Silur und Späne von oberkarbonen Auernigschichten in diesem Begriff einbezogen worden waren (W. GRÄF, *Verh. Geol. B.A.*, 1962, S. A 28—32). Die Hochwipfelschichten im neuen Sinn umfassen demnach durch Conodonten gesichertes oberstes Devon, Unterkarbon und eventuell — auf Grund älterer Pflanzenfunde — noch tieferes Namur (Lit. 44). Im Jungpaläozoikum der Karnischen Alpen gelang F. KAHLER die Parallelisierung der einzelnen Stufen mit jenen des übrigen europäischen und außereuropäischen Permo-karbons, besonders auf Grund der Fusuliniden (Lit. 39, 40).

Im großen, bis vor kurzem in stratigraphischer Hinsicht noch ganz ungenügend bekannten Areal der **Gurktaler Decke** und ihres SE-Ausläufers in Kärnten gelang E. STREHL und F. THIEDIG 1962 auf Grund von Conodontenuntersuchungen eine exakte Einstufung des anchimetamorphen Oberbaues u. zw. am Ostrand dieser Decke. Trotz der Neuaufnahme des Gebietes um Murau durch A. THURNER (1958) war ja bisher durch den fast völligen Mangel an Fossilfunden im Altpaläozoikum noch immer keine stratigraphische Gliederung möglich gewesen. Nun aber zeigte sich, daß bereits im Oberbau dieser Decke, in der anchimetamorphen Magdalensbergserie (=Metadiabasserie) ein vom Oberdevon abwärts bis ins Llandovery fossilbelegtes, mit seinen tieferen Teilen wahrscheinlich noch ins Caradoc reichendes Altpaläozoikum existiert. Die Einstufung der Brachiopodenfauna der Magdalensbergserie (H. SEELMEIER, *Z. Dt. G. G.*, 1940) ins Caradoc muß zwar erst überprüft werden — neue Brachiopodenfaunen wurden im benachbarten Areal durch G. RIEHL-HERWIRSCH entdeckt, dem auch der Fund des pflanzenführenden Westfal D am Christophberg ge-

lang (Lit. 54) — ein Hinunterreichen der Magdalensbergserie bis ins Ordovic ist aber auf alle Fälle wahrscheinlich, da die basale „Tuff-Diabas-Tuffit-Serie“ und die unterlagernde „Phyllit-Tonschiefer-Serie“ noch ins Liegende des fossilbelegten Llandovery gehören (E. STREHL, Lit. 60). Aus dieser Erkenntnis aber ist abzuleiten, daß noch innerhalb der Paläozoikum-Serie der Gurktaler Decke ein gewaltiger Deckenbau herrscht, da im Liegenden der Magdalensbergserie (= Metadiabasserie) im epimetamorphen Stockwerk nochmals ein mächtiges — allerdings bisher nur durch schlecht bestimmbar Makrofossilien belegtes — vielfältiges Altpaläozoikum existiert („epimetamorpher Unterbau“ der Tabelle). Zwischen den beiden Teildecken der Gurktaler Decke, also zwischen der Murauer Teildecke im Liegenden und der Stolzalpenteildecke im Hangenden ist auf der Stolzalpe sogar nochweithin zentralalpines Mesozoikum eingeschuppt. Von besonderem Interesse wird daher die exakte Einstufung der Serien des Unterbaues (Murauer Teildecke) mit seinen großen Kalkmassen (Murauer Kalk, Grebenzen-Kalk, Pleischaitz-Kalk, Haimburger Marmore), die bisher noch nicht desnäheren möglich war. Es hat sich demnach nicht die von A. THURNER 1958 (Lit. 63, S. 72) dargelegte Auffassung von einer relativ normal Unterbau und Oberbau durchlaufenden Serienabfolge bewährt, sondern die Neuergebnisse vom Ostrand der Gurktaler Decke sprechen für die in der „Ostalpensynthese“ (A. TOLLMANN 1963, S. 47) dargelegte Darstellung. Die stratigraphische Reichweite des jüngsten Schichtgliedes der Gurktaler Decke, der Griffener Schichten, die in der Hauptmasse oder zur Gänze Grödener Schichten darstellen, gegen oben hin ist noch nicht endgültig geklärt (Lit. 4, 44, 58).

Die Neuerkenntnisse bezüglich der Stratigraphie des **Grazer Paläozoikums** sind von H. FLÜGEL in einer Reihe zusammenfassender Schriften dargelegt worden (Lit. 11—13). Die Umgestaltungen der Auffassung, die sich trotz der großen Zahl früherer Untersuchungen im Grazer Paläozoikum und trotz der reichen artlich bestimmten Makrofaunen besonders durch die Neuuntersuchungen durch H. FLÜGEL, W. GRAEF, V. MAURIN und K. NEBERT vollzogen, sind erstaunlich. Conodontenbestimmungen (W. ZIEGLER) und Revisionen der z. T. unzutreffend bestimmten Makrofaunen zeigten, daß ein großer Teil der Schichtglieder des Grazer Paläozoikums zu tief eingestuft worden war. So gehört z. B. der „Caradoc-Sandstein“ mit der reichen, von F. HERITSCH bestimmten Makrofauna ins O. Ems (?), eine Reihe von einst im Unterdevon untergebrachten Schichtgliedern ins Mitteldevon, die als Silur angesehenen Tonschiefer mit basischen Ergußgesteins einschaltungen reichen noch ins Devon. Neue Schichtglieder (z. B. der Gnathoduskalk des Unterkarbon) wurden durch die Conodontenuntersuchungen entdeckt.

In der westlichen **Grauwackenzone** wurden Fortschritte in der Kenntnis des Altpaläozoikums (Schwazer Dolomit durch Fossilfunde durch H. PIRKL, Lit. 53, eingestuft) und des Jungpaläozoikums erzielt (Unter- und Oberkarbon-Nachweis durch A. HAIDEN, Lit. 26; Analyse des ?Karbonkonglomerates bei Bischofshofen durch F. KARL, Lit. 41, der Permbrekzien durch H. BARNICK, Lit. 26).

In der östlichen Grauwackenzone trug zur Klärung der Gliederung die Abtrennung des mittelostalpinen Permomesozoikums wesentlich bei (A. TOLLMANN 1959 und „Ostalpensynthese“ 1963), u. zw. des Alpinen Verrucano und seiner Äquivalente (Lit. 44) und der Thörlener Quarzite und Kalke, in denen ja seit L. KOBER und E. SPENGLER bis K. METZ (Lit. 45, 46) trotz aller Gegenvorstellungen bis H. P. CORNELIUS (Lit. 6) bereits Mesozoikum gesehen worden war.

Auch im metamorphen Bereich konnten in den **tiefere Einheiten** der Ostalpen wesentliche Fortschritte bei der Ausgliederung des Paläozoikums erzielt werden. Obgleich in diesem Gesamt- raum nirgends Fossilien erhalten blieben, läßt die Seriengliederung doch gewisse Aussagen im Vergleich mit dem fossilführenden Paläozoikum zu. Eine nähere Einstufung innerhalb des Paläozoikums ist bei diesen Serien noch nicht möglich gewesen. Die Hauptmasse gehört zwar dem Altpaläozoikum an, ob aber Jungpaläozoikum beteiligt ist, ist unsicher — vom Alpinen Verrucano natürlich abgesehen. Im Penninischen System der Tauern konnte G. FRASL (Lit. 14) das von ihm als „Habachserie“ bezeichnete Paläozoikum von den mesozoischen Bündner Schiefern auch kartierungsmäßig abtrennen und lithologisch gliedern. Die Äquivalente im Wechsel- system stellt aller Wahrscheinlichkeit nach die Wechselserie (Lit. 47, 68) und die von A. PAHR (Lit. 50) aufgestellte Graphitquarzit- Metadiabasitserie dar. Auf die Äquivalenz von Innsbrucker Quarz- phyllit, Radstädter Quarzphyllit und Katschbergschiefer im unter- ostalpinen Rahmen des Tauernfensters ist hinzuweisen. Im meta- morphen Paläozoikum des Semmeringsystems konnte G. FUCHS (Lit. 16) interessante Typen, wie z. B. Konglomeratglimmerschiefer, auffinden. Der paläozoische Anteil im Mittelostalpin, mit dessen Abgliederung sich besonders K. METZ (Lit. 46) und die Hütten- berger Arbeitsgruppe (W. FRITSCH usf. Lit. 15) beschäftigt, ist noch nicht sicher genau erfaßbar.

Zu einer Rekonstruktion des variszischen **Gesamttröges** im Raum der Ostalpen und seiner Beziehungen zu den Randgebieten sind wir trotz aller Fortschritte in der Erforschung des Paläozoikums noch immer bei weitem nicht gekommen. Wohl lassen sich manche parallele Züge in der faziellen oder stratigraphischen Entwicklung

bestimmter Räume konstatieren: So etwa in der ins Devon reichenden Tonschieferentwicklung im Grazer Paläozoikum und im weiten Raum des Oberbaues der Gurktaler Decke oder etwa in den Parallelen im kalkarmen metamorphen Paläozoikum der tieferen alpidischen Einheiten oder in der ähnlichen Sedimentationsdauer im Nötscher Karbon und im Hochwipfelkarbon oder ferner in der Übereinstimmung der Transgression im Westfal D nicht nur im Steinach-, Stangalm- und neuentdeckten Christophergebiet, sondern wiederum auch in den Karnischen Alpen nach W. JONGMANS (Lit. 38, 39) und W. BERGER (Lit. 5). Aber die Rekonstruktion der einstigen Verhältnisse wird nun erst möglich, wenn nicht nur der Fauneninhalt, die Fazies und das genaue Alter der Serien berücksichtigt wird und nicht nur auf etwaige variszische Tektonik geachtet wird, sondern vor allem auf die so gewaltige alpidische Umgestaltung Bedacht genommen wird, die erst durch die Abtrennung des tektonisch selbständigen Mittelostalpins im Gesamttraum der Ostalpen klargestellt wurde. Dadurch sind all die alten Konzepte, die auf der Basis einer relativen Autochthonie des Paläozoikums im alpidischen Zyklus beruhen, wie sie z. B. H. GAERTNER (1934), H. P. CORNELIUS (1950), R. SCHWINNER (1951), K. METZ (1952), H. FLÜGEL (1960) u. a. gaben, hinfällig. Auch der jüngste Rekonstruktionsversuch von H. FLÜGEL (1961, Lit. 13, S. 150) scheiterte an der unzutreffenden Einordnung des Grazer Paläozoikums zwischen Unterer und Oberer Grauwackendecke.

LITERATUR

1. AIGNER, A.: Eine Graptolithenfauna aus der Grauwackenzone von Fieberbrunn in Tirol usf. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, **140**, 23—55, Wien 1931.
2. AIGNER, G.: Die Brachiopoden des Karbons von Nötsch im Gailtal. — Mitt. Natf. Ver. Steiermark, **66**, 9—42, Tf. 1—6, Graz 1929.
3. BARNICK, H.: Tektonite aus dem Verband der permotriadischen Basisschichten der mesozoischen Auflagerung auf der nördl. Grauwackenzone. — Verh. Geol. B.A., 1962, 295—316, Wien 1962.
4. BECK-MANNAGETTA, P.: Zur Kenntnis der Trias der Griffener Berge. — Kober-Festschrift, 131—147, Wien (Hollinek) 1953.
5. BERGER, W.: Neue Funde von Oberkarbonpflanzen in den Auernigschichten (Kärnten). — Verh. Geol. B.A., 1960, 253—261, Wien 1960.
6. CORNELIUS, H. P.: Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpenostrand bis zum Aflenzer Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **42—43**, Jg. 1949—1950, 1—234, Wien 1952.
7. ERBEN, H. K., FLÜGEL, H. & O. H. WALLISER: Zum Alter der Hercynellen führenden Gastropoden-Kalke der zentralen Karnischen Alpen. — Symposium Silur/Devon-Grenze, 1960, 71—79, Stuttgart 1962.
8. FELSER, O.: Caninia Nikitini STUCKENBERG aus dem schiefri-gen Kalk des Häuselberges bei Leoben. — Mitt. Natw. Ver. Steiermark, **73**, 5—6, Graz 1936.
9. FELSER, O.: Die NO-Verwerfer der Karbonscholle von Nötsch (Gailtal). — Carinthia II, **48 (128)**, 54—61, Klagenfurt 1936.
10. FLÜGEL, H.: Graptolithenfund in einem Lyditgeröll der Kainacher Gosau. — Verh. Geol. B.A., 1952, 153—155, Wien 1952.
11. FLÜGEL, H.: 140 Jahre geologische Forschung im Grazer Paläozoikum. — Mitt. Natw. Ver. Steiermark, **88**, 51—78, Graz 1958.
12. FLÜGEL, H.: Das Problem der Unter-Devon/Mittel-Devon- und der Silur/Devon-Grenze im Paläozoikum von Graz. — Prager Arbeitstagung . . . 1958, 115—121, Praha 1960.
13. FLÜGEL, H.: Die Geologie des Grazer Berglandes. — Mitt. Mus. Joanneum Graz, **23**, 212 S., Graz 1961.
14. FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — Jb. Geol. B.A. **101**, 323—472, Wien 1958.
15. FRITSCH, W., MEIXNER, H., PILGER, A. & SCHÖNENBERG, R.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten) I. — Carinthia II, **70 (150)**, 7—28, 2 Taf., Klagenfurt 1960.

16. FUCHS, G.: Neue tektonische Untersuchungen im Rosaliengebirge (N.-Ö., Bgld.). — Jb. Geol. B.A., **105**, 19—37, Taf. 1—2, Wien 1962.
17. GAERTNER, H. R. v.: Geologie der Zentralkarnischen Alpen. — Dkschr. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., **102**, 113—199, 5 Taf., Wien 1931.
18. GAERTNER, H. R. v.: Die Eingliederung des ostalpinen Paläozoikums. — Z. Dt. Geol. Ges., **86**, 241—265, Berlin 1934.
19. GANNS, O., KUMEL, F. & SPENGLER, E.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe. — Wiss. Alpenvereinshefte, **15**, 82 S., Innsbruck (Wagner 1954).
20. GLAESSNER, M. F.: Augensteinschotter im Bereich des Semmeringkalks und die geologischen Verhältnisse des Fundgebietes. — Verh. Geol. B.A., 1935, 167—171, Wien 1935.
21. HABERFELNER, E.: Graptolithen aus dem unteren Ordovicium von Gaishorn im Paltental. — Verh. Geol. B.A., 1931, 235—238, Wien 1931.
22. HABERFELNER, E.: Graptolithen aus dem Untersilur des Salberges bei Liezen im Ennstal. — Ebenda, 1931, 242—246, Wien 1931.
23. HABERFELNER, E.: Das Paläozoikum von Althofen am Krappfeld in Kärnten. — Cbl. Min. etc., Abt. B, 1936, 395—408, Stuttgart 1936.
24. HABERFELNER, E. & HERITSCH, F.: Graptolithen aus dem Weiritzgraben bei Eisenerz. — Verh. Geol. B.A., 1932, 81—89, Wien 1932.
25. HAIDEN, A.: Über neue Silurversteinerungen in der nördlichen Grauwackenzone auf der Entachenalm bei Alm im Pinzgau. — Ebenda, 1936, 133—138, Wien 1936.
26. HAIDEN, A.: S. 20 in DEL-NEGRO, W.: Salzburg. — Verh. Geol. B.A., Bundesländerserie, 56 S., Wien 1960.
27. HAUSER, L. & FELSER, K. O.: Die geologischen und petrographischen Verhältnisse im Gebiete der Kaintaleckschollen. — Jb. Geol. B.A., **88**, 1938, 217—259, Wien 1939.
28. HERITSCH, F.: Über einen neuen Fund von Versteinerungen in der Grauwackenzone von Obersteiermark. — Mitt. Natw. Ver. Steiermk., Jg. 1907, 20—33, Graz 1908.
29. HERITSCH, F.: Caradoc im Gebiet von Eisenerz in Obersteiermark. — Verh. Geol. B.A., 1927, 66—68, Wien 1927.
30. HERITSCH, F.: Aus dem Paläozoikum des Vellachtales in Kärnten. — Jb. Geol. B.A., **77**, 165—194, Wien 1927.
31. HERITSCH, F.: Faunen aus dem Silur der Ostalpen. — Abh. Geol. B.A., **23**, H. 2, 183 S., Wien 1929.
32. HERITSCH, F.: Graptolithenfund bei Mixnitz. — Verh. Geol. B.A., 1931, 206, Wien 1931.

33. HERITSCH, F.: Graptolithen aus dem Sauerbrunngraben bei Eisenerz. — Ebenda, 1931, 230—235, Wien 1931.
34. HERITSCH, F.: Versteinerungen aus dem Karbon der Karawanken und Karnischen Alpen. — Abh. Geol. B.A., **23**, H. 3, 1—56, Tf. 1—4, Wien 1931.
35. HERITSCH, F.: Unterkarbonische Korallen aus dem Sunk bei Trieben. — Mitt. Natw. Ver. Steiermk., **70**, 1933, 76—82, 1 Tf., Graz 1933.
36. HERITSCH, F.: Das Paläozoikum der Ostalpen. — 681 S., Berlin 1943.
37. JONGMANS, W. J.: Die Flora des Stangalpe-Gebietes in Steiermark. — Comptes rend. II. Karboncongr. Heerlem 1935, Bd. **3**, 40 S., Tf. 114—145, 1 Karte, Maastricht 1938.
38. JONGMANS, W. J.: Paläobotanische Untersuchungen im österreichischen Karbon. — Berg- u. Hüttenm. Mh., **86**, 97—104, Wien 1938.
39. KAHLER, F.: Fortschritte in der Stratigraphie des Jungpaläozoikums Südosteuropas. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **51**, 1958, 67—88, 7 Tab., Wien 1960.
40. KAHLER, F.: Stratigraphische Vergleiche im Karbon und Perm mit Hilfe der Fusuliniden. — Ebenda, **54**, 1961, 147—161, 2 Tab., Wien 1962.
41. KARL, F.: Das Gaineldkonglomerat, ein Tuffitkonglomerat aus der nördlichen Grauwackenzone (Salzburg). — Verh. Geol. B.A., 1954, 222—233, Wien 1954.
42. KLAUS, W.: Über die Sporendiagnose des deutschen Zechsteinkalkes und des alpinen Haselgebirges. — Z. Dt. Geol. Ges., **105**, 1953, 776—788, Tf. 33—34, Hannover 1955.
43. KNEBEL, R.: Geologisches Profil der Antiklinale von Kehr. — Anz. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., **75**, 113—114, Wien 1938.
44. KÜHN, O. (Hg.): Autriche. — Lexique stratigr. internat., fasc. 8, 646 S., Paris 1962.
45. METZ, K.: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **44**, 1951, 1—84, Wien 1953.
46. METZ, K.: Gedanken zu baugeschichtlichen Fragen der steirisch-kärntnerischen Zentralalpen. — Ebenda, **50**, 1957, 201—250, 1 Taf., Wien 1958.
47. MOHR, H.: Geologie der Wechselbahn. — Dkschr. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., **82**, 321—379, Tf. 1—7, Karte, Wien 1913.
48. MOHR, H.: Ein neuer Pflanzenfund im metamorphen Carbon der Ostalpen und seine Stellung im alpinen Bauplan. — Cbl. Min. etc., Abt. B, 98—107, Stuttgart 1933.
49. MOHR, H.: Geologische Nachlese im Raume von Vöstenhof bei Ternitz (N.-Ö.). — Verh. Geol. B.A., 1960, 119—130, Wien 1960.

50. PAHR, A.: Ein Beitrag zur Geologie des nordöstlichen Sporns der Zentralalpen. — Ebenda, 1960, 274—283, Wien 1960.
51. PELTZMANN, I.: In: FRIEDRICH, O. & I. PELTZMANN: Magnesitvorkommen und Paläozoikum der Entachen-Alm im Pongau. — Ebenda, 1937, 245—253, Wien 1937.
52. PELTZMANN, I.: Graptolithen aus den „Oberen Schiefen“ der Platte bei Graz. — Anz. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., **77**, S. 89, Wien 1940.
53. PIRKL, H.: Geologie des Trias-Streifens und des Schwazer Dolomites südlich des Inn zwischen Schwaz und Wörgl (Tirol). — Jb. Geol. B.A., **104**, 1—150, Wien 1961.
54. RIEHL-HERWIRSCH, G.: Vorl. Mitteilung über einen Fund von pflanzenführendem Oberkarbon im Bereich des Christophberges (Mittelkärnten). — Karinthin, 45/46, 244—246, Knapenberg 1962.
55. SCHAFFER, F. X. (Hg.): Geologie von Österreich (2. Aufl.). 810 S., Karte, Wien (Deuticke) 1951.
56. SCHMIDEGG, O.: Der geologische Bau der Steinacher Decke mit dem Anthrazitkohlenflöz am Nößlachjoch (Brenner-Gebiet). — Veröff. Mus. Ferdin., **26**, Jg. 1946, 1—19, Innsbruck 1949.
57. SCHOUPPE, A.: Archaeocyathacea in einer Caradocfauna der Ostalpen. — N. Jb. Min. etc., Abh. **91 B**, 193—232, Stuttgart 1950.
58. SEELMEIER, H.: Ein Beitrag zur Stratigraphie der St. Pauler Berge. — Anz. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., **98**, 1—7, Wien 1961.
59. STOWASSER, H.: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums. — Jb. Geol. B.A., **99**, 75—199, 2 Taf., Wien 1956.
60. STREHL, E.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten) IV. — Carinthia II, **72 (152)**, 21—74, 1 Tf., Klagenfurt 1962.
61. STUR, D.: Funde von untercarbonischen Pflanzen der Schatzlarer Schichten am Nordrande der Centralkette in den nordöstlichen Alpen. — Jb. Geol. R.A., **33**, 189—206, Wien 1883.
62. THIEDIG, F.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), III. — Carinthia II, **72 (152)**, 21—45, Tf., Klagenfurt 1962.
63. THURNER, A.: Erläuterungen zur geologischen Karte Stadl-Murau. — 106 S., Wien (Geol. B.A.) 1958.
64. TOLLMANN, A.: Die Hallstätterzone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen. — Jb. Geol. B.A., **103**, 37—131, Tf. 2—5, Wien 1960.
65. TOULA, F.: Beiträge zur Kenntnis der „Grauwacken-Zone“ der nördlichen Alpen. — Verh. Geol. R.A., 1877, 240—244, Wien 1877.
66. VETTERS, H.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Österreich und seinen Nachbargebieten. — 351 S., Wien 1937.

67. WALLISER, O. H.: Conodotenchronologie des Silurs (=Gotlandiums) und des tieferen Devons mit besonderer Berücksichtigung der Formationsgrenze. — Symposium Silur/Devon-Grenze 1960, 281—287, Stuttgart 1962.
68. WIESENEDER, H.: Die Korund-Spinellfelse der Oststeiermark als Restite einer Anatexis. — Min. Mitt.-Blatt Joanneum, 1/1961, 1—30, 1 Tf., Graz 1961.

DAS PALÄOZOIKUM DER OSTALPEN

A. TOLLMANN 1963

TAFEL 11

Main geological table with columns for geological periods (Karnische Alpen, Karawanken, Nötsch/Steinach, Gurktaler Decke, Grazer Paläozoikum, Grauwackenzone, Alpidisch tiefer Einheiten) and rows for geological eras (Perm, Karbon, Devon, Silur, Ordovic, Kambrium). Includes detailed stratigraphic descriptions and fossil lists.

Gernot Gabl †

Wer die studentische Gemeinschaft unseres Geologischen Institutes in den letzten Jahren gekannt hat, der kannte auch Gernot GABL als einen ihrer Mittelpunkte ebenso bei jeder gemeinsamen Arbeit im Gelände, auf Exkursionen oder im Institut, wie auch bei jedem frohen Scherz. Nun haben ihn seine engsten Berg- und Studienkameraden am 2. März in Salzburg vor den sonnenleuchtenden Gipfeln seiner Heimatberge zu Grabe getragen, begleitet von den einsam zurückbleibenden Eltern, den Bergfreunden in Salzburg und von Kollegen und Lehrern unseres Institutes. Nach so vielen Hochalpentouren im Sommer und Winter war er am 25. Februar im vielbesuchten Skigebiet von Kleinarl ein Lawinenopfer dieses außergewöhnlichen Winters geworden.

Gernot GABL ist am 12. 9. 1939 in Werfen geboren; schon im Gymnasium in Salzburg schloß er sich dem Turnverein, besonders aber dem Alpenverein an und wurde in dessen Jugend einer der Tätigsten als Bergsteiger und Skialpinist, beim Volkstanz und als Faltbootfahrer, später als ein in Initiative und Umsicht vorbildlicher und in der Begeisterung für die Berge mitreißender Jugendführer. Mit den engeren Bergfreunden hat er auch manche der großen Ostalpenfahrten gemeistert, so u. a. Watzmann-Ost auf drei Wegen, Dachstein-Südwand und Windleugergrat, Skihochtouren in allen großen Gletschermassiven Oesterreichs.

Die Liebe zu den Bergen hat auch ihn zur Geologie als Fach seines Studiums und der künftigen Lebensarbeit geführt. In raschem Fortschreiten der Ausbildung mit gleichgesinnten Jugendfreunden konnte er sich bald an kleineren Aufgaben der geologischen Detailkartierung in den östlichen Kalkhochalpen oder für bautechnische Fragen bewähren. Seine Dissertationsarbeit war dann geologischen Grundlagen der bergbaulichen Entwicklung gewidmet, indem er im Raume von Mitterberg-Mühlbach eine Neuaufnahme großen Maßstabes mit dem Versuch möglicher Verfeinerung in der Gliederung der Gesteinsfolge verband. Wenn ihm selbst auch der schon nahe vor ihm stehende zusammenfassende Abschluß nicht mehr vergönnt war, so werden seine Beobachtungen doch als die Grundlage weiterer Einsicht fortwirken.

Über seine kurze fachliche Mitarbeit hinaus aber wollen wir sein Bild als Kameraden in unserer Erinnerung treu bewahren, so lebensfroh und tatenfreudig, wie wir ihn in unserer Mitte kennengelernt und liebgewonnen haben.

E. Clar

Druck: Eska-Buchdruckerei Josef Hofer, Wiener Neustadt, Bahngasse 3—5