

Zur Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten

Von Wolfgang Schlager

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
	54
Anis-Ladin Dolomitisches Zwischenniveau.....	56
	56
Ladin Partnachschichten	57
	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 Drauzuggebirge, 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 Röthensattels 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/Dolomit niveau 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 unterschei-

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

Partnachschichten

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 Partnackalken.

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 fossilereichen, 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 **gröbere 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 Seubl.).

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, unbegrüntem 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 weiches 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 übergreifen 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 **Kristallingschiebe** 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 <i>Diplopora</i>); 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 Faziesbrünge.

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-Schatzbühel
- 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 Tschelttscher 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 Tschelttscher 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 Tscheltcher 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 Tscheltcher 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 Tscheltcher 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 Tscheltcher 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 Tscheltcher 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 Tscheltcher 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 Hauptdolomit. 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 Cardita-bänder 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 *Pteriacantha* 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 Partnachschieben 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 Zwischenniveaus 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 Partnachschieben ist an der Silbergrabenstörung ein Zug von **Knollenkalk** mit Rauhdecken 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 **Partnachschieben eine Mulde** konstruieren. Die erwähnten Carditaschieben 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 Partnachschieben von ähnlicher Mächtigkeit bekannt sind, ebenfalls mit Mergelserien zwischen Kalkpaketen und darüber nach kurzer Folge von Jaukenkalken bereits Carditaschieben (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 Carditaschieben, 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 Carditaschieben erweitert (= „Jukbühelsyncline“).

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 Nordschengel 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 Griffe-ner 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 Bakonyerwal-des. — 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 Glimmerschicht 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 Görtschitztales. — 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

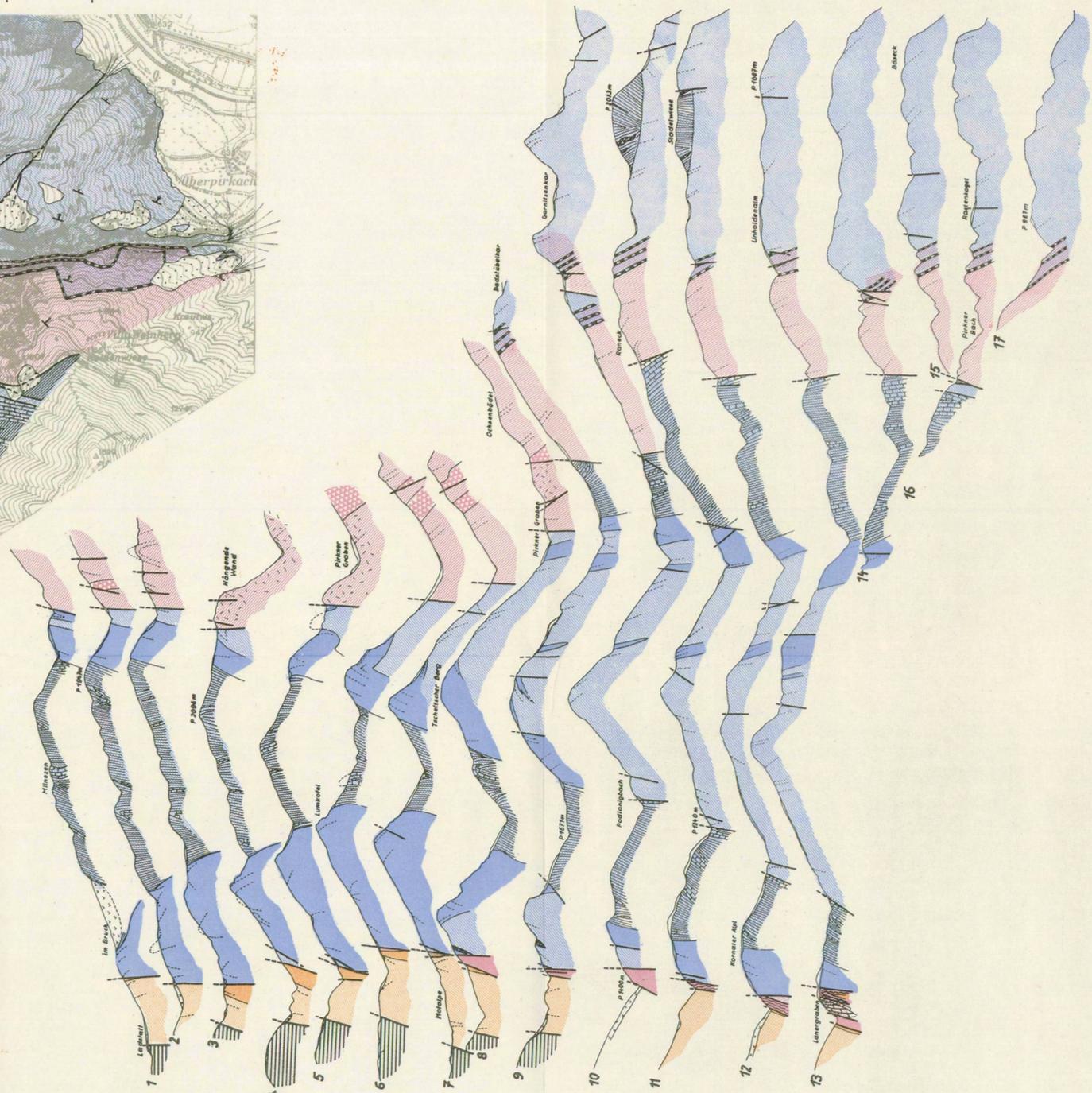
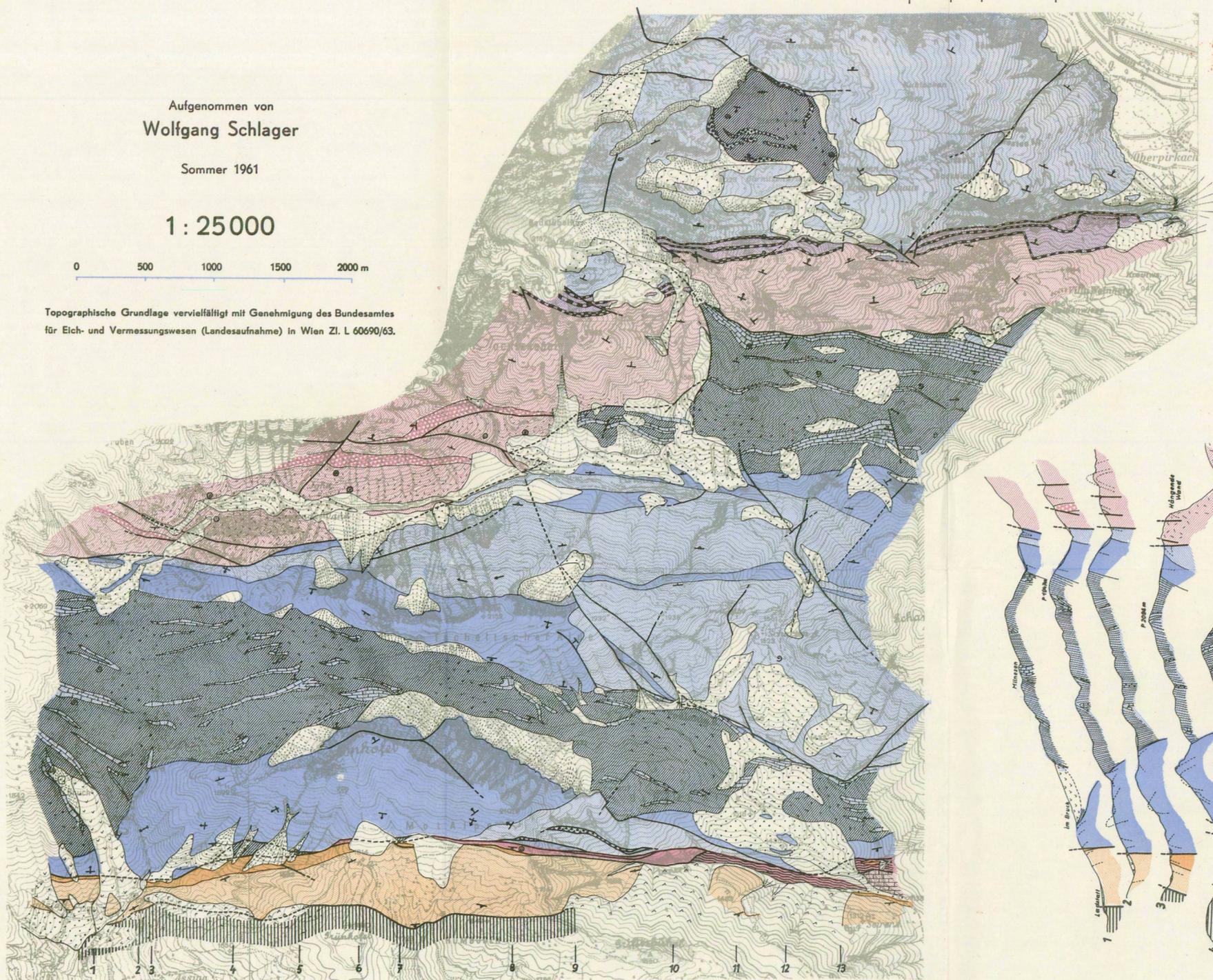
Aufgenommen von
Wolfgang Schlager

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

Faltenachsen

- beobachtete Störungslinien
 - - - vermutete Störungslinien
- 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

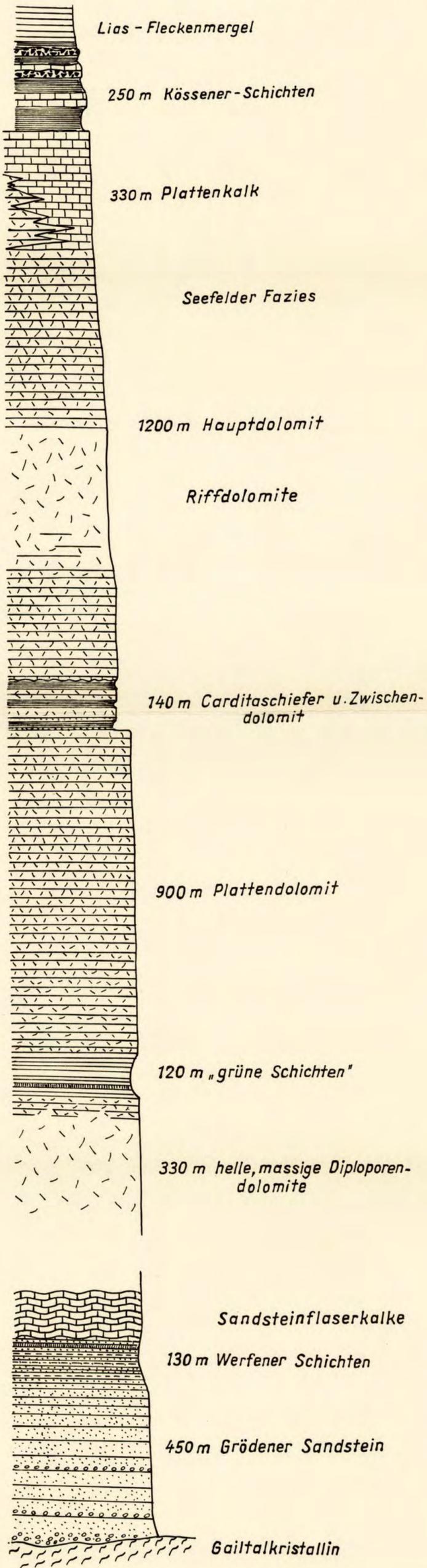
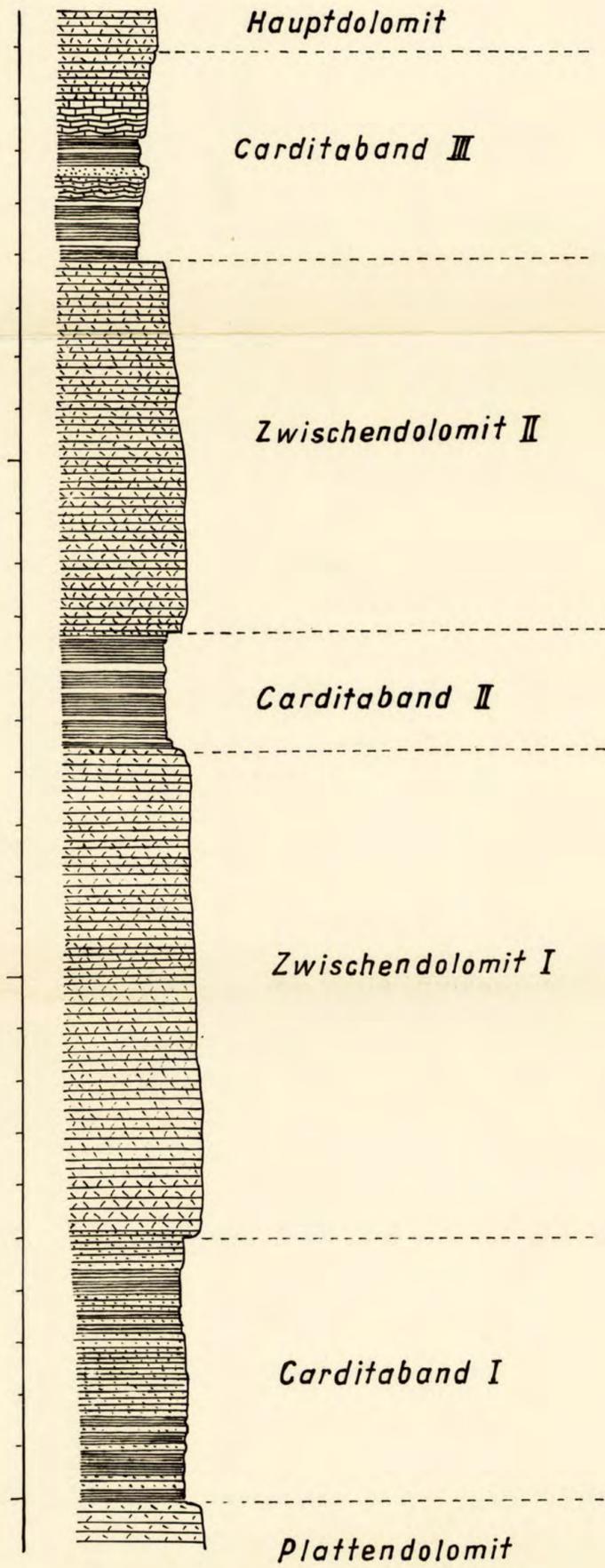


Fig. 2:
CARDITASCHICHTEN AM ROSENGARTEN



LEGENDE

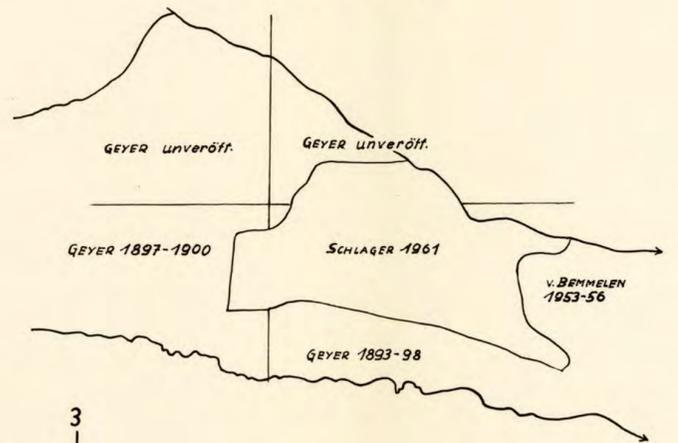
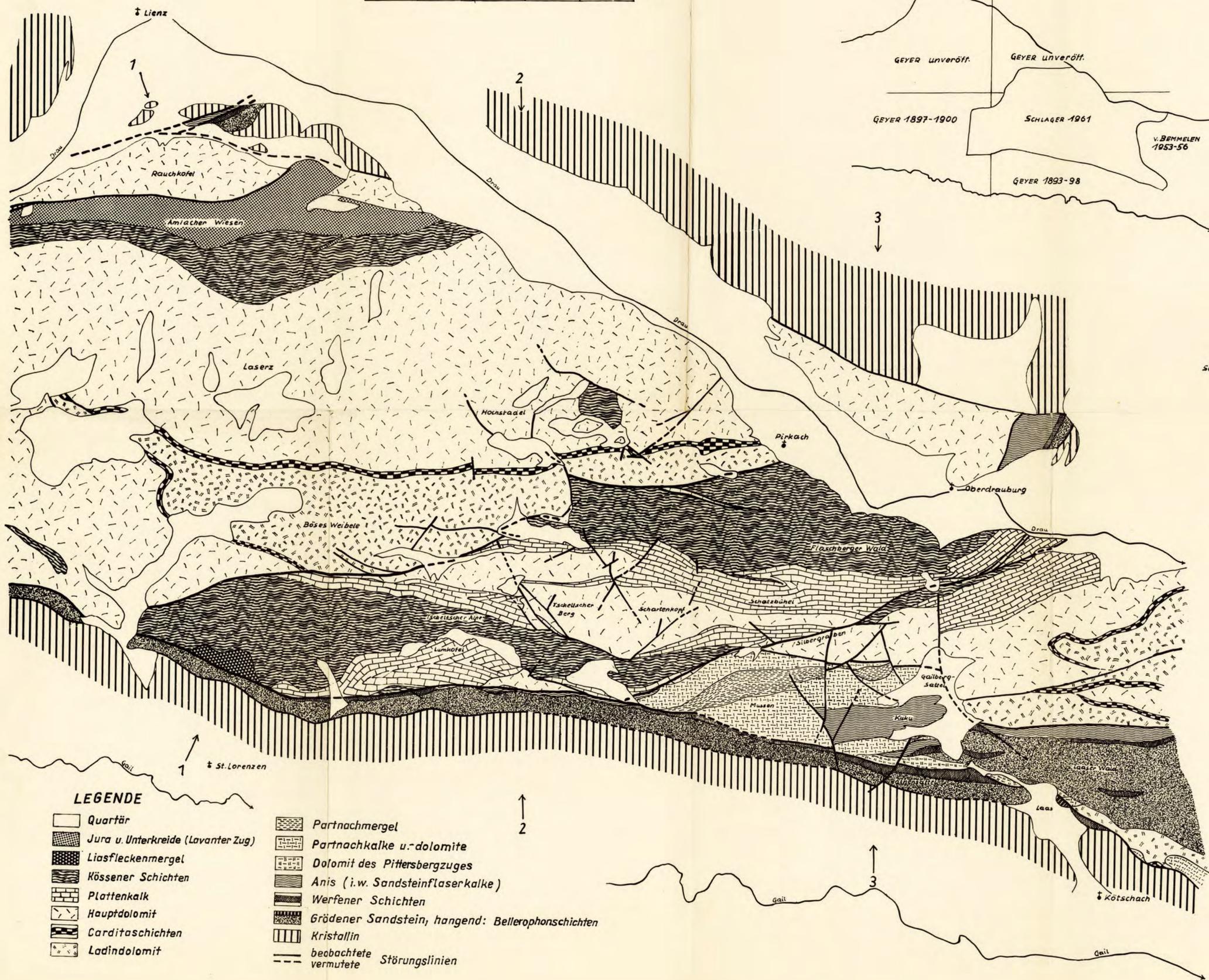
- knollige plattige Kalke
- plattige Dolomite
- massige Dolomite
- Mergel (auch Dolomitmergel)
- Tonschiefer, Schiefermergel
- Sandsteine, Arkosen
- Konglomerat
- Rauhdecken
- Granatglimmerschiefer

ÜBERSICHT DER ÖSTLICHEN LIENZER DOLOMITEN

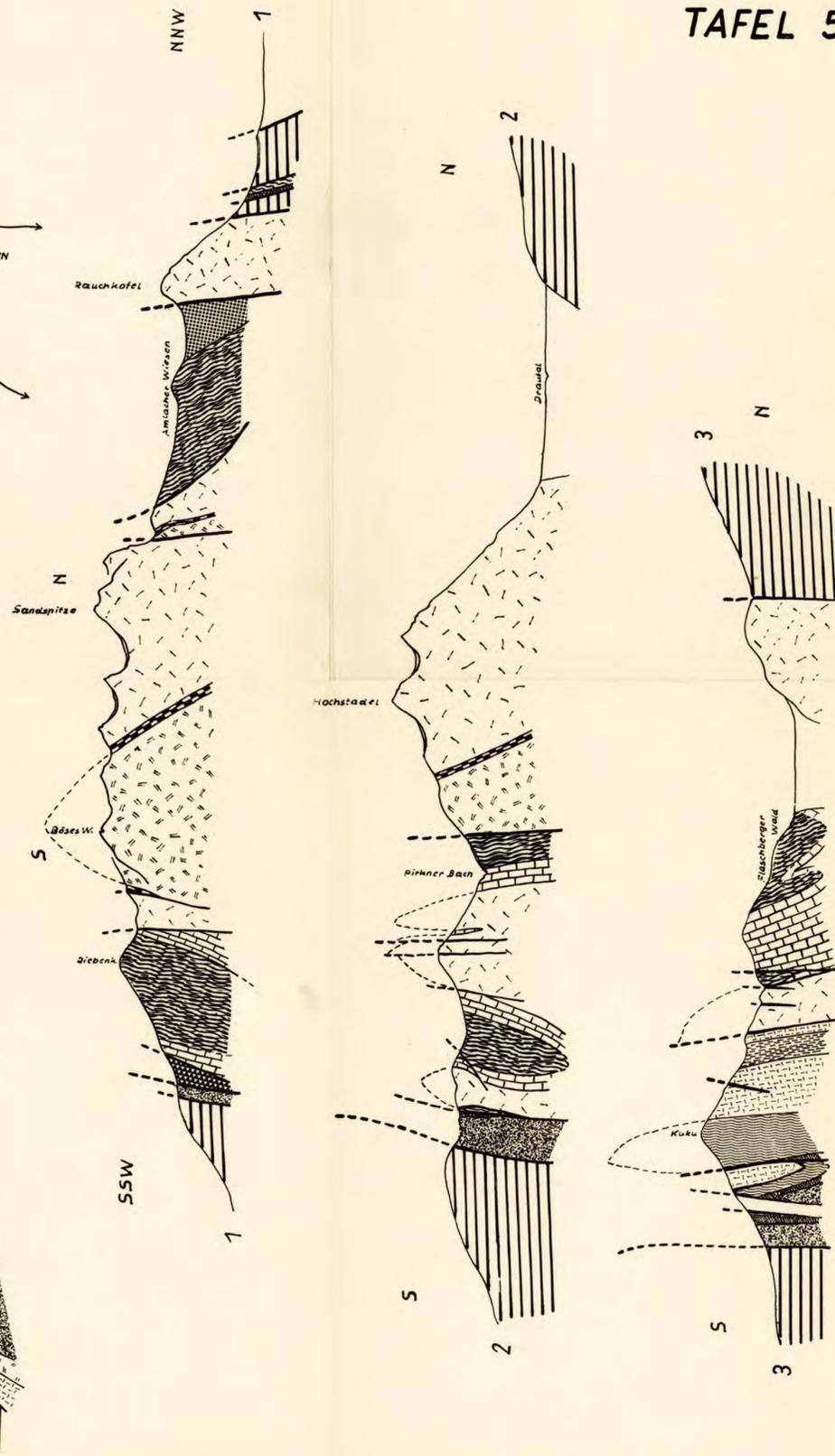
unter Verwendung der Aufnahmen von R. W. v. BEMMELEN, H. P. CORNELIUS
M. CORNELIUS-FURLANI und G. GEYER

Aufnahmeverteilung

0 1 : 50 000 5 km



TAFEL 5

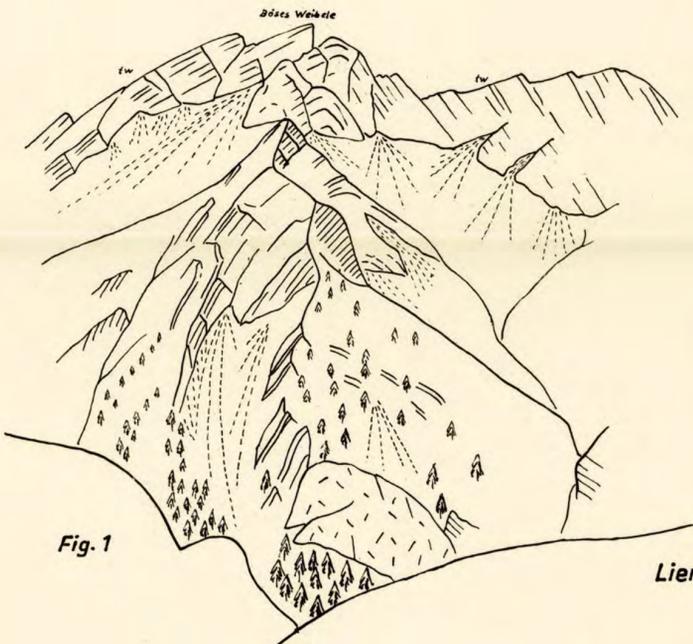


LEGENDE

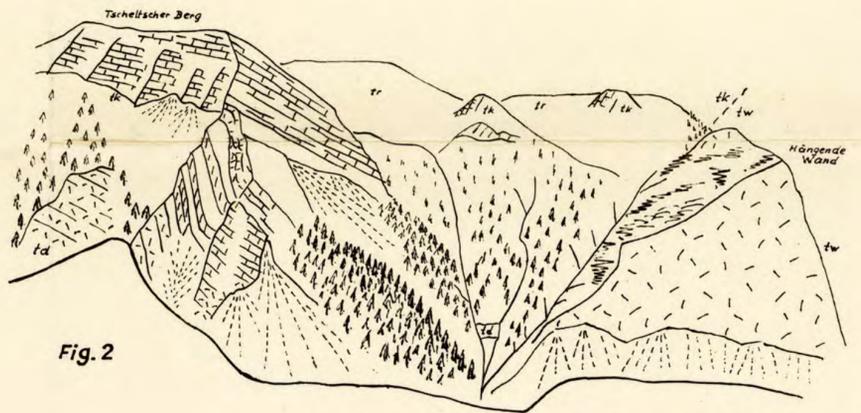
- | | | | |
|--|------------------------------------|--|---|
| | Quartär | | Partnachmergel |
| | Jura u. Unterkreide (Lavanter Zug) | | Partnachkalke u.-dolomite |
| | Liasfleckenmergel | | Dolomit des Pittersbergzuges |
| | Kössener Schichten | | Anis (i.w. Sandsteinflaserkalke) |
| | Plattenkalk | | 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

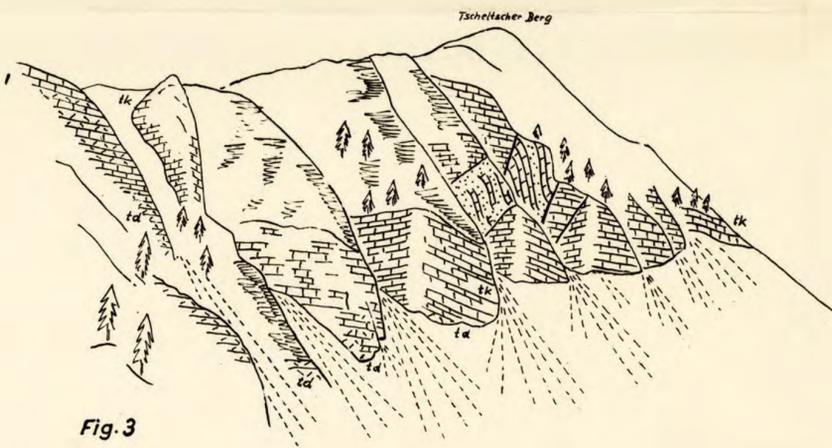
ANSICHTSSKIZZEN AUS DEN ÖSTLICHEN LIENZER DOLOMITEN.



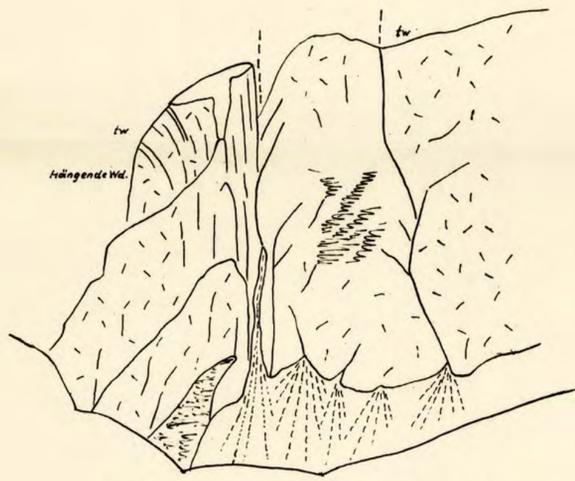
Hauptantiklinale im Wettersteindolomit von E, über den Sattel vor dem Gipfelaufbau ziehen die grünen Schichten.



Im Tscheltcher 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)

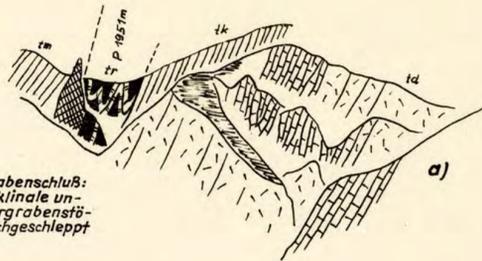


durchgescherter Scheitel der Hauptantiklinale im östlichen Tscheltcher Berg. Blick gegen SW oberhalb P 1724 m

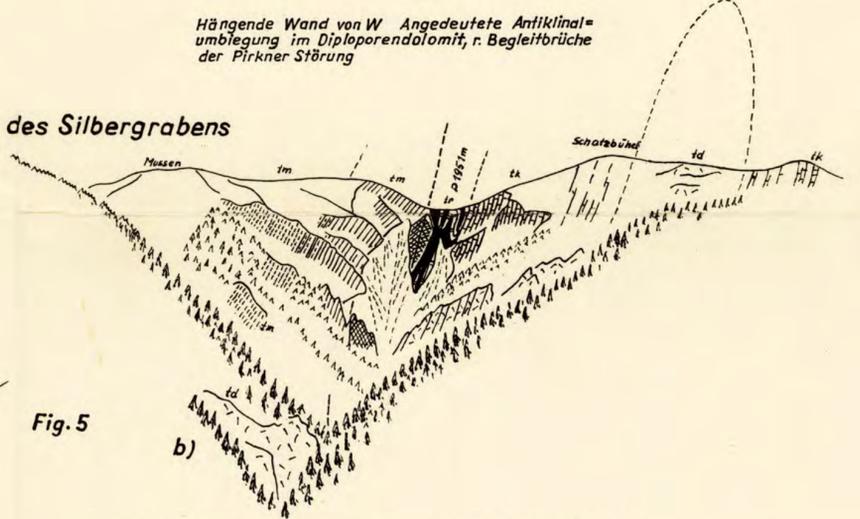


Hängende Wand von W. Angedeutete Antiklinalumbiegung im Diploporendolomit, r. Begleitbrüche der Pirkner Störung

Talschluss des Silbergrabens

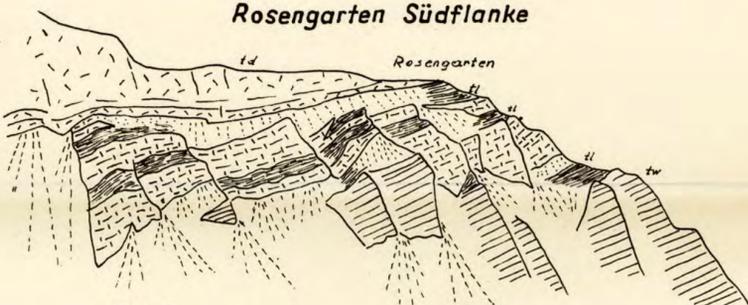


Detail aus dem Grabenschluß: td der Hauptantiklinale unmittelbar an Silbergrabenstörung nochmals hochgeschleppt und fk eingefaltet.



Blick in den Silbergraben von E: r. Lienzer Hauptantiklinale, Mitte der Tscheltcher 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



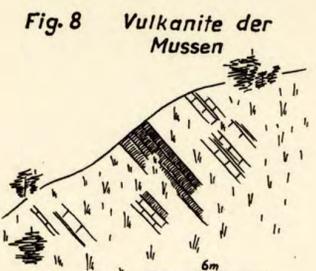
Kalkplatte der Steilstufe S Ötting erweist sich als von oben eingefaltetes Paket von Rhätkalke u. kein Plattenkalk.

Legende:

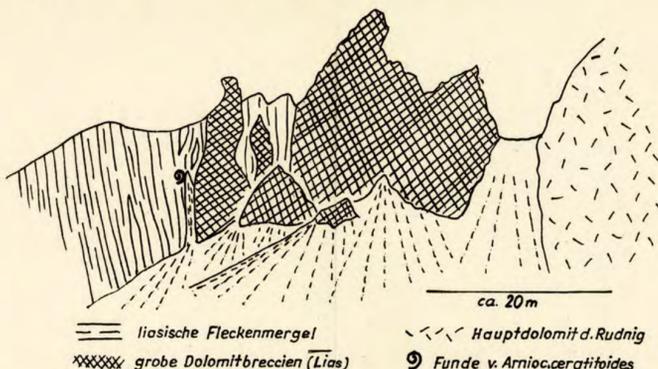
- | | | | |
|----|-----------------------------|----|--|
| tr | Rhät-Mergel, Mergelschiefer | tw | Mitteltriasdolomit (Jaukendolomit) |
| tr | Rhätkalke | | helle Diploporendolomite |
| tk | Plattenkalk | tm | anis. Plattendolomite und -kalke |
| td | gebankter Hauptdolomit | tm | Partnachmergel |
|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

AUFSCHLUSZSKIZZEN

Fig. 9 Profil im SW-Eck der Stadelwiese

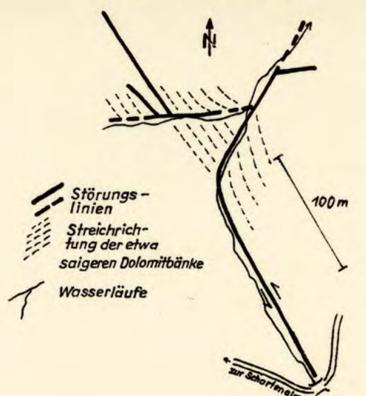


dunkle, plattige Partnachkalke mit Posidonia wengensis
Einlagerung gebankter Vulkanite mit Feldspat-Biotit-Einsprenglingen



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

Fig. 10 Schartenkopf-Blattverschiebung



Störungs-linien
Streichrichtung der etwa saigere Dolomtbänke
Wasserläufe