

# Die Raibler Schichten des Drauzuges (Südliche Kalkalpen). Lithofazielle, sedimentpetrographische und paläogeographische Untersuchungen

O. KRAUS <sup>1)</sup>

mit 18 Abbildungen und 7 Tafeln

Vorwort .....	83
A. Einführung .....	84
1. Problemstellung, Untersuchungsgebiet, Arbeitsmethoden .....	84
2. Historische Übersicht .....	85
3. Normalprofil und Gliederung der Raibler Schichten des Drauzuges.....	86
B. Die Ausbildung der Raibler Schichten im Drauzug.....	89
1. Nordkarawanken .....	89
2. Die östlichen Gailtaler Alpen .....	90
3. Die westlichen Gailtaler Alpen .....	92
4. Die Lienzer Dolomiten .....	95
C. Die Ausbildung der Raibler Schichten in der Umgebung des Drauzuges.....	95
1. Die nördliche Umgebung des Drauzuges .....	96
2. Die südliche Umgebung des Drauzuges .....	97
D. Zur Sedimentologie der untersuchten Raibler Gesteine .....	99
1. Sandsteine .....	100
a) Schrägschichtungsmessungen .....	100
2. Oolithe, Pisolithe, Onkolithe .....	102
3. Biogen- und Biodetritus-Kalke .....	111
4. Die wichtigsten Gesteine der Kalk/Dolomit-Serien .....	113
E. Sedimentpetrographische Untersuchungen.....	115
1. Untersuchungen von Tonschiefer-Proben .....	115
2. Dünnschliff-Untersuchungen von Raibler Sandsteinen .....	115
a) Zum Mineralbestand der Raibler Sandsteine .....	115
b) Diagenetische Kornveränderungen .....	116
3. Schwermineral-Untersuchungen.....	119
4. Leichtmineral-Untersuchungen mit Hilfe selektiver Feldspat-Anfärbung....	124
5. Zum Glaukonitgehalt der Raibler Sandsteine .....	124

<sup>1)</sup> Anschrift des Autors: Dipl.-Geologe Dr. Olaf KRAUS, Institut für Geologie der Technischen Hochschule München, 8 München 2, Arcisstraße 21. Jetzt: KLÖCKNER — Industrie-Anlagen, 41 Duisburg, Mülheimer Straße 54.

F. Paläogeographische Ergebnisse und tektonische Folgerungen.....	125
1. Die Faziesentwicklung im karnischen Ablagerungsraum des Drauzuges.....	125
2. Zur Paläogeographie des Karns im Drauzug .....	129
a) Die Anordnung der Lithofazies- und Mineralfazies-Zonen .....	129
b) Die Mächtigkeitsverteilung der Raibler Schichten im Drauzug.....	130
c) Hinweise auf das Paläoklima .....	131
d) Abtragungsgebiete und Sedimenttransport .....	131
3. Zur tektonischen Eingliederung des Drauzuges in den ostalpinen Geosynkli- raum .....	134
a) Beziehungen zum Sedimentationsraum der Südalpen .....	134
b) Beziehungen zu den Sedimentationsräumen der Nord- und Zentralalpen	135
G. Literaturverzeichnis .....	
1. Regionale Literatur .....	138
2. Sedimentologische und sedimentpetrographische Literatur .....	146
Anhang: Zusammenstellung aller Profilpunkte .....	150

## Zusammenfassung

Ausgehend von einer detaillierten und großmaßstäblichen Geländeaufnahme von 36 Profilaufschlüssen versucht die vorliegende Arbeit mit Hilfe sedimentologischer und sedimentpetrographischer Analysen die Paläogeographie des Sedimentationsraumes des Drauzuges zur Zeit des Karn (tiefste Obertrias) zu rekonstruieren.

Die Geländeaufnahmen wiesen nach, daß die Raibler Schichten im gesamten Drauzug aus 3 klastischen und 3 karbonatischen Horizonten bestehen, die alternieren. Sie werden in diesem Gebiet stets von Hauptdolomit überlagert. Der lange Zeit als norischer Dachsteinkalk geltende Rifffalk des Dobratsch konnte in das Ladin eingestuft werden. Seiner nördlichen und südlichen Umgebung steht der Drauzug weitgehend fremd gegenüber, er zeigt lediglich lithofazielle und mineralfazielle Beziehungen zu der nordöstlich gelegenen Krappfeld-Trias.

Die Raibler Gesteine des Drauzuges wurden in einem flachen, warmen Schelfmeer abgesetzt. Zur Zeit der klastischen Schüttungen waren die Lebensbedingungen bei ständiger Wasserbedeckung und reichlicher Durchlüftung des Wassers gut. Zur Zeit der karbonatischen Horizonte verödete der Lebensraum, es breiteten sich Schlickbänke aus, die von Algenmatten bewachsen wurden, sobald sie in den höheren Gezeitenbereich gelangten und periodisch trockenfielen. Die Genese der weit verbreiteten Rauhwacken ist noch nicht ganz geklärt; diese Gesteine dürften aber zum Teil in Verbindung mit lagunären Eindampfungsvorgängen entstanden sein. Es herrschte ein subtropisches Klima mit semiariden Einschlägen.

Das detritisch-terrigenes Material wurde von NW und W her in den karnischen Ablagerungsraum des Drauzuges geschüttet. Das wird aus der regionalen Schwermineralverteilung in den Raibler Sandsteinen ersichtlich und geht auch aus verschiedenen sedimentologischen Analysen, vor allem aus Schrägschichtungsmessungen in den Lienzer Dolomiten hervor.

Die Paläogeographie der nördlichen und südlichen Nachbargebiete des Drauzuges kann nicht eindeutig rekonstruiert werden. Die Grenze zum südalpinen Ablagerungsraum ist tektonischer Natur und stellt deshalb einen scharfen faziellen Schnitt dar. Zwischen dem Drauzug und den Nordalpen scheint kein unmittelbarer Zusammenhang bestanden zu haben, wie ihn die alpine Deckenlehre seit TERMEER 1903 annimmt. Das zeigt vor allem ein Vergleich mit den Untersuchungsergebnissen der nordalpinen Raibler Schichten. Danach stellt der Drauzug den Rest eines eigenständigen Teiltrogens der ostalpinen Geosynklinale dar, der durch eine Festlandsschwelle vom nordalpinen Bereich getrennt war. Nur in den östlichen Gebieten — im Bereich des Krappfeldes — bestand vermutlich eine Meeresverbindung zwischen beiden Sedimentbecken.

Die genannte Schwellenzone ist heute tektonisch überprägt und unkenntlich geworden. Sie wird im Bereich des zentralalpinen „Unter- und Mittelostalpins“ vermutet, das demnach bereits primär zwischen dem Drauzug und den Nordalpen lag und nicht von den oberostalpinen Decken der nördlichen Kalkalpen überfahren wurde. Für die tektonische Stellung der als penninisch geltenden Hohen Tauern ergaben sich keine neuen Anhaltspunkte.

## Summary

The present thesis is an essay to reconstruct the paleogeography of the Drauzug region (in the southern part of the eastern Alps) during Karnian times (lowest stage of the upper Trias). The results are based upon a large-scale survey and a detailed study of 36 well-exposed stratigraphic profiles of the respective rocks, the "Raibler Schichten".

Throughout the Drauzug the Raibler Schichten consist of three predominantly clastic, and three predominantly carbonatic groups of beds (traditionally called "horizons") alternating with each other. The Raibler Schichten are uniformly covered by the Hauptdolomit (Norian). The reefal limestone of the Dobratsch, long believed to be an equivalent of the Norian Dachsteinkalk, was proved to be of Ladinian age.

The facies of the Karnian deposits of the Drauzug differs markedly from that of the northern and southern adjoining areas; litho-facies and mineralogy indicate some analogies only with the so-called "Krappfeld-Trias" in the north-east.

The sediments of the Raibler Schichten in the Drauzug were formed in a shallow, warm shelf-sea. It is supposed that a subtropical, episodically semi-arid, climate was predominant. Sedimentological evidence, distribution of heavy minerals, and measurements of cross-bedding orientation in the Lienzer Dolomiten region, indicate that clastic terrigenous material was apported from a source-area situated north, and northwest, of the sedimentary basin.

The paleogeography of the adjoining areas in the north and in the south cannot be reconstructed as completely. The southern border of the Drauzug is an important fault-zone, south of which the Raibler Schichten show a very different facies. On the other side, a comparison of the Raibler Schichten of the Drauzug with those of the Northern Alps shows that an ancient close connection of those two regions (as assumed by the alpine "Deckenlehre" in its extreme form, P. TERMIER 1903, et seq.) does not seem to be very likely. Thus, within the large alpine geosyncline, the Drauzug represents the relics of an autonomous basin separated from the north-alpine sedimentary trough by a rise only partially covered by the sea. Though this rise was later masked by tectonics, it may be supposed to belong now to the "Lower and Middle Austro-Alpine" tectonic units of the central alpine regions.

## Vorwort

Die Anregung zu der vorliegenden Arbeit verdanke ich meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. P. SCHMIDT-THOMÉ, dem ich für sein stetes Interesse an den Untersuchungen und für zahlreiche Ratschläge zu großem Dank verpflichtet bin. Herrn Prof. Dr. W. BORCHERT danke ich bestens für die Erlaubnis, die Laboratorien und Einrichtungen seines Institutes benutzen zu dürfen.

Zahlreiche Stollenbefahrungen genehmigte mir dankenswerterweise die Betriebsleitung der BLEIBERGER BERGWERKS-UNION, Klagenfurt, der ich darüber hinaus für die verständnisvolle Unterstützung meiner Geländearbeit sehr zu danken habe. Gleichfalls danke ich den Betriebsleitungen der Blei-Zink-Gruben Mežica (Mieß), Jugoslawien, und Cave del Predil (Raibl), Italien, für die Erlaubnis zur Bearbeitung untertägiger Stollenaufschlüsse.

Eine große Anzahl von Fachkollegen, die hier nicht namentlich aufgezählt werden können, waren mir mit Fossilbestimmungen, Profilhinweisen, Ratschlägen und Diskussionen bei meiner Arbeit behilflich. Ihnen allen statte ich meinen Dank ab und erinnere mich besonders dankbar der Hilfe und Unterstützung durch die Herren Dozent Dr. L. KOSTELKA und Hofrat Prof. Dr. F. KAHLER, Klagenfurt. Zu Dank bin ich auch den Mitarbeitern des Institutes für Geologie der Technischen Hochschule München verpflichtet, wobei ich ganz besonders meinen Institutskollegen Dr. H. JERZ (jetzt Bayer. Geologisches Landesamt), Dr. W. HARSCH und Dr. G. SCHULER danken möchte, deren Raibler Untersuchungen in den Nordalpen inzwischen abgeschlossen sind und mit denen ich in enger Zusammenarbeit und ständigem Gedankenaustausch stand.

Schließlich danke ich der DEUTSCHEN FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT, ohne deren finanzielle Mittel die Durchführung dieser Arbeit nicht möglich gewesen wäre.

## A. Einführung

### 1. Problemstellung, Untersuchungsgebiet, Arbeitsmethoden

Die triadischen Schichtfolgen im Drauzug und in den Nordalpen ähneln sich in auffallender Weise, während die gleichalten zentralalpiner Sedimente dazwischen andersartig ausgebildet sind. Seit **TERMIER** (1903) gilt der Drauzug deshalb für die Vertreter der Deckenlehre als zurückgebliebener Rest der nordalpinen (oberostalpinen) Decken. Grundsätzlich wäre die Ähnlichkeit der Schichtfolgen jedoch auch als Konvergenzerscheinung erklärbar. Die Sedimentbildung müßte dann in den getrennten Räumen unter den gleichen Umweltbedingungen vor sich gegangen sein.

Der Beantwortung dieser Frage mit einer detaillierten Untersuchung der Raibler Schichten des Drauzuges und einer Rekonstruktion der karnischen Paläogeographie dieses Gebietes näherzukommen, war ein Anlaß zu der vorliegenden Arbeit. Sie steht im Rahmen eines von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderten Forschungsvorhabens von **P. SCHMIDT-THOMÉ**, München. Die Wahl des Arbeitsgebietes ging von dem Bestreben aus, Vergleichsmöglichkeiten für die inzwischen abgeschlossenen Untersuchungen der nordalpinen Raibler Schichten zwischen Rhein und Salzach zu finden, die **H. JERZ**, **G. SCHULER** und **W. HARSCH** im Rahmen des gleichen Forschungsprogramms durchgeführt haben. Die genannten Arbeiten haben gezeigt, daß die Raibler Schichten mit ihren charakteristischen Flachwasserbildungen und ihrem Gehalt an terrigenem Material für die Rekonstruktion größerer Faziesräume und ihrer Paläogeographie sehr gut geeignet sind. Die vorliegende Arbeit führte das Programm mit den gleichen, zum Teil gemeinsam erprobten Untersuchungsmethoden im Drauzug fort.

Im Vordergrund der Untersuchungen stand zunächst eine möglichst genaue Bestandaufnahme der Raibler Schichten im Drauzug. Darauf aufbauend wurde versucht, die Bildungsbedingungen, die Form des Ablagerungsraumes und die Richtungen des Sedimenttransportes zu rekonstruieren. Die Folgerungen, die aus diesen Untersuchungen für die Paläogeographie der ostalpinen Geosynklinale zur Zeit des Karn gezogen werden können, ergeben sich vor allem aus einem Vergleich mit den Ergebnissen der genannten nordalpinen Arbeiten.

#### Arbeitsgebiet (s. Tafel 1)

Der Drauzug setzt sich von Ost nach West aus den drei Gebirgszügen der Nordkarawanken, der Gailtaler Alpen und der Lienzer Dolomiten zusammen (**HERITSCH & KÜHN**; in **SCHAFFER** 1951, S. 236, Abb. 4). Außerdem wurden einige Profile in der Krappfeld-Trias nördlich von Klagenfurt aufgenommen. Eine übersichtsmäßige Untersuchung war dem Profil der Typlokalität Raibl (Cave del Predil) gewidmet. Die Unterlagen zum Vergleich mit weiteren Vorkommen der Umgebung des Drauzuges sind der Literatur entnommen.

#### Arbeitsmethoden

Im Rahmen der Geländearbeiten wurden insgesamt 36 Detailprofile möglichst großmaßstäblich aufgenommen, die mit über 500 Handstück- und Beutelp Proben belegt sind. Der Abstand der einzelnen Profile war vor allem von der Schnelligkeit der Faziesänderungen abhängig, hatte sich aber oft nach den Aufschlußverhältnissen zu richten.

Die Originalzeichnungen der Detailprofile — die Schieferhorizonte wurden 1 : 100, die Karbonatserien 1 : 250 aufgenommen — sind, ebenso wie die Handstück- und Schliff-sammlungen und die Leicht- und Schwermineralpräparate, am Geologischen Institut der Technischen Hochschule München hinterlegt.

Auf die methodischen Einzelheiten der Schliff- und Laboruntersuchungen gehe ich in den jeweiligen Abschnitten noch besonders ein. Die vorangegangenen Arbeiten ließen es geraten erscheinen, besonderes Gewicht auf die Schwer- und Leichtmineraluntersuchungen der Sandsteine zu legen. Dabei standen die Sandsteine des liegenden Schieferhorizontes als Bezugshorizont im Vordergrund des Interesses. Von Bedeutung erwiesen sich außerdem vor allem sedimentologisch-fazielle Untersuchungen sowie die Auswertung von Dünnschliffen und Tonmineral-Analysen.

Die Handstück- und Beutelprouben sind jeweils mit zwei Zahlen numeriert (z. B. 228/28), von denen die erste die fortlaufende Proben-Nummer ist, während sich die zweite auf das zugehörige Profil bezieht. Insgesamt wurden 82 Sandsteinproben der Schwer- und Leichtmineral-Analyse zugeführt. Davon wurden 123 Schwermineral-Präparate und 86 Leichtmineral-Präparate angefertigt. Ferner standen 310 Anschnitt-Flächen, 30 Lack-abzüge, 71 Kleinschliffe und 24 Großschliffe zur Verfügung. 9 Schiefer-ton-Proben wurden der Mineralanalyse mit dem Röntgengoniometer, der Differential-Thermoanalyse und dem Phasenkontrast-Mikroskop unterzogen.

## 2. Historische Übersicht

Die systematische Erforschung der Geologie des Drauzuges setzte in der Mitte des vorigen Jahrhunderts ziemlich unvermittelt ein. Die ersten Arbeiten dieses Zeitabschnittes gehen auf die einheimischen Gelehrten v. ROSTHORN und CANAVAL (1853) zurück, denen bereits die Existenz des „opalisierenden Muschelmarmors“ der Raibler Schichten bekannt war (vgl. v. HAUER 1854, S. 212). Im Jahre 1856 begann die Geologische Reichsanstalt Wien mit planmäßigen geologischen Aufnahmen in Kärnten. FOETTERLE (1856, S. 373) stellte dabei das Profil des Kofler Grabens bei Rubland nördlich von Bleiberg (Profil 4 dieser Arbeit, s. Tafel 3) als Typusprofil seiner Bleiberger Schichten (vgl. auch LIPOLD 1856, S. 337) der andersartigen karnischen Entwicklung von Raibl gegenüber. Die Arbeiten von EMMRICH (1855, S. 444 f.), PETERS (1856, S. 67 f.), LIPOLD (1856, S. 332 f., vor allem Tabelle VII), STUR (1856, S. 416 f.) und PENECKE (1884, S. 382 f.) erweiterten vor allem die Kenntnisse über den Fossilinhalt der Raibler Schichten Kärntens. Um die Jahrhundertwende schlossen GEYER (1896—1903) und TELLER (1887—1910) mit ihren heute noch vielfach unübertroffenen Kartierungen und Beschreibungen diese Periode der geologischen Erforschung Kärntens ab. Obwohl beide Forscher mit großer Genauigkeit Aufschlüsse von Raibler Schichten aus dem gesamten Drauzug beschrieben, gelang es ihnen nicht, eine gültige lithostratigraphische Gliederung der karnischen Stufe durchzuführen. Sie rechneten im allgemeinen nur mit der Existenz eines Raibler Schiefer-ton-Horizontes. Auch v. WÖHRMANN, dem in dieser Zeit die Gliederung der Raibler Schichten der Nordalpen zu verdanken ist (1889), stützte sich in seinen knappen Angaben über das Karn des Drauzuges (1893, S. 720 f.) auf die bestehende Literatur und konnte den Wissensstand deshalb nicht wesentlich verbessern.

Von großer Bedeutung sollte sich der Hinweis TELLERS (1887, S. 261 f.) auf die Faziesverwandtschaft von Nordalpen und Drauzug erweisen, die er vor allem aus der gleichen Ausbildung der Raibler Schichten ableitete. Diese Erkenntnisse verarbeitete bereits TERMIER (1903) in seinem ersten,

auf der Deckenlehre fußenden Erklärungsversuch des Ostalpenbaues, in dem er den Drauzug als Wurzelzone der nordalpinen Decken auffaßt. Auch die folgenden Deckenkonzepte des Ostalpenbaues von KOBER (1923, 1938, 1955), STAUB (1924) und TOLLMANN (1963) beheimaten die Nordalpen auf Grund ihrer Faziesverwandtschaft nördlich neben dem Drauzug.

Eine eingehendere geologische Bearbeitung des Drauzuges hat erst in jüngster Zeit wieder eingesetzt. Dabei sind vor allem die stratigraphischen Untersuchungen im Zusammenhang mit der Erzprospektion der Bleiberger Bergwerksunion, Klagenfurt (HOLLER 1951, 1960; KOSTELKA 1960; SCHULZ 1960), die Aufnahmearbeiten unter der Leitung von BEMMELNS (1957—1965) und verschiedene Spezialkartierungen österreichischer Geologen (ANDERLE 1951; SCHLAGER 1963; ANGER 1965; SCHERIAU-NIEDERMAYR 1967) zu nennen.

Die Gliederung der Raibler Schichten in drei klastische und drei karbonatische Horizonte gelang erstmalig HOLLER (1951, S. 69 f.) im Bleiberger Erzdistrikt. Die Arbeiten von SCHULZ (1960) im gleichen Raum haben die Kenntnis der Unteren Raibler Schichten verfeinert und eine syngenetische Pb-Zn-Vererzung innerhalb der 1. Karbonatserie bekanntgemacht. Die verschiedenen regionalen Arbeiten wiesen bereits die Gültigkeit der HOLLER'schen Dreigliederung in weiten Gebieten des Drauzuges nach (KOSTELKA 1960; SCHLAGER 1963; WARCH 1965; SCHERIAU-NIEDERMAYR 1967). Im Gegensatz dazu rechnet van BEMMELNS (1957) damit, daß die Raibler Schieferhorizonte lokal völlig auseinander keilen können, so daß eine lithostratigraphische Gliederung der karnischen Stufe nicht immer möglich ist (s. S. 93).

Inzwischen haben JERZ (1964, 1965, 1966), SCHULER (1967, 1968) und HARSCH (1968) die Raibler Schichten der Nordalpen eingehenden lithologisch-sedimentpetrographischen Spezialuntersuchungen unterzogen, die zu aufschlußreichen Aussagen über den karnischen Ablagerungsraum der Nordalpen geführt haben.

### 3. Normalprofil und Gliederung der Raibler Schichten des Drauzuges

Der Name „Raibler Schichten“ hat sich im Drauzug noch nicht fest eingebürgert. Das ist vor allem darauf zurückzuführen, daß GEYER und TELLER in diesem Gebiet dem Namen „Cardita-Schichten“ den Vorzug gegeben haben, um damit zu dokumentieren, daß der Drauzug dem nordalpinen und nicht dem benachbarten südalpinen Faziesbereich zuzuordnen ist (TELLER 1887, S. 267; 1896, S. 116). Der Name „Raibler Schichten“ war auch in seiner erstmalig publizierten Fassung von v. HAUER (1855, S. 745) und FÖTTERLE (1956, S. 373) auf die Fazies von Raibl beschränkt worden. Später erkannte allerdings v. HAUER, daß es notwendig war, die immer zahlreicher werdenden Lokal- und Faziesbezeichnungen für die karnische Stufe einem einheitlichen Namen unterzuordnen, für den er den Ausdruck „Raibler Schichten“ am geeignetsten fand. Er definierte ihn deshalb 1872 (S. 207) neu und wendete ihn nunmehr „für alle Mergelschichten der Oberen Trias, von denen nachgewiesen oder wahrscheinlich war, daß sie über Hallstätter oder Wettersteinkalk oder deren Äquivalenten liegen“ an. Diese Definition enthielt absichtlich weder exakte paläontologische noch strenge fazielle Einschränkungen. Trotzdem konnte erst v. WÖHRMANN (1894, S. 3) diese Bezeichnungsweise allgemein durchsetzen, nachdem die Namengebung lange Zeit die geologischen Diskussionen der Alpenliteratur beherrscht hatte.

Da auch heute weder eine exakte paläontologische Abgrenzung des Karn noch eine eindeutige fazielle Zuordnung der einzelnen Vorkommen möglich ist, erscheint es mir am zweckmäßigsten, dieser Definition zu folgen, wie es auch im Drauzug bereits mehrere Bearbeiter taten (HERITSCH & KÜHN 1951, S. 251; SCHULZ 1960; SCHLAGER 1963, S. 69). Die Argumente von BEMMELNS (1957, S. 178; 1961, S. 221; 1965, S. 222), nach denen im

Drauzug die Notwendigkeit besteht, die Raibler Schichten in die größere Einheit der Jauken-Serie bzw. -Folge einzugliedern, konnten in dieser Arbeit nicht bestätigt werden (s. S. 93).

Für die weitere Umgebung des Bergwerksgebietes Bleiberg-Kreuth hat HOLLER (1951) ein Normalprofil aus den verschiedenen Bergbau-Aufschlüssen abgeleitet. Dieses Profil hat — wie die vorliegende Arbeit ergab — für den ganzen Drauzug Geltung. Es ist anderswo nur unbedeutend durch fazielle Änderungen abgewandelt und soll deshalb den Beschreibungen der Einzelaufschlüsse vorangestellt werden.

Im Drauzug gliedern sich die Raibler Schichten in drei Schieferhorizonte, die von Karbonatgesteins-Serien getrennt werden. Die mittlere Mächtigkeit der Schiefer-Horizonte beträgt 20 m, die der Karbonatserien 60—80 m. Mit HOLLER bezeichne ich die Schieferhorizonte als Ersten, Zweiten, Dritten Schieferhorizont (abgekürzt: 1., 2., 3. Schiefer), die Kalk/Dolomit-Serien als Erste, Zweite, Dritte Karbonatgesteins-Serie (abgekürzt: 1., 2., 3. Karbonatserie; s. dazu S. 88 und Abb. 1).

Die Schichtfolge setzt über Wettersteinkalk bzw. -dolomit mit der pyritisierten Grenzbank ein, die im Ostteil — genau wie in den Nordalpen — als Grenzkonolith/Oolith ausgebildet ist. Darüber folgt der sandig-tonige 1. Schieferhorizont; in seiner Mitte führt er in Bleiberg und Mežica (Mieß) eine Anreicherungs-lage von Lamellibranchiaten und Cephalopoden mit noch vollständig konservierten Schalen, den sogenannten „opalisierenden Muschelmarmor“ (v. HAUER 1854, S. 212). Charakteristisch ist der Hangendsandstein des 1. Schieferhorizontes, eine Lage, deren Sandgehalt nach oben bis zum Übergang in reinen, gelb anwitternden Dolomit abnimmt. Eine ähnliche Lage über dem untersten Schieferhorizont erwähnen auch JERZ (1966, S. 11), SCHÜLER (1968, S. 33, als „Gelbkalk“ bezeichnet) und HARSCH (1968, S. 71) aus den Nordalpen. Die darüberfolgende 1. Karbonatserie ist sehr unterschiedlich ausgebildet. Im allgemeinen handelt es sich um gebankte Dolomite und Kalke, teilweise um Rauhdecken und Breccien. Das Liegende des 2. Schiefer-

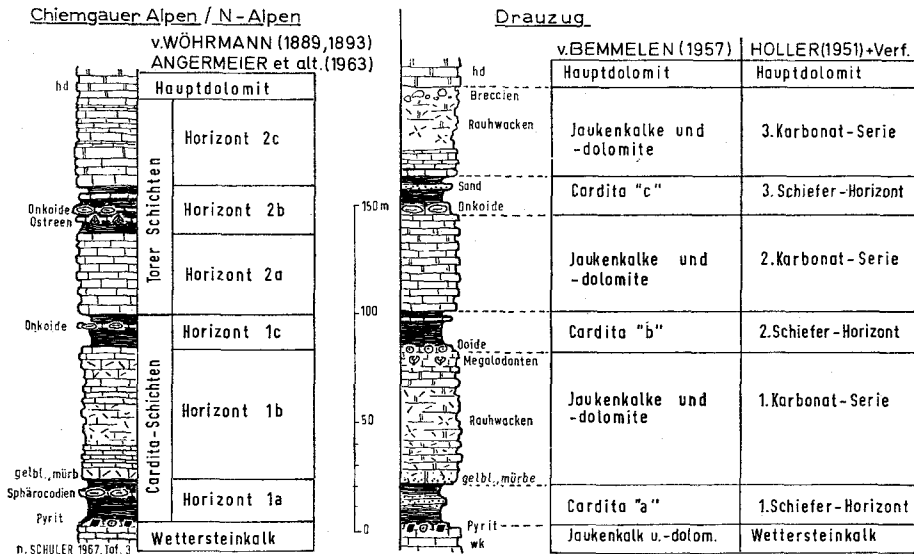


Abb. 1: Gliederung und Schemaprofile der Raibler Schichten.

horizontes beginnt mit einer, vor allem für den Ost- und Südteil des Drauzuges charakteristischen Fossilage, die dickschalige Zweischalerreste, im Osten häufig Megalodonten-Steinkerne (s. S. 112) enthält. Darüber folgen überwiegend oolithische Bänke. Der 2. Schieferhorizont ist wie auch der 3. Schieferhorizont karbonatreicher als der 1., was eine Unterscheidung im Gelände erleichtert. Der Kontakt zur 2. Karbonatserie ist durch eine Wechsellagerung von wulstigen Kalkbänken mit dünnen Mergellagen gekennzeichnet. Die auffallendste Lage der ganzen Folge ist das Liegende des 3. Schieferhorizontes, der sogenannte „Groboolith“, eine Onkolithlage mit großem Reichtum an Fossilresten. Als „Leitfossil“ nennt GEYER (1901 b, S. 129) *Spiriferina lipoldi* BITTNER. Der „Groboolith“ fehlt lediglich im äußersten Westen des Arbeitsgebietes, in den Lienzer Dolomiten und in den nördlichsten Profilen der Gailtaler Alpen am Weißensee. Im Gegensatz zu den beiden anderen Schieferlagen ist der 3. Schieferhorizont lokal unterschiedlich ausgebildet. Die 3. und oberste Karbonatserie zeigt sowohl in der Mächtigkeit als auch in der Ausbildung größte Differenzen. Die Grenze zum Hauptdolomit ist deshalb lithofaziell nicht exakt festlegbar. Nur in begrenzten Gebieten wird sie durch die sogenannte „Basisbreccie“ (HOLLER 1951, S. 74) markiert. Wo die Serie aus Rauhwaacken und Breccien besteht, die durch Wechsellagerung mit Dolomiten in den hangenden Hauptdolomit übergehen, ist eine Grenzziehung nur annähernd möglich. In den Lienzer Dolomiten wird die oberste Karbonatserie von zwei bis 2 m dicken Tonschiefer-„Rekurrenzen“ unterbrochen.

Die eingangs erwähnte Übereinstimmung der triadischen Schichtfolgen im Drauzug und in den Nordalpen tritt besonders auffallend in der Ausbildung der Raibler Schichten in Erscheinung. So weist beispielsweise das Schemaprofil der östlichen Chiemgauer Alpen auf Abb. 1 (nach SCHULER 1967, Tafel 3) wie unser Normalprofil drei Schieferhorizonte auf, und diese Dreiteilung ist auch in den übrigen Nordalpen häufig verwirklicht (vgl. JERZ 1966, Beilage I; SCHULER 1967, Tafel 1; HARSCH 1968, Tafel 1). Weitere Gemeinsamkeiten sind beispielsweise die Ausbildung des Liegenden (als Onkolithbank) und Hangenden (als Gelbkalk) des untersten Schieferhorizontes. Die übrigen Horizonte stimmen in der feinstratigraphischen Abfolge nicht direkt, wohl aber in ihrem faziellen Charakter überein. Auch der Übergang in den Hauptdolomit ist ähnlich ausgebildet.

Auf Grund dieser Gemeinsamkeiten kann man damit rechnen, daß die von ANGERMEIER, PÖSCHL & SCHNEIDER (1963) erweiterte v. WÖHRMANN'sche (1889) Gliederung der nordalpinen Raibler Schichten auch für den Drauzug Geltung hat. JERZ (1966), SCHULER (1967) und HARSCH (1968) konnten die Gültigkeit dieses, auf lithologischen und biostratigraphischen Vergleichen beruhenden Gliederungsprinzips — allerdings mehr oder weniger modifiziert — für ihre nordalpinen Arbeitsgebiete bestätigen. Trotzdem habe ich dieses Schema für die Beschreibungen im Drauzug nicht verwendet, da entgegen ANGERMEIER et al. (1963, S. 103) die paläontologische Übereinstimmung der einzelnen Schieferzonen im einzelnen noch zu belegen wäre. Die älteren Fossilangaben im Drauzug (z. B. GEYER, 1901, S. 129) dürfen nicht bestimmten Schieferhorizonten zugeordnet werden, weil den Bearbeitern seinerzeit die Existenz mehrerer Schieferhorizonte unbekannt war. Außerdem hat sich die Bezeichnungsweise HOLLERS (1951) im Drauzug bestens bewährt und fest eingebürgert. Da die Dreiteilung der Raibler Schichten im gesamten Drauzug — einem in sich geschlossenen Gebiet — verwirklicht ist, sollte sich das auch in der Benennung ausdrücken.

Das Vorkommen von *Cardita*-Schälchen (s. Abb. 8) in der Raibler Grenzbank und von *Ostrea montis caprillis* KLIPSTEIN im 3. Schieferhorizont (s. Abb. 9, HOLZER 1964) deutet jedoch darauf hin, daß bei einer eingehenden faunistischen Bearbeitung auch die paläontologische Übereinstimmung der einzelnen Horizonte nachweisbar sein dürfte.



Die lithologische Grenze Wettersteinkalk/Raibler Schichten, die im Drauzug überall vorhanden ist, entspricht in etwa, wie JERZ (1966, S. 71/72) und SCHULER (1968, S. 45) näher dargelegt haben, der Grenze Cordevol/Jul und damit der Grenze Ladin/Karn, wenn man das Cordevol mit v. PIA (1930) noch zum Ladin stellt. MOJSISOVICS, WAAGEN & DIENER (1895) und neuerdings JACOBSSHAGEN (1961, S. 477) zählen es allerdings bereits zum Karn.

Dagegen ist die Grenze Karn/Nor weder paläontologisch noch faziell genauer festzulegen. Auf Grund ihrer Faziesverwandtschaft werden die heterogenen Übergangsbildungen unterschiedlicher Mächtigkeit noch zu den Raibler Schichten gestellt; der Hauptdolomit setzt erst mit dem Überwiegen bankiger Dolomite ein.

## B. Die Ausbildung der Raibler Schichten im Drauzug

Das im vorigen Abschnitt erläuterte Normalprofil der Raibler Schichten hat für den gesamten Drauzug Geltung. Die Beschreibung der Einzelaufschlüsse kann daher äußerst knapp sein; sie wird sich auf die wesentlichsten regionalen Merkmale der Profilausbildung beschränken. Die wichtigsten Profile sind auf den Tafeln 2—5 dargestellt, in denen auch Ergebnisse der petrographischen Sandsteinuntersuchungen festgehalten sind. Im Anhang findet sich eine tabellarische Zusammenstellung aller Profilpunkte mit einer Beschreibung der einzelnen Lokalitäten; ihre ungefähre Lage ist auch aus Tafel 1 zu ersehen.

### 1. Nordkarawanken (s. Tafel 2)

Das östlichste Profil dieses Raumes, die Bohrung Ursulaberg, unterscheidet sich von dem nur einige Kilometer westlich gelegenen Vorkommen von Mežica durch eine tonreiche und dunkle Ausbildung der 1. Karbonatserie und einen hohen Sandgehalt des 2. Schiefers. Beides deutet auf einen Faziesübergang nach Osten hin, wie er sonst im Drauzug vorwiegend in SN-Richtung auftritt.

In Mežica reicht die Riff-Fazies des Wettersteinkalkes offensichtlich bis ins hohe Ladin, da grobgebankte bis massige Karbonatgesteine zusammen mit den sogenannten „Großoolithen“ noch etwa 50 m unter der Raibler Grenzbank auftreten. Die pisolith- und onkolithführenden Grenzlagen sind besonders charakteristisch und auffallend mächtig ausgebildet (s. Abb. 7 und 8). Der „opalisierende Muschelmarmor“ tritt genau in der gleichen Position wie in Bleiberg auf. Er führt *Carnites floridus* WULFEN und *Joannites cymbiformis* WULFEN als kennzeichnende Ammoniten (TELLER 1896, S. 114). Die 1. Karbonatserie ist auffallend mächtig und besteht aus hellen, zentimeter- bis metergebankten Kalken und Dolomiten, die als „Pseudowettersteinkalk“ bezeichnet werden. Sie sind nach KOSTELKA (1965, S. 32) nicht vererzt, führen aber wie der Wettersteinkalk sowohl schwarze Breccien als auch helle Dolomithänke, sogenannte „milchige Lagen“ (HOLLER 1951, S. 69). Da nur wenige eindeutig fixierte Proben dieser Serie zur Verfügung standen, die keine aussagekräftigen Komponenten oder Gefügemerkmale enthielten, war eine sedimentologische Detailuntersuchung nicht möglich.

Die Megalodontenbank unterhalb des 2. Schiefers besteht in den Nordkarawanken stellenweise aus körperlich erhaltenen Steinkernen. Einige

von Herrn Dipl.-Ing. I. STRUCL aufgesammelte Exemplare bestimmte dankenswerterweise Frau Dr. A. VEGH-NEUBRANDT, Budapest, als *Cornu-cardia hornigi* BITTNER.

Da dieses Fossil für die karnische Stufe kennzeichnend ist (Mitteilung Dr. A. VEGH-NEUBRANDT), besteht hiermit die Möglichkeit, die lithologisch ähnlichen Bildungen des „Pseudowettersteinkalkes“ und des Wettersteinkalkes zu unterscheiden.

Den Raibler Schieferaufschluß an der Vellach-Brücke habe ich auf Grund der Ausbildung seiner Liegendzone dem 2. Schiefer zugeordnet. Oben und unten ist er tektonisch von mächtigen Kalk- bzw. Dolomitpaketen eingekeilt.

Insgesamt läßt sich sagen, daß schon die wenigen Aufschlüsse, die sämtlich tektonisch gestört und unvollständig erhalten sind, zeigen, daß die Entwicklung der Raibler Schichten der Nordkarawanken ganz an diejenige der östlichen Gailtaler Alpen anknüpft. Sie zeichnet sich lediglich durch eine etwas größere Mächtigkeit und durch das noch stärkere Vortreten von Flachwasserbildungen (Oolithe usw.) aus. Deshalb erscheint mir auch die Ansicht SCHEIBERS (1967) unwahrscheinlich zu sein, der eine — allerdings nicht fossilmäßig belegte — rein kalkige Vertretung der Raibler Schichten in den westlichen Nordkarawanken annimmt. Im Gegensatz zu TELLER (1896, 1898) werden die Raibler Schichten in den Nordkarawanken überall von Hauptdolomit und nicht von Dachsteinkalk überlagert (KOSTELKA, unveröffentlicht; BAUER 1966, S. 15; SCHEIBER 1967, S. 180).

## 2. Die östlichen Gailtaler Alpen (s. Tafel 3)

Der östlichste Raibler Aufschluß dieses Raumes am Dobratsch stellt ein Verbindungsglied zwischen den Raibler Schichten des Bleiberger Zuges und den Nordkarawanken dar. Der Entwicklung der Nordkarawanken entsprechen sowohl die mächtigen Oolith- und Onkolithbildungen als auch die Schwermineraführung der Sandsteine des Dobratsch mit einem deutlichen Vorherrschen des Granat-Anteiles. Das von mir an der Dobratsch-Südflanke aufgefundene Profil 16 (s. Tafel 3) ist zwar tektonisch gestört, die beiden Schieferhorizonte sind aber gut ansprechbar. ANDERLE (1951) hatte auf Grund seiner Kenntnis einiger tektonisch stark verschleifter Aufschlüsse vermutet, daß die Raibler Schichten des Dobratsch in einer eigenständigen Fazies vorlägen.

Auf den gleichen Autor geht auch die Einstufung der Dobratsch-Gipfelkalke — als Dachsteinkalke — in das Nor zurück. Da im gesamten übrigen Drauzug die Raibler Schichten von Hauptdolomit überlagert werden (s. S. 93) und die Raibler Schichten am Dobratsch keine Anzeichen für stärkere Faziesveränderungen zeigten, wurde diese stratigraphische Einstufung durch eine paläontologische Neuuntersuchung überprüft, die dankenswerterweise E. OTT, München, vornahm <sup>1)</sup>.

Die Ergebnisse sind in einer eigenen Arbeit veröffentlicht (KRAUS, O. & E. OTT 1968, S. 263—290), weshalb sie hier nur kurz zusammengefaßt seien:

Die paläontologischen Untersuchungen konnten nachweisen, daß das Raibler Profil der Dobratsch-Südseite an einem tektonischen Kontakt von anisischen Kalken überlagert wird. In den Kalken und Dolomiten darüber, bis hinauf auf den Dobratsch-Gipfel, fanden sich ausschließlich Hinweise auf ladinisches Alter, während die typischen Makro- und

<sup>1)</sup> Herrn Prof. Dr. E. FLÜGEL, Darmstadt, sei für mehrere Mitteilungen und seine Hilfe beim Aufsammeln der Fossilien gedankt.

Mikrofossilien des Dachsteinkalkes fehlten. Die Gipfelregionen des Dobratsch-Massives bestehen also aus ladinischen Wettersteinkalken. Als solche waren sie bereits von den älteren Bearbeitern dieses Gebietes (z. B. GEYER 1901 c, S. 356/357) aufgefaßt worden.

Dieses Ergebnis ist insofern von Bedeutung, als TOLLMANN (1963, S. 171; 1965, S. 126) für den Drauzug einen Faziesübergang von einem westlichen Hauptdolomit-Bereich in einen östlichen Dachsteinkalk-Bereich annahm, wobei er sich auf die zitierte Einstufung ANDERLES (1951) und die — inzwischen ebenfalls widerlegte (s. S. 90) — Kartierung TELLERS (1896, 1898) in den Nordkarawanken stützte. Da im Südteil der nördlichen Kalkalpen ein entsprechender West—Ost-Faziesübergang ausgebildet ist, schienen diese Verhältnisse einen ehemaligen unmittelbaren Zusammenhang von Drauzug und nördlichen Kalkalpen auch faziell zu belegen, wie ihn die Deckenlehre seit TERMIER 1903 annimmt. Im Drauzug liegt das Nor jedoch einheitlich in Hauptdolomitfazies vor.

Für die Raibler Schichten des nördlich des Dobratsch gelegenen Bleiberger Zuges stellte HOLLER (1951) ein Normalprofil auf, dessen Gültigkeit sich bestens bestätigt hat. Aufschlußreich sind in diesem Gebiet, das durch zahlreiche Untertageaufschlüsse gut zugänglich ist, die Faziesveränderungen von Süden nach Norden.

Seit SCHRIEL (1942, S. 58/59) ist die Faziesveränderung des Wettersteinkalkes bekannt, der in südlichen Aufschlüssen in der hellen „Bleiberger Fazies“, einer riffnahen Lagunen-Entwicklung vorliegt, nach N aber in dunkle, tonreiche Kalk- und Dolomite übergeht, die am Nordrand des Drauzuges von Partnachschieften unterlagert werden. Im S (Dobratsch) setzt sich die kalkige Entwicklung vom Anis durch das gesamte Ladin ununterbrochen fort (s. Tafel 7).

Auch im Karn sind in dieser Richtung Faziesunterschiede feststellbar, wenn sie auch nicht so augenfällig werden. So nehmen Kalkbildungen, die in frischem, gut durchlüftetem und turbulentem Wasser entstehen, wie Oolithe, Lumachellen, Onkolithe nach Norden ab, während der Anteil an klastischen Sedimenten zunimmt: z. B. ist die Raibler Grenzbank im östlichen Bleiberger Zug noch 60 cm stark (SCHULZ, 1960, S. 9) und dünnt nach Westen und Norden auf weniger als 15 cm aus; die Megalodontenbank und die Oolithbildungen des 2. Schiefers sind nur in den beiden südlichen Profilen vorhanden, und der 2. und der 3. Schiefer weisen in den nördlichen Aufschlüssen eine beträchtliche Sandführung auf. In den südlichen Profilen sind sämtliche Übergangszonen von den Schieferhorizonten zu den Kalk/Dolomitserien durch die Bildung umkrusteter Komponenten markiert (s. S. 133).

Im 1. Schieferhorizont wurden Asphaltanreicherungenlagen und -nester beobachtet. V. HUENE (1925, S. 242 f.) machte von hier Ichthyosaurier-Reste bekannt. Im südlichen Profil 6 des Rublandstollens folgt die 1. Karbonatserie auf den untersten klastischen Horizont mit einer rhythmisch wechselnden Sedimentationsfolge, die aber, wie bereits SCHULZ (1960, S. 12) bemerkt, für Parallelisierungszwecke ungeeignet erscheint: Ihre Fazies wechselt im Streichen schnell. In etwa ist ein Zyklus im Meterbereich ausgebildet, der sich vor allem im wechselnden Bitumengehalt äußert. In den nördlichen Profilen nehmen resediment- und rauhwackenartige Bildungen zu. Die sogenannte „Hauptdolomit-Basisbreccie“ tritt nur in Profil 5 auf und ist hier tektonisch überprägt. Nach HOLLER (1951, S. 74) kennzeichnet sie im östlich angrenzenden Bleiberger Bereich die Grenze zum Hauptdolomit scharf und ist horizontbeständig.

In der streichenden westlichen Fortsetzung des Bleiberger Zuges, im Tschöckelnock-Gebiet (Profil 7) und in der Spitzegel-Gradlitzengruppe (Profile 10—15) ändert sich die Ausbildung nur geringfügig.

Im Südteil der östlichen Gailtaler Alpen — in der Gradlitzten — zieht die Bleiberger Fazies des Wettersteinkalkes noch weit nach W. Sie ist aber beispielsweise bei Mitterberg (HOLLER 1960, S. 73) nur noch auf die obersten 60 m des Ladins beschränkt. Darunter folgen plattige, dunkle und tonreiche Kalk- und Dolomitpelite. Auch die Raibler Grenzbank ändert ihre Entwicklung langsam, sie wird toniger und führt nur noch vereinzelt Onkoide. Die Megalodontenbank des 2. Schiefers und die Onkolithlagen des 3. klastischen Horizontes sind im Profil 7 ähnlich wie in den Nordkarawanken ausgebildet.

Die Unterschiede zwischen den Profilen der Spitzegel-Gradlitzten-Kette beschränken sich fast ausschließlich auf den zweiten Schieferhorizont, dessen oolithischer Liegendbereich nach Westen zu allmählich versandet (s. Tafel 7). Der Übergang von der oolithischen zur sandigen Ausbildung dieser Lage ist im Profil 10 durch Crinoidenspatkalkke gekennzeichnet.

Ändert sich die Profilausbildung in Ost-West-Richtung nur langsam, so zeichnet sich in den nördlich der Gradlitzten gelegenen Profilen ein rascher Wechsel ab. In Profil 8 („Auf der Eben“) fehlen bereits die Oolithbildungen des 2. Schiefers, allerdings kann dieser Horizont hier nur in einigen kleinen Geländeanrissen studiert werden. Gut ist dafür in dieser Lokalität der 1. Schieferhorizont aufgeschlossen. Er liegt unmittelbar auf feingeschichteten Wettersteindolomiten, sogenannten „Loferiten“ (SANDER 1936), die nach A. G. FISCHER (1966) auf ein extrem flaches Ablagerungsmilieu schließen lassen. Das Auskeilen der Oolithlage des 2. Schiefers nach Norden kündigt sich bereits in den Profilen 13 und 14 an. Resediment- und Fließfaltungsercheinungen im Profil 13 deuten darauf hin, daß dieser Faziesübergang mit einem untermeerischen Reliefunterschied verbunden war. Weiter im Norden ist das Liegende des 2. Schiefers rein sandig ausgebildet; außerdem schwillt die Mächtigkeit der Sandsteinbank des 3. Schiefers nach Norden an und erreicht im Profil 9 des Spitznocks mehr als 5 m. Dagegen dünnt die Onkolithlage im Liegenden dieses Schiefers hier auf etwa 10 cm aus.

Das Profil 9 ist am Ostgrat des Spitznocks aufgeschlossen und besteht aus einem 2. und einem 3. Schieferhorizont. In dem 500 m weiter westlich gelegenen Aufschluß des Ladstädter Grabens sind beide Schiefer nicht mehr vorhanden. WARCH (1966, S. 145 f.) deutet hier jedoch eine Kalk/Schieferfolge mit 3 Mergelschieferzonen, die bereits etwa 150 m über Werfener Schiefen auftritt, als karnisch. Da die Schiefer keine lithologischen Merkmale von Raibler Schieferhorizonten (Sandgehalt, Oolithe usw.) zeigen, nimmt er einen Faziesübergang der Raibler Schichten auf kürzeste Entfernung an. Solch ein Übergang ist aber mit der regionalen Faziesverteilung des Karns im Drauzug m. E. nicht vereinbar. Die drei Schieferzonen, die in einem tektonisch stark beanspruchten Gebiet unmittelbar an der Nordrandstörung des Drauzuges liegen, zeigen außerdem lithologische Merkmale von Partnachschiefern. Die stratigraphische Einstufung der hier von WARCH (1966) aufgefundenen Tuffe und Tuffite in das Karn muß deshalb vorläufig als hypothetisch gelten. Sie wäre erst noch durch paläontologische Untersuchungen zu belegen.

### 3. Die westlichen Gailtaler Alpen

Die Ausbildung der Raibler Schichten des Südteiles dieses Gebietes zeigt Tafel 4. Auch hier sind die Faziesunterschiede gering, lediglich die 1. Karbonatserie ändert ihre Ausbildung auf kurze Entfernung. Die Oolithbank im Liegenden des 2. Schieferhorizontes versandet nach Westen zu endgültig. Im allgemeinen sind die Sandlagen der Profile gröber und schwermineralreicher als in den oben besprochenen östlichen Gailtaler Alpen.

Im Reißkofel-Massiv sind auf eine streichende Erstreckung von 8 km keine Raibler Schichten aufgeschlossen. GEYER (1897 a, S. 124; 1898, S. 335) hatte die Riffkalke dieses Berges dem Hauptdolomit zugerechnet. Van BEMMELN (1957, S. 187) schied sie als ladinische Jaukenkalke aus. Das Profil im W des Reißkofels bestätigt seine AltersEinstufung, da es die Riffkalke mit dem 1. Schieferhorizont an einem nur wenig gestörten Kontakt überlagert.

Das Fehlen von Raibler Schiefen in diesem Gebiet erklärte van BEMMELEN als ein primäres Auskeilen. Er nahm an, daß das Riffwachstum hier durch das gesamte Karn bis in das Nor fort dauerte. Die Raibler Aufschlüsse westlich und östlich des Reißkofels können jedoch genauestens korreliert werden (s. Tafel 4); außerdem fehlen in diesen Raibler Aufschlüssen alle Anzeichen für ein nahes Riffwachstum. Da die Raibler Schichten des westlichen Reißkofels nach Osten zu von einer breiten, durch eine 10 m mächtige Mylonitzone markierten Störung unterdrückt werden, ist anzunehmen, daß sie in diesem Gebiet lediglich tektonisch ausgemerzt sind.

Auch die stratigraphische Einstufung der Jauken-Gipfelkalke bereitete allen bisherigen Bearbeitern Schwierigkeiten. Das normalliegende Raibler Profil der Jauken-Nordseite wird nämlich, scheinbar nur geringfügig gestört, von wettersteinkalkähnlichen Kalken und Dolomiten überlagert (s. Abb. 2). GEYER (1898, S. 322) hatte sie in das Nor gestellt und van BEMMELEN (1957, S. 187) rechnete sie als karnisch-norische Bildungen seinen „Jaukenkalken und -dolomiten“ zu. Ein bisher nicht bekannter Raibler Aufschluß der Jauken-Südseite wird jedoch von diesen Kalken deutlich stratigraphisch unterlagert (s. Abb. 2). Obwohl bisher keine leitenden Fossilien gefunden werden konnten, ist anzunehmen, daß diese Kalke, die alle faziellen Merkmale eines in Riffnähe abgelagerten Wettersteinkalkes (Großoolithe usw.) zeigen, dem Ladin angehören. Die scheinbar unbedeutende Störung oberhalb des Raibler Profils der Jauken-Nordseite erweist sich außerdem wenige 100 m weiter östlich als breite Störungszone, die das gesamte Raibler Profil unterdrückt.

Aus diesen Gründen kommt dem N—S-Profil durch die Jauken, wie es auf Abb. 2 dargestellt ist, ein hoher Wahrscheinlichkeitsgrad zu. Eine tektonische Gesamt-Analyse dieses Gebietes, vor allem auch die Klärung der Frage, wie sich diese Baustruktur in den weiteren tektonischen Rahmen der Gailtaler Alpen einpaßt, könnte erst eine großmaßstäbliche Neukartierung bieten. Bemerkenswert erscheint in diesem Zusammenhang, daß die Jauken mit ihren steil bis etwas invers liegenden Synklinen eine pilzsattelförmige Struktur einleitet. Diese, auf intensiver seitlicher Einengung beruhende Verfaltung dürfte schwerlich ausschließlich mit Faltung durch Schwerkongruenz zu erklären sein, mit der van BEMMELEN die Tektonik dieses Gebietes deutet.

Die Verhältnisse am Reißkofel (fazielles Auskeilen der Schieferzonen in Gebieten starken Riffwachstums) und an der Jauken (Fortsetzung der Wettersteinkalk-Fazies über den Raibler Schichten) hatten van BEMMELEN dazu bewogen, Wettersteinkalk und Raibler Schichten im Drauzug zu einer stratigraphischen Einheit, der „Jaukenfolge“ (nach der letzten Fassung von 1965, S. 222) zusammenzuziehen. Beide Argumente können jedoch nicht bestätigt werden; es fanden sich auch im übrigen Drauzug keinerlei Anzeichen für derartige Verhältnisse. Der Name „Jauken-Folge“ erübrigt sich also. Er kann im gesamten Drauzug durch die Bezeichnungen Wettersteinkalk und Raibler Schichten ersetzt werden.

Die Profile des Nordteiles der westlichen Gailtaler Alpen (Profile 22, 3, 19, 30 und 31) gehören der „Nordfazies“ an, was sich sowohl in der hohen Sandführung des 2. Schieferhorizontes als auch in der tonreichen und geringmächtigen Ausbildung der Onkolithbank des 3. Schieferhorizontes äußert, die im Weißensee-Gebiet vermutlich ganz fehlt. Die Schwermineral-Assoziationen sind durch zurücktretenden Granatgehalt gekennzeichnet. Im Hangenden der Profile folgen teilweise mehrere hundert Meter mächtige Rauhacken- und Breccien-Zonen.

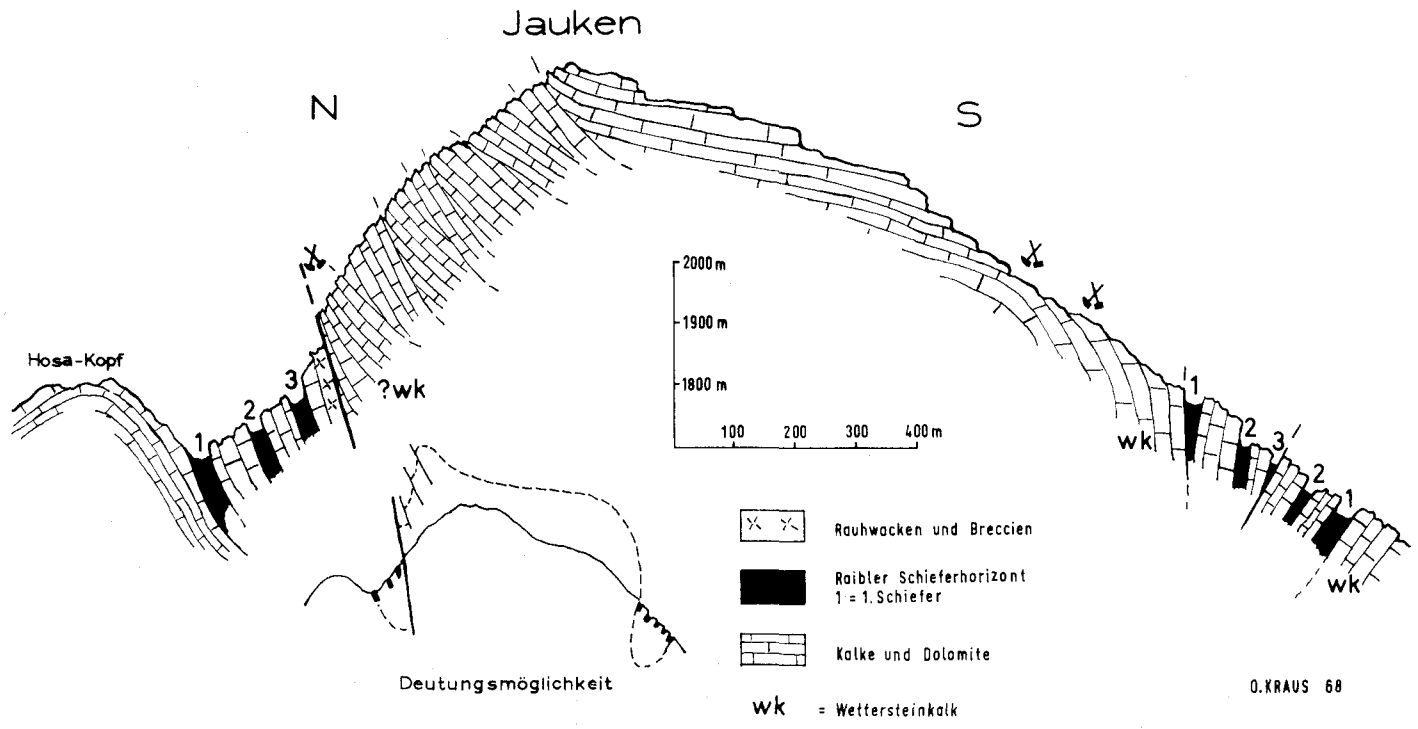


Abb. 2: Schematische Profilskizze der Nord- und Südflanke der Jauken/Gailtaler Alpen.

Die Raibler Profile im Bereich des Jukbühels, des Westausläufers der Gailtaler Alpen, sind zwar alle tektonisch gestört, sie leiten aber in ihrer Ausbildung bereits deutlich zu den Lienzer Dolomiten über, was sich sowohl in ihrer geringen Mächtigkeit als auch im Auskeilen der Onkolithbildungen im Liegenden des 3. Schieferhorizontes äußert.

#### 4. Lienzer Dolomiten (s. Tafel 5)

Die Raibler Schichten sind im Ostteil der Lienzer Dolomiten sehr gut aufgeschlossen, im Westteil fehlen sie. Zwar nennt GEYER (1902, S. 40) im Wildbach bei Abfaltersbach ein tektonisch isoliertes Vorkommen, das jedoch van BEMMELEN und MEULENKAMP (1965) als Grödener Sandstein kartierten.

In den nordöstlichsten Lienzer Dolomiten zeichnen van BEMMELEN und MEULENKAMP (1965) zwei Raibler Vorkommen ein (Instein-Hütte und Frauenbach südlich Lavant), für die sie eine etwas veränderte Fazies annehmen. Östlich der Instein-Hütte sind zwar drei Schieferzüge aufgeschlossen; sie enthalten aber ausschließlich dunkelbraune Mergelschiefer mit gelb anwitternden dunklen Kalkbänken und dünnen Lumachellenlagen, führen auch keine Sandsteine. Da auch Oolithbildungen, Onkolithe usw. fehlen, dürfte es sich m. E. nicht um Raibler Schichten, sondern um Kössener Schichten handeln. Auch in den schlechter aufgeschlossenen östlichen Vorkommen im Frauenbach konnten lediglich Mergelschiefer gefunden werden.

Die Raibler Schichten sind in den Lienzer Dolomiten (s. Tafel 5) geringmächtiger und sandreicher als in den Gailtaler Alpen. Der unterlagernde Wettersteinkalk besteht aus dunklen, gut gebankten und gelegentlich Stromatolithen-führenden Dolomiten. Etwa 9 m unter dem 1. Schieferhorizont tritt im Profil der Ödkarscharte (Profil 29) eine 0,7 m dicke, grüne Mergellage auf, deren vermutete Tuffitnatur sich in den DTA- und Röntgenanalysen nicht bestätigt hat.

Die Raibler Grenzbank besteht nur noch aus einer pyritiserten, quarzreichen Schieferlage; bereits die untersten Sandsteinbänke sind relativ grob und schwermineralreich. Die glaukonitreichen Sandsteine des 2. Schieferhorizontes sind grünlich gefärbt, sie vertreten hier die Oolithlagen der Gailtaler Alpen. Auch die Onkolithbank im Liegenden des 3. Schieferhorizontes ist in den Lienzer Dolomiten nicht mehr ausgebildet. Die Sandsteinbank dieses Schiefers weist deutliche Schrägschichtungsgefüge auf (s. S. 100). Über dem 3. Schiefer schalten sich noch zwei weitere dünne, pyritreiche Tonlagen ein. Die Übergangszone zum Hauptdolomit ist sehr unterschiedlich mächtig; sie enthält sedimentäre Spatitbreccien, die hier die Rauhwacken der Gailtaler Alpen vertreten. Auffällig ist außerdem, daß in den Profilen 28 und 29 fast alle Oolith-, Onkolith- und Lumachelle-Lagen sekundär stark dolomitisiert sind.

#### C. Die Ausbildung der Raibler Schichten in der Umgebung des Drauzuges

Für die Rekonstruktion des karnischen Ablagerungsraumes des Drauzuges mußte auch die Ausbildung der Raibler Schichten in der näheren Umgebung dieses Gebietes Beachtung finden. Allerdings konnten nur die Profile des Krappfeldes (Trias von Eberstein) im Norden und von Raibl (Cave del Predil) im Süden des Drauzuges selbst aufgenommen werden. Alle weiteren Angaben entstammen der teilweise sehr umfangreichen Spezialliteratur, die knapp und übersichtsmäßig referiert wird. Eine zeichnerische Zusammenfassung dieser Literaturübersicht zeigt die Fazieskarte Tafel 6.

## 1. Die nördliche Umgebung des Drauzuges

### Literatur:

Krappfeld: BITTNER (1889); GALLENSTEIN (1912—1918); REDLICH (1905); SOLYOM (1942).

Griffen, St. Paul, Poßruck: DREGER (1907); BENESCH (1914); BECK-MANNAGETTA (1953, 1955).

Stangalm-Mesozoikum: HOLDHAUS (1922, 1933); STOWASSER (1956); TOLLMANN (1958 c, 1963); ANDERLE et alt. (1964).

Radstädter Tauern: SCHULER (1968); TOLLMANN (1958 a, 1958 b).

Brenner Mesozoikum: KÜBLER & MÜLLER (1962).

Hohe Tauern: FRASL (1958); FRASL & FRANK (1964, 1966); HOTTINGER (1931); TOLLMANN (1965).

Von den zentralalpinen Triasvorkommen ist das des Krappfeldes am vollständigsten erhalten und am besten untersucht. Der Wettersteinkalk ist geringmächtig (zirka 100 m), dünnbankig und liegt in einer Stillwasserfazies (tonig-mikritisch mit Filamenten) vor. Knapp unterhalb des Raibler Schiefertons sind ihm mehrere Tuffitlagen eingeschaltet (FRITSCH 1963, S. 70). Die Raibler Schichten (s. Tafel 1) bestehen aus einer mächtigen Tonschieferserie, die im Liegenden wenige und dünne Sandbänke führt. Im Hangenden setzen Karbonatgesteins-Bildungen in Form foraminiferenreicher Oolithe und Onkolithe ein. In Linsen innerhalb der Schiefer und als Überlagerung treten sehr helle, fast schichtungslose Kalke auf. Sie sind stark rekristallisiert, erinnern aber an manche Wettersteinkalke und könnten auf ein nahes (? nur kurzzeitiges) Riffwachstum deuten. Darüber folgt der Hauptdolomit. Die Mächtigkeit beträgt bis 120 m; sie scheint sich im Streichen zu ändern. Die lithologische Ausbildung unterscheidet sich von der des Drauzuges beträchtlich. Trotzdem sind die Raibler Schichten des Krappfeldes vermutlich in dem gleichen Sedimentbecken wie die karnischen Gesteine des Drauzuges entstanden; denn ihre Sandsteine führen die gleiche Schwermineral-Assoziation (s. S. 121) und auch die „Beckenfazies“, in der der Wettersteinkalk hier vorliegt, kündigt sich bereits im nördlichen Drauzug an (s. S. 126). Tektonische Argumente für diese Annahme liefert TOLLMANN (1963, S. 52 f.).

Die benachbarten Triasschollen von Griffen, St. Paul und Poßruck haben die gleiche tektonische Lage wie das Krappfeld. Auch die überwiegend schiefrige Fazies mit einer Mächtigkeit bis zu 80 m entspricht der Ausbildung des Krappfeldes. Darüber hinaus folgen in der Umgebung von St. Paul nach BECK-MANNAGETTA (1955, S. 78) 80 m oberhalb der Raibler Profile Riffkalke.

Die von HOLDHAUS (1922) entdeckte Trias des Stangalm-Mesozoikums ist stratigraphisch noch nicht genau abgegrenzt. Zu unterschiedlichen Einstufungen gelangten vor allem STOWASSER (1956, S. 113 f.), der das Karn seinen „Bockbühl-Schiefern“ zuzählt, und TOLLMANN (1958, S. 58, 65; 1963, S. 43; s. auch ANDERLE et. alt. 1964, S. 329). Das Karn dürfte aber auch hier in tonreicher Fazies vorliegen und zeigt dann Beziehungen zum oberostalpinen Karn des Krappfeldes. Allerdings weist TOLLMANN (1965, S. 376) selbst darauf hin, daß die Betrachtung der Obertrias allein zu einer faziellen und paläogeographischen Einordnung dieses Gebietes nicht genügt. Gegen eine Einordnung des Stangalm-Mesozoikums in das „Mittelostalpin“ (TOLLMANN 1963, S. 3) hat sich jüngst CLAR (1965, S. 279 f.) gewandt (s. auch SCHLAGER 1963, S. 81).

Die Ausbildung der Raibler Schichten der Radstädter Tauern hat SCHULER (1963, S. 24 f., Abb. 6) beschrieben. Das Ladin wird von TOLLMANN (1958 a) als eine Partnach-Entwicklung aufgefaßt. Die Raibler Schichten zeigen mit ihrem etwa 100 m mächtigen



gen Schieferhorizont deutliche Parallelen zum Karn des Krappfeldes, allerdings ist der Sandgehalt in den Radstädter Tauern höher als im Krappfeld. Rasche Mächtigkeitsänderungen sind auch in diesem Gebiet bekannt. Nach SCHULER (1968, S. 25) zeigt das Profil der Radstädter Tauern deutliche Anklänge an die Aflenzer Fazies des Kalkalpen-Südrandes. TOLLMANN (1958 b, S. 335 f.) hat die Radstädter Tauern dagegen dem „Unterostalpin“ zugeteilt.

Die westlicher gelegenen, geringmächtigen Raibler Schichten des Brenner-Mesozoikums lassen trotz ähnlicher fazieller Ausbildung einen direkten Profilvergleich nicht zu.

Als fazieller Fremdkörper erweist sich das „penninische“ Karn der Hohen Tauern. Am besten untersucht und aufgeschlossen sind die Vorkommen der sogenannten „Seidlwinkel-Trias“ (HOTTINGER 1931), wo die gesamte Triasetwa 200 m mächtig ist; Rauhwacken und Gips werden als karnisch gedeutet. Auch in den benachbarten Bereichen der „Glockner“- und „Brennkogel“-Fazies treten in der Obertrias lagunäre geringmächtige Bildungen auf (TOLLMANN 1965, S. 367 f.). In nördlichen („Hochstegen“-Fazies) und südlichen Bereichen (östlich Hochtner) wurden Schichtlücken bekannt, die teilweise vom Jura bis auf das Grundgebirge reichen (FRASL & FRANK 1966, S. 42 f., Beilage 2). Ob diese Gebiete bereits im Karn Schwellenzonen darstellten, die als lokale Liefergebiete für das terrigene Material des Drauzuges in Frage kämen, ist jedoch sehr ungewiß. Von den meisten Bearbeitern werden die Hohen Tauern außerdem als östliche Fortsetzung des westalpinen Pennikums nördlich der oberostalpinen Gesteine der Nordalpen beheimatet. Da die stratigraphische Einstufung der fraglichen Gesteine der Hohen Tauern noch nicht paläontologisch unterbaut ist, wurden sie in der Fazieskarte (Tafel 6) nicht mit dargestellt.

## 2. Die südliche Umgebung des Drauzuges

### Literatur:

Raibl: ARTHABER (1906); di COLBERTALDO (1948); GUICHERIT (1964); E. SUSS (1867); v. WÖHRMANN (1893).

Friaul und Venetien: ARTHABER (1906); GEYER (1897 b, 1900, 1902); GORTANI & DESIO (1927); GUICHERIT (1964); HARADA (1883); v. HAUER (1855); WINKLER-HERMADEN (1936); v. WÖHRMANN (1893).

Südtiroler Dolomiten: ARTHABER (1906); GEYER (1900, 1902); van HOUTEN (1930); v. KLEBELSBERG (1928); KOKEN (1910); LEONARDI (1962); LORETZ (1874); NÖTH (1929); OGILVIE-GORDON (1927, 1934); v. PIA (1937); SCHWINNER (1915); VACEK (1911).

Südkarawanken und Steiner Alpen: PREY & KAHLER (1958); SEELMEIER (1942); TELLER (1887, 1896, 1898, 1910).

Save-Falten und Hochkarst: BERCE (1962); GERMOVSEK (1956); HERITSCH & SEIDL (1919); KOSSMAT (1898, 1902, 1910); LIPOLD (1858); TORNQVIST (1918); WINKLER-HERMADEN (1936).

Wie Tafel 6 zeigt, stellt die alpin-dinarische Linie eine einschneidende Faziesgrenze dar. Unmittelbar südlich von ihr sind gröberkörnige terrigene Sedimente nicht mehr feststellbar. Im Westen und Osten herrschen Karbonatgesteine vor, wie in den Pragser und Sextener Dolomiten oder in den Steiner Alpen, während sich in mittleren Gebieten eine mächtige, tonig-mergelige Entwicklung ausbreitet.

Diese mergelige Fazies ist am besten im Profil der Typlokalität Raibl (Cave del Predil) ausgebildet, die E. SUSS (1867) in einer berühmten Arbeit beschrieben hat. Zur Zeit wird das Profil von Herrn Dr. O. SCHULZ, Innsbruck, neu und eingehend aufgenommen, weshalb ich mich auf übersichtsmäßige Begehungen beschränkte.

Der Übergang vom erzführenden Schlern-Dolomit (Fazies des dolomitischen Wettersteinkalkes) in die Raibler Schichten ist nicht scharf, sondern

— wie die instruktiven Grubenaufschlüsse der Blei-Zink-Grube Raibl zeigen — fließend. Die untere Partie des Profils besteht aus zentimeterplattigen Kalken und Dolomiten, die mit dünnen, bituminösen Tonschichten wechselagern. Sie wird von einer geringmächtigen Karbonatgesteins-Zone abgeschlossen, auf die eine mächtige, eintönige Mergelschieferserie folgt.

Der Übergangshorizont zu dem Zwischendolomit ist durch massenweises Auftreten von *Myophoria kefersteini* MÜNSTER gekennzeichnet; E. SUSS (1867, S. 568) bezeichnete diese Lagen als „Raibler Schichten i. e. S.“. Ihnen sind einige gutsortierte foraminiferenreiche Kalk-Arenite eingeschaltet (s. Abb. 10). Die Mächtigkeit des Zwischendolomits nimmt nach Osten zu (di COLBERTALDO 1948, S. 41). Er wird von den fossilschuttreichen „Torer Schichten“ überlagert, die in einem Stillwassermilieu abgelagert wurden, was sich am mikritischen Zwischenmittel, an der Einregelung großer Schalenreste und an den kleinen Filamenten in den Lumachelle-Kalken zeigt. In den drei tonig-mergeligen, von Karbonatgesteinen getrennten Horizonten könnte sich der gleiche rhythmische Wechsel der Umweltbedingungen manifestieren, der für die Dreiteilung der Raibler Schichten im Drauzug verantwortlich war. Ansonsten besteht keine lithologische Übereinstimmung zu der Entwicklung im Drauzug. Außer im Westen ist die Beckenfazies von Raibl allseitig von karbonatischen Sedimenten umgeben (s. Tafel 6).

#### Westliche Umgebung von Raibl:

In der westlichen streichenden Fortsetzung von Raibl birgt das Fella-Tal bei Dogna einen bekannten Aufschluß (v. HAUER 1855), der ähnlich wie in Raibl ausgebildet ist. Die dargestellte Mächtigkeit geht auf eigene Beobachtungen anlässlich eines Besuches der Lokalität zurück. Die Angaben von GORTANI & DESIO (1927, S. 47) und GEYER (1897, S. 204) widersprechen sich. Südlich des Fella-Tales zeichnen GORTANI & DESIO kalkige Raibler Schichten mit Gips ein. Die Faziesverzahnung mit der geringmächtigen Ausbildung der Südtiroler Dolomiten erfolgt westlich der Linie Aupa—Fellatal (v. WÖHRMANN 1893, S. 723). Das Profil von Forni di Sopra (Profil 8; HARADA 1883, S. 183) zeigt diese Entwicklung bereits typisch. V. WÖHRMANN (1893, S. 742) nimmt an, daß die in diesem Profil auftretenden groben Gerölle aus abgetragenen Vulkankegeln stammen. Im Nordwesten geht diese Fazies mit allmählicher Mächtigkeitsabnahme in die rein kalkige Entwicklung der Gegend S. Stefano di Cadore und Sappada über (GEYER 1900, S. 131; 1902, S. 31 f. — Profil 6).

Die Raibler Schichten der Südtiroler Dolomiten<sup>1)</sup> sind durch schnelle Faziesänderung gekennzeichnet. Die Ausbildung wird weitgehend von der Fazies des unterlagernden Ladin bestimmt, die hier rasch wechselt (Wengener Schichten, Cassianer Schichten, Schlern-Dolomit). Da in diesem Raum außerdem die stratigraphische Grenze Ladin—Karn unterschiedlich gelegt wird (OGILVIE-GORDON 1927, S. 153), sind nur grobe Profilvergleiche möglich.

Besonders rasch ändert sich das Karn der Umgebung von Cortina d'Ampezzo. Übereinstimmend nennen die Autoren jedoch eine Gliederung in einen unteren, mittleren und oberen Horizont (LORETZ 1874; OGILVIE-GORDON 1934, S. 92; SCHWINNER 1915, S. 185 f.). Nach v. WÖHRMANN (1893, S. 727) und OGILVIE-GORDON (1927, 2. Teil, S. 89) entspricht der mittlere karbonatische Teil dem Raibler Zwischendolomit. Nach N vollzieht sich der Übergang in die kalkige Entwicklung der Sextener Dolomiten; ebenso ist eine Mächtigkeitsabnahme nach Süden und Südwesten festzustellen (OGILVIE-GORDON 1934, S. 91 f.; van HOUTEN 1930, S. 184; NÖTH 1929, S. 164). Dagegen nimmt die Mächtigkeit nach Westen zu. Im Auftreten von groben Sandsteinen, Konglomeraten und Pflanzenresten kündigt sich der Übergang in die Entwicklung der Raibler Schichten von Heiligkreuz an. KOKEN (1910) hat das Profil beschrieben; es wurde vor allem durch den Fund eines Panzerlurches (*Metopias santae crucis*) bekannt.

<sup>1)</sup> Im Rahmen des gleichen Forschungsprogrammes werden die Raibler Schichten der Südtiroler Dolomiten derzeit von Dipl.-Geol. W. HOFMANN, Institut für Geologie der Technischen Hochschule München bearbeitet.

V. PIA (1937, S. 116 f.) und v. KLEBELSBERG (1928, S. 248 f.) haben den Übergang in die geringmächtige lagunäre Fazies der Prager Dolomiten untersucht. In der Gegend des Schlern bilden die Raibler Schichten nur ein dünnes Band zwischen den mächtigen Karbonatkomplexen; ihre groben Sandsteine enthalten aufgearbeitete Effusivgesteine (OGILVIE-GORDON 1927, S. 46 und viele andere). Ähnlich sind die Raibler Schichten in der Gegend von Trient ausgebildet, wo sie stellenweise auskeilen können (VACEK 1911, S. 23 f.).

Insgesamt hat man sich in diesem Gebiet ein extrem flaches, lagunäres Meer vorzustellen, das durch vulkanische Inseln reich gegliedert war (v. WÖHRMANN 1893, S. 747, 759). Für den Einfluß eines nahen Festlandes sprechen auch die roten Sedimentfarben, Vorkommen von Bernstein, Holz und Kohle sowie das Auftreten von Panzerlurchen.

Schon frühzeitig und häufig sind die Raibler Schichten von Südtirol mit dem germanischen Keuper verglichen worden (v. WÖHRMANN 1893, S. 766; 1894, S. 34; KOKEN 1910; S. 19; v. PIA 1937, S. 125 f. und viele andere). Diese Vergleiche beruhen sowohl auf faunistischen Ähnlichkeiten (Metopias) als auch auf einer bemerkenswerten faziellen Parallelität. Diese analoge Entwicklung ist deshalb interessant, weil die Gebiete räumlich weit getrennt waren (s. S. 137).

### Östliche Umgebung von Raibl:

Bereits in der Gegend von Raibl nimmt die Karbonat-Sedimentation nach Osten auffällig zu (di COLBERTALDO 1948, S. 41). In der nächsten beschriebenen Lokalität — in den westlichen Südkarawanken — besteht das Karn aus 400—500 m mächtigen mergelig-bituminösen, plattigen Kalken und Dolomiten mit Hornsteinführung (TELLER 1910, S. 155 f.; SEELMEIER 1942, S. 3). Weiter östlich, in der Koschuta, beschreibt TELLER (1897, S. 262) nur noch ein etwa 40 m dickes Band aus Mergeln und Mergelkalken, das nach Osten bis auf 6 m ausdünt.

In den südlich folgenden Steiner Alpen wird die Karbonatsedimentation auch während des Karn nicht unterbrochen (TELLER 1898, S. 81). Südlich davon, am Ulrichsberg, folgt eine Kalk-Schiefer-Folge, die nach TELLER (1898, S. 83) Sandsteine und Pflanzenreste führt und mit der Drauzug-Fazies vergleichbar ist.

Diesen Bildungen dürften weiter im Westen die „Amphiclinen-Schichten“ entsprechen, die KOSSMAT (1910, S. 46 f.) aus dem Bacia-Tal östlich von Tolmino beschreibt. Ihre Mächtigkeit nimmt nach Norden ab; sie bilden schließlich nur noch eine dünne Mergellage zwischen Schlern-Dolomit und Hauptdolomit.

Südlich davon folgt die Fazies von Idria. Herr Dr. W. HARSCH, München, stellte mir dankenswerterweise seine anlässlich einer Exkursion gemachte Übersichtsaufnahme des dortigen Profils nebst einigen Sandsteinproben zur Verfügung (vgl. KOSSMAT 1902, 1910). Proben feinkörniger Sandsteine aus Idria wiesen außer einem hohen Zirkongehalt frische große Granate (bis zu 30%) und einige %-Anteile Disthen auf. Die Profilabfolge von Idria ist nach KOSSMAT (1910, S. 43) mit dem Profil von Raibl korrelierbar. Die groben Sandsteine und Konglomerate enthalten reichlich Effusivmaterial, das BERCE (1962) für karnisch hält. Früher galt es allgemein als umgelagertes ladinisches Material<sup>1)</sup>.

Einige Kohlenflöze im Liegenden der Profile haben früher in der Umgebung von Oberlaibach Anlaß zu Abbauersuchen gegeben (KOSSMAT 1902).

Im Hochkarst (Uskokken-Gebirge) liegen die Raibler Schichten in mergelig-sandiger Entwicklung vor, für die LIPOLD (1858, S. 270) den Namen „Großdorner Schichten“ aufstellte. Eine ähnliche Fazies nennt TELLER (1896, S. 122) aus Fraßlauer vom Südrand der Steiner Alpen.

## D. Zur Sedimentologie der untersuchten Raibler Gesteine

Eine sedimentologische Charakterisierung der Raibler Gesteine findet sich bei JERZ (1966), SCHULER (1968) und HARSCH (1968). Das folgende Kapitel behandelt deshalb nur einige wenige Raibler Gesteinstypen, die besonders charakteristisch sind und darüber hinaus für das Verständnis der Fazieszusammenhänge und der Paläogeographie meines

<sup>1)</sup> Herrn Dipl.-Ing. I. STRUCL, Mežica, bin ich für die freundliche Zusendung einiger, aus dem Slowenischen übersetzter Auszüge von neueren jugoslawischen Arbeiten zu großem Dank verpflichtet.

Arbeitsgebietes bedeutsam sind. Für die Untersuchungen standen 310 Handstück-Anschnitte, 63 Sandstein-Dünnschliffe und 32 Karbonatgesteins-Schliffe, davon 24 Großschliffe zur Verfügung. Die Untersuchungsergebnisse sind in einer „Handstück-Kartei“ zusammengefaßt, die am Institut für Geologie der Technischen Hochschule München hinterlegt ist. Eine ausführlichere Darstellung befindet sich in meiner Arbeit O. KRAUS 1968.

### 1. Sandsteine

In den Raibler Schichten des Drauzuges treten überwiegend tonige und karbonatische, seltener quarzitisches Sandsteine auf. Die tonigen Sandlagen — die in mittleren Lagen des 1. Schieferhorizontes fast in allen Profilen vorkommen — sind oft nur zentimeterdünn, deutlich feingeschichtet und wittern dunkel an. Karbonatische Sandsteine sind meist dezimetergebant, verwittern häufig weich und mürbe und sind dann gelblichbraun gefärbt. Der Hangendsandstein des 1. Schiefers beginnt in manchen Profilen mit einer harten, graugrünen, quarzitischen Bank und geht dann in einen gelblich-mürben karbonatischen Sandstein über. Dieser enthält äußerst dünne und scharf begrenzte Oolithlagen und geht ins Hangende allmählich in rekristallisierte stromatolithenführende Dolomite über; er entstand also in sehr flachem Wasser (s. S. 114). Auch der Sandstein des 2. Schieferhorizontes, der sich seitlich mit Biodetritus-Gesteinen und Oolithen verzahnt, ist stets karbonatisch gebunden, oft aber durch einen hohen Glaukonit-Gehalt grünlich gefärbt.

Die Sandsteinbank des 3. Schieferhorizontes ist regional sehr unterschiedlich ausgebildet.

Feiner Pflanzenhäcksel wurde fast in allen sandigen Schichten beobachtet, größere Pflanzenreste treten seltener auf. An Lebensspuren enthalten die Sandsteine Wühlgefüge, Wurmröhren und vereinzelt rhizocoralliumartige Wurmfreßbauten.

#### a) Schrägschichtungsmessungen

Die systematische Vermessung von deutlich ausgebildeten Schrägschichten war nur in der Sandsteinbank des 3. Schiefers in den Lienzer Dolomiten möglich, wo diese sedimentären Interngefüge auf eine streichende Erstreckung von etwa 1000 m zu beobachten sind. Vereinzelt Meßwerte wurden außerdem aus Sandsteinbänken des 1. (auch Lienzer Dolomiten) und des 2. Schieferhorizontes (Jauken) gewonnen. Zwar treten in Raibler Sandsteinen Wickelschichtung und unregelmäßige Kreuzschichtung häufig auf, sie sind aber für die Rekonstruktion der Schüttungsrichtung ungeeignet. Strömungsmarken, Schleifmarken und ähnliches scheinen im Drauzug zu fehlen.

Die Methode der statistischen Auswertung von Schrägschichtungs-Messungen hat BRINKMANN (1933) eingeführt. Sie wurde in der Folgezeit schnell zu einem der wichtigsten Hilfsmittel paläogeographischer Arbeitsweise. BAUSCH van BERTSBERGH (1940) hat als Erster Schrägschichtungs-Messungen mit den Ergebnissen seiner Schwermineral-Analysen verglichen. Grundsätzliche Untersuchungen über Schrägschichtungs-Gefüge gehen in Deutschland vor allem auf ILLIES (1949), NIEHOFF (1958) und WURSTER (1958) zurück. Seitdem ist eine umfangreiche anglo-amerikanische Literatur dazugekommen, die sich zum Teil sehr ausführlich mit Klassifikations-Problemen auseinandersetzt (ALLEN 1963; POTTER & PETTIJOHN 1963 und andere).

Die zwischen 1,5 und 2 m mächtige Sandsteinbank des 3. Schieferhorizontes ist im Rosengarten-Gebiet der Lienzer Dolomiten sehr gut aufgeschlossen. Ihre Schrägschichtungskörper werden bis 15 cm hoch und 60 cm breit; in der Bank folgen meist 4—5 schräggeschichtete Lagen übereinander, die durch tonige Schichten getrennt sind (Abb. 3). Die Feinschichtung wird durch den Wechsel dunkler, tonreicher und heller, tonarmer Lagen deutlich hervorgehoben. In den dunklen Feinlagen lassen sich unter dem

Mikroskop große Glimmerbruchstücke und Chloritblättchen beobachten, die dafür sprechen, daß diese Lagen unter ruhigeren Sedimentationsbedingungen abgeseigert wurden als die hellen. Nach GRIMM (1965, S. 20) tritt diese Art der Mineralklassierung in schräggeschichteten Sanden sehr häufig auf.

Es handelt sich bei dem Gefüge offensichtlich um eine Strömungsrippelschichtung. Sie wird von einander überlagernden Kleinrippeln hervorgerufen, die in flachem Wasser bei mäßiger bis turbulenter Wasserbewegung entstehen. Dieser Hinweis auf flaches bewegtes Wasser findet im Vorkommen von Ooiden und algenumkrusteten Komponenten in den dolomitischen Kalken wenig höher im Hangenden dieser Bank seine Bestätigung.

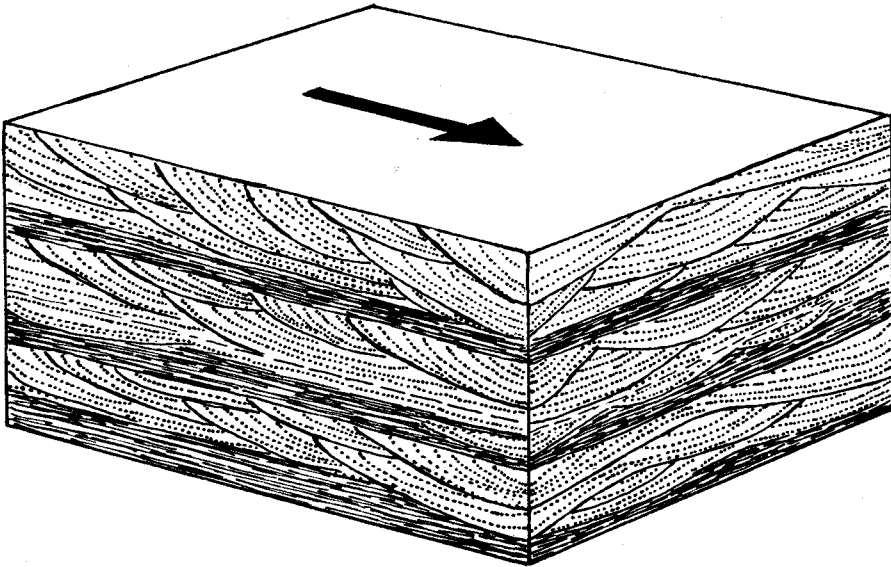


Abb. 3: Schematische Darstellung der schräggeschichteten Sandstein-Bank (der Pfeil zeigt in Schüttungsrichtung, Höhe des Blockes etwa 50 cm).

Die Sandsteinbank wird im Rosengarten-Gebiet von zahlreichen Diagonal-Störungen intensiv zerlegt, so daß sowohl die Streich- als auch die Fallwerte der einzelnen Schollen um mehr als  $30^\circ$  differieren. Diese tektonischen Verstellungen mußten zunächst rückgängig gemacht werden. Die Meßpunkte jedes Schrägschichtungs-Körpers wurden daher für sich auf der Polprojektion des SCHMIDT'schen Netzes in das aus allen Schichtflächen ermittelte Generalstreichen gedreht. Erst dann konnte jeder Schrägschichtungs-Körper in die Horizontale, also in die Sedimentationsstellung gekippt werden <sup>1)</sup>.

Das Sammeldiagramm der Abb. 4 — das 177 Meßwerte aus 38 Schrägschichtungskörpern wiedergibt — läßt deutlich eine Strömungsrichtung aus dem nordnordwestlichen Oktanten der Kompaßrose erkennen. Genauer kann die Richtung wegen der etwas weiten Streuung nicht angegeben

<sup>1)</sup> Wertvolle Anregungen für die Messung und Auswertung der Schrägschichtungs-Gefüge verdanke ich Herrn Professor Dr. P. WURSTER, Bonn.

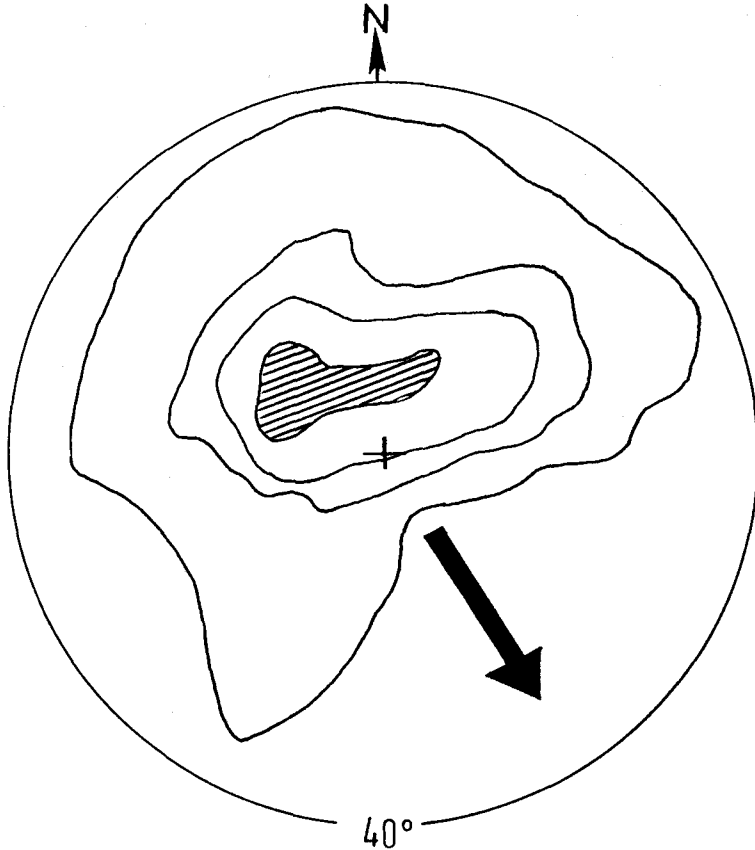


Abb. 4: Rekonstruktion der Schüttungsrichtung im statistischen Lagekugeldiagramm (untere Halbkugel).

177 Meßwerte — 0 — 10 — 20 — 30%

werden. In dieser Streuung bildet sich vermutlich ein Pendeln der Strömungsrichtung ab, obwohl auch die tektonischen Verstellungen das Belegfeld des Diagramms verzerren könnten.

ILLIES (1949, S. 108) hat darauf hingewiesen, daß die Sandwanderungen am Grund der Nordsee so gut wie keine Beziehungen zur Richtung der Flußschüttungen zeigen. Auch andere sedimentologische Beobachtungen an rezenten Sedimenten warnen davor, die aus der Schrägschichtung ermittelte Strömungsrichtung mit der Schüttungsrichtung gleichzusetzen (BRINKMANN 1955, S. 568; POTTER & PETTJOHN 1963, S. 85 und viele andere). Im vorliegenden Fall bestätigen aber sowohl die Ergebnisse der Schwermineral-Untersuchungen als auch die Faziesanalysen die aus den Schrägschichtungs-Messungen rekonstruierte Schüttungsrichtung aus Nordnordwest. Auch die wenigen Messungen von Schrägschichtungen aus dem 1. und 2. Schieferhorizont weisen auf nördliche bis westliche Strömungsrichtungen hin.

## 2. Oolithe, Pisolithe, Onkolithe

Die nomenklatorische Untergliederung der umkrusteten Komponenten ist problematisch und wird von den Autoren unterschiedlich gehandhabt. Umkrustungen, die einen Kern mit regelmäßigen, laminierten Schalen konzentrisch umgeben und bis etwa 2 mm groß sind, werden als Ooide bezeichnet (Gestein Oolith). Sie leiten zu den Pisoiden (Pisolith) über, die im allgemeinen größer als 2 mm sind, einen niedrigeren Rundungsgrad aufweisen, und deren Schalen durch Einbuchtungen und kleine Einschnürungen uneben erscheinen (LEIGHTON & PENDEXTER 1962, S. 38; LEBEDEV 1967, S. 18). Die Bezeichnung Onkoide (Onkolith) sollte Umkrustungen vorbehalten sein, deren Schalenaufbau überwiegend durch die Bautätigkeit oder durch den Sedimentfang von Organismen gekennzeichnet ist. Gerade diese Komponenten werden sehr unterschiedlich benannt. LEIGHTON & PENDEXTER (1962, S. 38) bezeichnen sie als „algal“ bzw. „foraminiferal encrusted grains“, während LOGAN et al. (1964, S. 81) Algen-Umkrustungen als SS-Typ (Typ mit sphaeroidaler Struktur) in ihre Klassifikation der Stromatolith-Bildungen einreihen. Da aber auch andere Organismen, wie z. B. Ostracoden, Foraminiferen und Würmer am Schalenaufbau mitwirken, ist der Bezeichnung Onkoid (Onkolith) (PIA 1927, S. 37) der Vorzug zu geben. Genetisch können diese, auch von E. FLÜGEL & KIRCHMEYER (1962, S. 113 f.) ähnlich unterschiedenen Typen nicht immer scharf getrennt werden, worauf FABRICIUS (1967, S. 150) hingewiesen hat. Trotz der dadurch bedingten Übergänge hat sich diese Unterscheidung aber in der praktischen Arbeit bewährt. Die „superficial oolites“ der amerikanischen Literatur (z. B. LEIGHTON & PENDEXTER 1962, S. 36) werden hier als dünn umkrustete Komponenten bezeichnet. WILSON (1967, S. 506 f.) hat kürzlich betont, daß sich in der Schalendicke ein Reifeunterschied ausdrückt (s. auch PURDY 1963, S. 346, und NEVELL et al. 1960, S. 485 f.).

### Oolithe

Die erste moderne Untersuchung dieser Sedimente geht auf KALKOWSKY (1908) zurück, der in der gleichen Arbeit die organische Natur der Stromatolith-Bildungen erkannte und deshalb auch den Oolithen diese Entstehungsweise zusprach. Beobachtungen von KIRCHMEYER (1962, S. 245 f.) an rezent in Höhlen gebildeten Oolithen, experimentelle Untersuchungen (LEBEDEV 1967, S. 32) sowie die sedimentologische Bearbeitung der Oolithsande auf den Bahama-Bänken (NEWELL et al. 1960) bestätigen aber immer wieder, daß die Schalen hauptsächlich aus chemisch gefällttem  $\text{CaCO}_3$  bestehen.

Nach NEWELL et al. (1960, S. 490 f.) stellen die hellen Lagen der Ooide, die aus regelmäßig orientierten Aragonit-Lamellen bestehen, chemische Ausfällungsprodukte dar, während die dunklen aus mechanisch angelagertem Schlamm aufgebaut sind. Als wichtigste Bedingung für die Ooid-Entstehung nennen diese Autoren flaches Wasser (ausgereifte Ooide bei 2 m und weniger; dauernde Wasserbedeckung ist nicht notwendig), hohe Strömungsgeschwindigkeiten und  $\text{CaCO}_3$ -Übersättigung, die durch Erwärmung oder Pflanzen-Assimilation erreicht werden kann. Da Ooide auch in ruhigem Meeresmilieu entstehen können (FREEMAN 1962, S. 475 f.), dürfte die  $\text{CaCO}_3$ -Übersättigung der wichtigste Faktor sein. In ausgereiften Oolithen ist das Milieu lebensfeindlich (FABRICIUS 1967, S. 162 f.).

Die Ooide haben stets einen Kern, der von silikatischem oder karbonatischem Detritus, besonders häufig aber von pellets gebildet wird. In den untersuchten Oolithen waren mehrschalige Ooide stets radialstrahlig rekristallisiert. Da auch karbonatische Kerne (vor allem pellets) von dieser Umkristallisation erfaßt werden, verwischt sich häufig die Grenze Kern/Kruste. Manche rekristallisierten Ooide haben deshalb scheinbar keinen Kern.

Die wichtigste Oolithlage innerhalb der Raibler Schichten des Drauzuges tritt im Liegenden des 2. Schieferhorizontes auf. Sie wurde besonders sorgfältig aufgenommen und eingehend bemustert. An Hand einer quanti-

tativen Auszählung von 14 ausgewählten Dünnschliffen auf dem LEITZ-Profilprüfer wurde außerdem eine sedimentologische Detailanalyse dieser Bank durchgeführt.

Am besten und mächtigsten ist die Oolithbank in den Nordkarawanken ausgebildet. Das Zwischenmittel der Oolithe besteht hier teilweise (z. B. Probe 137/17) nur aus Spatit (Zement), das Gerüst ist geschlossen. Die mehrschaligen Ooide zeigen sehr gute Rundung, meist kleine Kerne und sind fast alle radialstrahlig rekristallisiert. Nur wenige große Crinoiden-Bruchstücke sind unvollkommen umkrustet. Die Sortierung ist gut, die Korngröße der Komponenten recht einheitlich bei 0.5 mm, der Biogengehalt gering (4%). Der Spatitgehalt liegt bei 25%; Schichtung ist nicht festzustellen. Diese Oolithe entsprechen sehr gut den Lias-Oolithen, die FABRICIUS beschreibt (vgl. 1967, Tabelle 1, Gruppe A) und dürften wie diese — wenn man die Untersuchungen von NEWELL et al. an rezemem Material zugrunde legt (1960, S. 487) — in extrem flachem Wasser von nur 2 m Tiefe gebildet worden sein.

Häufiger kommen allerdings auch in diesen Profilen Oolithe vor, die weniger gut sortiert sind, hohe Mengen an Fremdmaterial zeigen und somit unter weniger idealen Bedingungen entstanden sind (s. Abb. 5).

Diese Oolithe scheinen nach Osten (Ursulaberg) zu versanden. Nach Westen zu halten sie sich, wie Tafel 7 zeigt, noch auf eine weite Erstreckung im Südteil des Drauzuges. Sie werden hier immer feinkörniger und sandreicher. Der endgültige Übergang vollzieht sich in den westlichen Gailtaler Alpen (Profile 21, 2, 23), wo die Oolithlage in eine Sandsteinbank übergeht. Nahe des Übergangsbereiches ist diese Bank sehr kompakt, tonarm und grobkörniger als in den übrigen Profilen des Drauzuges. Wie später gezeigt wird (s. S. 121), sind in diesen Sanden gleichzeitig stabile Schwer- und Leichtminerale angereichert. Das läßt auf besonders turbulente Strömungsverhältnisse am Rande der Oolith-Bank schließen. Der nördliche Übergang in die sandige Fazies ist im Profil 13 durch Resediment- und Fließfaltungs-Erscheinungen gekennzeichnet, die auf ein untermeerisches Relief im Bereich des Fazieswechsels hindeuten. Die Faziesabfolge in Nord-süd-Richtung läßt sich bereits auf den kurzen Strecken des Rubland-Stollens beobachten, dessen südlichstes Profil (6) noch oolithisch ausgebildet ist, während das nördliche (Profil 4) bereits der Sandfazies angehört.

Auch biofaziell können die besprochenen Faziesgebiete besonders gekennzeichnet werden. So halten sich beispielsweise die Megalodonten, die unter dem 2. Schieferhorizont auftreten, genau an die Verbreitung der Oolithe, und im westlichen Faziesübergang (Profil 10) treten äußerst crinoidenreiche Spatikalke auf.

Der Osten und Süden des Drauzuges wurden danach beim Beginn der 2. klastischen Schüttung von einem ausgedehnten Kalkplateau eingenommen, das als Untiefe wirkte und auf dem sich in flachem und turbulentem Wasser Ooide bilden konnten. Die besten Bedingungen zur Ooidbildung herrschten im Osten vor. Nach Norden und Westen versandet die „Oolithplatte“ und geht in ein Gebiet geringerer Wasserturbulenz und vielleicht etwas tieferen Wassers über. Einige Schrägschichtungsmessungen sowie Vergleiche mit anderen Horizonten lassen vermuten, daß das Wasser von Nordwesten auf die Oolithbank zuströmte. Auffällig ist die Tatsache, daß sich die Flachwasser-Sedimente recht genau an ein Gebiet halten, das schon vorher, im Ladin, und nachher, zur Zeit der Onkolithbildung im 3. Schieferhorizont, von Sedimenten bevorzugt wurde, die ebenfalls in sehr flachem, turbulentem Wasser entstanden.



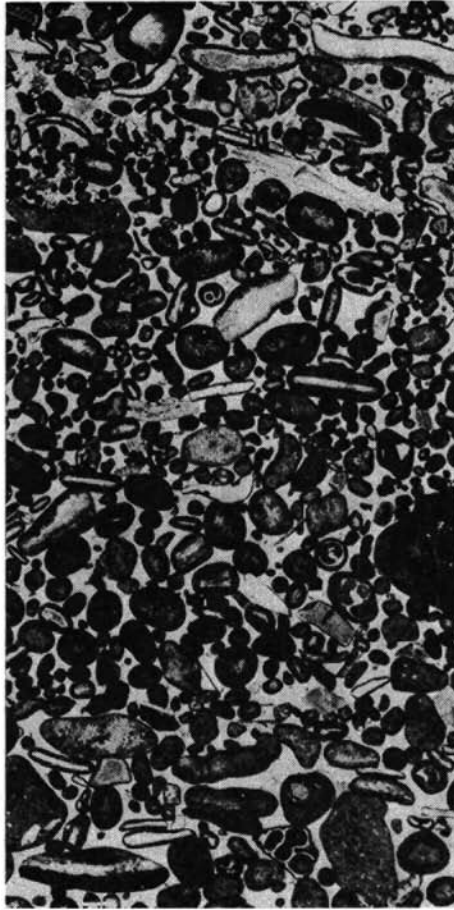


Abb. 5: Fossilreichtreicher Oolith — Liegendes des 2. Schiefers Probe Nr. 141 a/17 — Vellach-Brücke, Eisenkappel; Dünnschliff-Photo; Vergrößerung 8fach.

Grobkörniger Oolith mit hohem Gehalt an Fossilbruchstücken, Quarz- und Glaukonit-Körnern. Das Gerüst ist geschlossen (selbsttragend). Die Größe der Komponenten und das spatitische Zwischenmittel weisen auf starke Wasserturbulenz hin. Sowohl die geringe Umkrustungsdicke der Ooide als auch der hohe Anteil an Fremdkomponenten zeigen, daß die Bedingungen für die Ooidbildung jedoch nicht besonders günstig waren. Vorherrschende Fossilreste sind Echinodermen und kleine Gastropoden.

Oolithlagen treten in den Raibler Schichten des Drauzuges außerdem oberhalb des 2. und des 3. Schieferhorizontes auf, und sie wurden auch im Hangendsandstein des 1. Schieferhorizontes überraschend häufig angetroffen.

Die Ooide sind hier auffallend klein (0.1—0.25 mm) und bilden zum Teil millimeterdünne, scharf begrenzte Lagen. Mit abnehmendem Sandgehalt werden sie in Dolomit umkristallisiert, wobei sich ihre Korngestalt mehr und mehr verliert.

Gut ausgebildete Oolithen führen die Raibler Profile des Krappfeldes in ihren höheren Lagen. Sie sind sehr reich an Foraminiferenschalen, die häufig den Kern oolithischer Umkrustungen bilden.

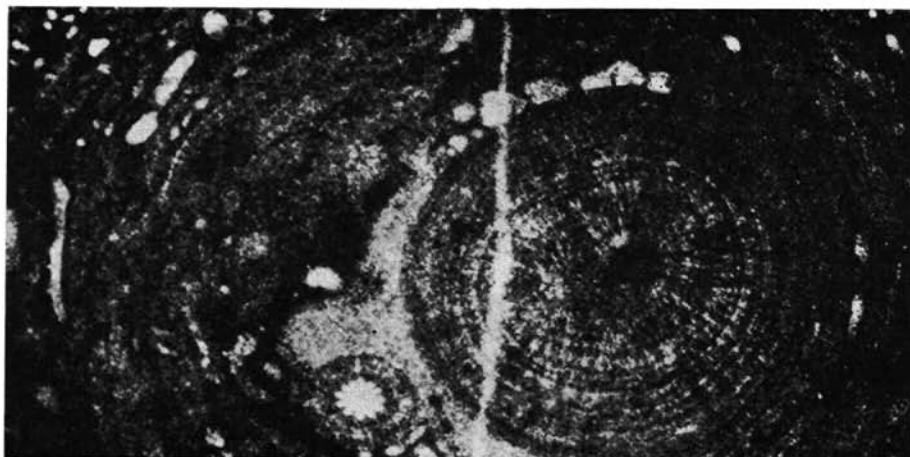


Abb. 6: Ooid, onkoidisch umkrustet, Probe Nr. 289/36 — Zöppelguf, Dünnschliff-Photo, Vergrößerung 40fach.

Das radialstrahlig rekristallisierte Ooid wird organisch umkrustet (? Algen, Foraminiferen, ? Ostracoden). In der Bildmitte ein Seeigel-Stachel. Die Organismen hefteten sich zunächst nur auf einer Seite (oben) des Ooides an, während sich auf der Unterseite Mikrit mechanisch anlagerte. Das deutet darauf hin, daß das Ooid wegen seiner Größe nicht mehr rollend transportiert werden konnte, liegenblieb und umwachsen wurde.

An Probe 289/36 (s. Abb. 6) kann die Unterscheidung von Ooiden und Onkoiden demonstriert werden. Die ausgezeichnet gerundeten, radialstrahlig rekristallisierten Ooide werden von einer bestimmten Größe ab alle organisch umkrustet. Da die Organismen sich vorwiegend auf einer Seite der Komponenten anzusiedeln beginnen, die Gegenseite aber mikritischen Schlamm anlagert, darf man folgern, daß die Ooide von den Organismen erst besiedelt werden konnten, als sie so schwer waren, daß sie vom Wasser nicht mehr in dauernder rollender Bewegung gehalten werden konnten.

#### Pisolithe

Die PISOIDE, die einen ähnlichen Krustenaufbau wie die Ooide zeigen, verdanken ebenfalls vorwiegend anorganisch-chemischen Vorgängen ihre Entstehung (LEBEDEV 1967, S. 18); außerdem ist hier mit biochemischer Kalkfällung zu rechnen. Die kalktuffähnlichen Bildungen haben häufig keinen Kern (s. Abb. 7). In den Raibler Schichten wurden keine Pisolithe beobachtet; sie sind aber typisch für die obersten Lagen des Wettersteinkalkes, falls dieser in riffnaher Fazies vorliegt. In der Raibler Grenzbank schlägt dann die Umkrustung vom pisolithartigen zum onkolithartigen Typ um (s. unten).

#### Onkolithe

Für die Raibler Schichten in nordalpiner Fazies sind Onkolith-Bildungen besonders charakteristisch. ROTHPLETZ (1890, 1891) erkannte die organogene Natur dieser Umkrustungen, die vor allem auf die Tätigkeit der Kalkalge *Sphaerocodium bornemanni* ROTHPL. zurückgeht (vgl. JERZ 1966, S. 53). Außerdem sind aber meistens noch Foraminiferen und Ostracoden an den Umwachsungen beteiligt.

Aus den rezenten Sedimenten der Bahama-Bank beschreibt GINSBURG (1960, S. 26 f.) Onkoide, die sich in nur  $2\frac{1}{2}$  m tiefem Wasser (Niedrigwasserstand) über Oolithsand-Untergrund bilden. Dabei verlangen aber Onkoide nach LOGAN et al. (1964, S. 77) im Gegensatz zu Ooiden dauernde Wasserbedeckung.

Auch in den Flachwasser-Sedimenten des Persischen Golfs treten Onkoide auf. ELLIOTT (1966, S. 292) beobachtete Algenkolonien, die sich auf lederartigen, blasigen Gebilden abgestorbener und losgerissener, tangähnlicher Algenrasen ansiedeln. Die Umkrustungen sind deshalb innen hohl und werden nachträglich mit Sediment oder Zement (Spatit) gefüllt. Gleiche Gebilde wurden im Profil 6 (Rubland-Stollen) oberhalb der Oolithlage des 2. Schieferhorizonts gefunden.

Sonst umkrusten die Onkoide Fossilshalen, Arenitkomponenten oder silikatische Minerale, gelegentlich auch Ooide (s. Abb. 6). Ihr Feinbau zeigt einen lagigen Wechsel von mikritischem Kalk und tonigem Material, dem häufig Pyrit beigemischt ist. Charakteristisch sind Einbuchtungen und Einschnürungen der Krusten. In der Aufsicht zeigen die Schalen regelmäßig kuppige Oberflächen (Abb. 9). Onkolithe sind stets durch großen Fossilreichtum gekennzeichnet. Außerdem sind sie — zumindest im Drauzug — pyritisiert und enthalten immer einen gewissen Gehalt an toniger Substanz, die sich jedoch auf die Umkrustungslagen beschränken kann.

Der oben (S. 106) erwähnte Umschwung von einer pisolithartigen zu einer onkolithartigen Umkrustung an der Grenze Wettersteinkalk/Raibler Schichten dürfte mit der einsetzenden klastischen Schüttung zusammenhängen (s. Abb. 7 und 8). Neben dem tonigen Baumaterial standen den inkrustierenden Organismen auf Grund des gleichzeitigen Zustroms sauerstoffreichen Wassers gute Lebensbedingungen zur Verfügung. Die Karbonatübersättigung (s. S. 103) war aufgehoben. Da Onkoide im Gegensatz zu Ooiden und vermutlich auch zu Pisoiden eine dauernde Wasserbedeckung benötigen (LOGAN et al., 1964, S. 77), könnte auch ein geringer Meeresspiegelanstieg erfolgt sein. Der Pyritreichtum ist eine sekundäre Folge des dicht besiedelten Lebensraumes: Die Faulgase der abgestorbenen Organismen erzeugten in dem rasch überdeckten Sediment ein reduzierendes Milieu, das die Ausfällung von Eisensulfid-Verbindungen ermöglichte.

Ähnlich unterscheiden sich die Sedimentations-Bedingungen von Onkoiden und Ooiden. Eine sedimentologische Auswertung ist aber nur möglich, wenn die verschiedenen Umkrustungsarten unvermischt und in entsprechendem Reifezustand vorkommen.

Im Drauzug konzentrieren sich die Onkolithe vor allem auf 2 Lagen: auf die Raibler Grenzbank und auf das Liegende des 3. Schieferhorizontes, den sogenannten „Groboolith“. Im Gegensatz zu den nordalpinen Profilen ist die sehr charakteristische „Sphaerocodienbank“ innerhalb des 1. Schieferhorizontes (JERZ 1966, S. 53; SCHULER 1968, S. 33 f.) im Drauzug nirgends ausgebildet. Die Oolith-/Onkolithlagen der Krappfeld-Profile wurden bereits erwähnt (S. 105), im Typusprofil von Raibl konnten weder Oolithe noch Onkolithe entdeckt werden.

Die Verbreitung der Onkolithbildungen in der Raibler Grenzbank hängt eng mit der Fazies des unterlagernden Wettersteinkalkes zusammen: Die Onkolithbank hält sich an die Gebiete der riffnahen „Bleiberger“ Fazies. Mit 1-20 m ist sie in Mežica am mächtigsten. Ähnliche Werte nennt SCHULZ (1960, S. 9) aus dem östlichen Bleiberger Zug, während im Rubland Stollen nur noch 15 cm gemessen wurden. In den westlichen und nördlichen Teilen des Arbeitsgebietes wird die Onkolith-Lage von einer dezimeterstarken, tonig-quarzitischen Pyritschwarte vertreten. Die Raibler Grenzbank enthält häufig Fossilien, vor allem kleine onkoidisch umkrustete Cardita-Schälchen (Abb. 8), außerdem Foraminiferen (Probe 58/11, s. S. 112). In Profil 11 wurden aus dieser Lage einige Ammoniten-Steinkerne geborgen.



Abb. 7: Oberster Wettersteinkalk mit Pisolithen, Probe Nr. 144/18 — Mežica (Mieß) —  
Stollenaufschluß, Dünnschliff-Photo, Vergrößerung 80fach.

Der stark brecciöse, helle Kalk besteht fast ausschließlich aus Pisolithen. Es handelt sich vermutlich um anorganische Ausfällungskrusten, die häufig Hohlräume umschließen. Ähnliche Umkrustungen findet man in rezenten Quelltuffen. Sie deuten hier auf extrem flaches, stark bewegtes Wasser hin.

Herr Dr. W. BARTHEL, Universität München, bestimmte dankenswerterweise ein gut erhaltenes Exemplar als *Carnites floridus* WULFEN sp. Die kalkige Grenzbank gehört also bereits zu den Raibler Schichten (Karn) und nicht mehr zum Wettersteinkalk (Ladin).

Die Onkolith-Bank des 3. Schieferhorizontes ist die markanteste und kartiertechnisch wichtigste Lage der gesamten Schichtfolge. Ihre bräunlich anwitternden Rollstücke weisen im Gelände schon auf große Entfernung die Existenz von Raibler Schichten nach. Außerdem erlaubt sie im Drauzug (außer in den Lienzer Dolomiten) eindeutig die Einstufung des 3. Schiefers.

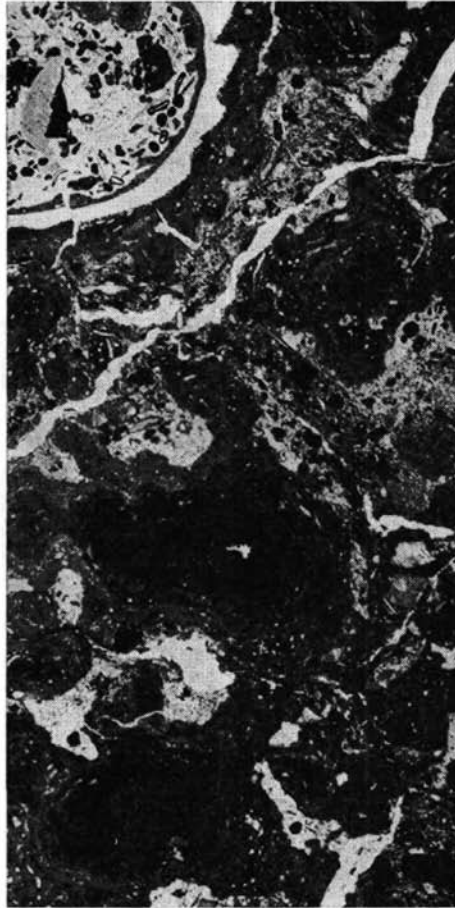


Abb. 8: Onkolithische Raibler Grenzbank, Probe Nr. 143/18 — Mežica (Mieß) — Stollen-aufschluß, Dünnschliff-Photo, Vergrößerung 50fach.

In der Raibler Grenzbank ändert sich der Umkrustungstyp: es finden sich ausschließlich Onkoide. Das tonige Material ihrer Krusten wird von verschiedenen Organismen (Algen, Foraminiferen, Ostracoden) angelagert. Der veränderte Umkrustungstyp, der hohe Fossilgehalt sowie der Ton- und Pyritreichtum dieser Lage gehen auf die veränderten Sedimentationsbedingungen zurück, die mit der beginnenden Anlieferung detritisch-terrigenen Materials einsetzen (s. S. 107). Eventuell war das Meer etwas tiefer als vorher. Im Bild oben links ein mit kleinen Kotpillen und mit umkrusteten Fossilresten gefülltes *Cardita*-Schälchen.

Der Vertikal-Aufbau der Bank kann besonders gut in den untertägigen Aufschlüssen des Rubland-Stollens (Profil 6) studiert werden. Wie jede klastische Schüttung kündigt sich auch das Einsetzen des 3. Schiefers durch Pyritzunahme in den hangenden Bänken der unterlagernden Karbonatserie an. Zunächst setzt dann eine Lumachelle aus Zweischaler-Resten ein, die nach oben mikritisch-tonig wird und kleine Schlick-Resedimente führt, aus denen sich flatschige Onkoide entwickeln. Erst dann folgen die meist dezimeter- bis  $\frac{1}{2}$  m-dicken festen Bänke, deren untere Lagen überwiegend kleine Onkoide führen, die häufig noch mit Ooiden vermischt sind (vgl. SCHULER 1968, S. 34, Abb. 7).

In mittleren, meist sehr biogenreichen Bänken werden die Umkrustungskörper bis 2 cm groß. Ins Hangende nimmt die Größe der Komponenten wieder ab, und es stellen sich gelegentlich eingeschüttete Ooide ein. Besonders crinoidenreiche Kalkarenite schließen den Horizont nach oben ab und leiten zu den nun folgenden klastisch-terrigenen Sedimenten über. Dabei könnte der Crinoiden-Reichtum auf ein Tieferwerden des Wassers hindeuten (s. S. 133).

Außer zahlreichen Zweischaler-Resten (Leitfossil der Bank ist nach GEYER 1901 b, S. 129 *Spiriferina lipoldi* BITTNER) findet man in dieser Bank umkrustete Austernschalen (s. Abb. 9), große Schwamm-, Bryozoen- oder Hydrozoenreste und Crinoiden. Die Schalen sind häufig opalisierend erhalten.



Abb. 9: Angewitterte Onkolith-Schichtfläche, Handstück-Photo, natürliche Größe.

Die äußerst fossilreiche Bank enthält bis zu mehreren Zentimeter große Onkoide (oberer Bildteil), deren Oberflächen von der Verwitterung deutlich freipräpariert worden sind. Dabei zeigt sich die knollige Oberfläche der Onkoid-Schale, die im Schliffbild als wulstige Kruste mit Einschnürungen erscheint (s. Abb. 8). Im Bild unten rechts ist eine dünn umkrustete Ostreen-Schale erkennbar. Die übrigen Schalen zeigen teilweise opalisierende Erhaltung.

Die horizontale Verbreitung des „Grobkonolithes“ wurde auf Tafel 7 dargestellt; sie läßt bemerkenswerte Parallelen zur Verbreitung der Oolith-Bank des 2. Schieferhorizontes erkennen. Am mächtigsten und besten entwickelt sind die Onkolithe der südöstlichsten Gailtaler Alpen (Tschökelnock und Dobratsch). Nach Norden und Westen nimmt die Stärke der Lage kontinuierlich ab. In nördlichen Profilen der westlichen Gailtaler Alpen (Amlach, Profil 3) sind die Onkoide mit Ooiden durchmischt; und noch weiter im Westen (Profil 26) gehen sie in große, lappige Resedimente über, die nur gelegentlich unregelmäßige Umkrustungen erkennen lassen. In den Lienzer Dolomiten ist die Onkolith-Lage bereits verschwunden. Sie ist im Rosengarten-Profil noch an stark rekristallisierten Resediment-Lagen erkennbar, die weitgehend den Bildungen zu entsprechen scheinen, welche in anderen Profilen die Onkolith-Bank nach oben abschließen.

Westlich des Rosengartens treten im Profil 29 knapp unterhalb des 3. Schieferhorizontes stromatolithartige Feinschichten auf. Das Wasser dürfte deshalb in den Lienzer Dolomiten nicht wesentlich tiefer gewesen sein als in den östlichen und südlichen Gebieten. Wahrscheinlich verhinderte vor allem die verstärkte klastische Zufuhr der nördlichen Gebiete die Ansiedlung inkrustierender Organismen.

### 3. Biogen- und Biodetritus-Kalke

In fast allen Kalken innerhalb der klastischen Raibler Horizonte ist Fossilschutt enthalten. Dagegen sind die Karbonatserien fossilarm, die Lebensbedingungen müssen hier schlecht gewesen sein. Unter den verbreiteten Lumachelle-Lagen ist der „opalisierende Muschelmarmor“ am bekanntesten, eine Lage, die überwiegend aus Schalen von *Joannites cymbiformis* WULFEN und *Carnites floridus* WULFEN besteht (TELLER 1896, S. 114) und in Bleiberg und in den Nordkarawanken im 1. Schieferhorizont auftritt. Unterhalb des 2. Schiefers finden sich im Ostteil des Drauzuges Megalodon-

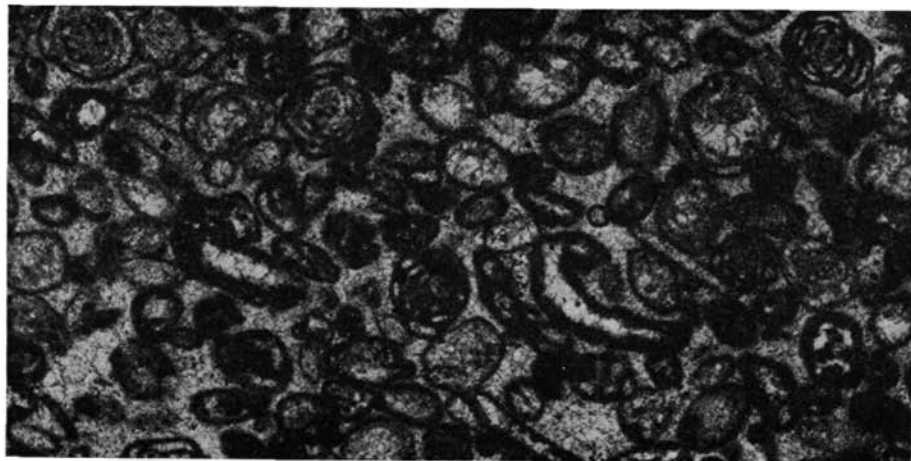


Abb. 10: Foraminiferen-Kalk, Probe Nr. 117/1 — Raibler Scharte, Dünnschliff-Photo, Vergrößerung 25fach.

Der gut sortierte Arenit besteht fast ausschließlich aus Foraminiferen-Schalen (*Glomospirella kuthani* [SALAY]). Das Zwischenmittel wird aus Spatit (Zement) gebildet, die Wasserbewegung war so groß, daß sich feiner Mikrit nicht ablageren konnte.

tenbänke mit *Cornucardia hornigi* BITTNER<sup>1)</sup>. Lumachellen mit großen, teilweise unzerbrochenen Schalenresten führen vor allem die Raibler Schichten der Typlokalität in ihrem oberen Profilteil. Die für die Abteilung der „Torer Schichten“ charakteristischen Ostreenbänke sind im Drauzug im Gegensatz zu den Nordalpen nicht vorhanden.

Etwas ausführlicher sei noch auf die Foraminiferenkalke eingegangen: Bekannt ist der Foraminiferen-Reichtum der Raibler Schichten des Krappfeldes (GALLENSTEIN 1915, 1918), wo diese Mikrofossilien vor allem an die oberen oolithischen Partien der Profile gebunden sind. Auch verschiedene arenitische Lagen des Profiles in Raibl bestehen ausschließlich aus Foraminiferen-Schalen (s. Abb. 10). In den Raibler Schichten des Drauzuges treten sie dagegen nicht gesteinsbildend auf, wurden aber in den Übergangskarbonaten im Liegenden und Hangenden der Schieferzonen ebenfalls häufig angetroffen.

Insgesamt wurden 9 Dünnschliffe systematisch bearbeitet, die sich schon bei den Voruntersuchungen als mikrofossilführend erwiesen hatten. Für die Fossilbestimmungen, die im folgenden mitgeteilt werden, danke ich Herrn Dr. W. RESCH, Innsbruck, bestens.

#### Drauzug:

Schliff 58/11 aus der Raibler Grenzbank ergab:

- Ammodiscus* sp., iuv.
- Glomospira* sp.
- Glomospirella* cf. *grandis* (SALAJ)
- cf. *Textularia* sp.
- cf. *Agathammina* sp., iuv.

Aus dem Oolith-Horizont im Liegenden des 2. Schiefers des Profiles 6 (Kreuth) wurden 2 Proben untersucht:

Schliff 2/6:

- Permodiscus pragsoides* OBERHAUSER, häufig
- cf. *Angulodiscus* sp., iuv.

Schliff 100/2:

- Cyclogyra* sp.
- cf. *Agathammina* sp.

Aus oberen Lagen des 3. Schiefers stammt Schliff 68/13 mit:

- Glomospira* sp.
- Permodiscus pragsoides* OBERHAUSER
- aff. *Eosigmouilina* (?)

Aus oolithischen Lagen von Profilen des Krappfeldes gelangten zur Untersuchung:

Schliff 277/33 mit:

- Cyclogyra* sp.
- aff. *Meandrospira deformata* SALAJ
- aff. *Eosigmouilina* sp.
- Nodosaria* sp.
- cf. *Lingulina major* (BORNEMANN)

Schliff 285/36:

- cf. *Ammodiscus* sp.
- aff. *Eosigmouilina* sp.
- ? *Pseudonodosaria* sp.

<sup>1)</sup> Die Bestimmung einiger von Dipl.-Ing. J. STRUCL, Mežica, gesammelter Steinkerne verdanke ich Frau Dr. A. VEGH-NEUBRANDT, Budapest.



2 Foraminiferenkalke des Profiles von Raibl ergaben:

Schliff 121/1:

- cf. *Trochammina* sp.
- Cyclogyra* sp.
- aff. *Eosigmoilina* sp.

Schliff 117/1 (s. Abb. 10):

- Glomospirella kuthani* (SALAJ), sehr häufig
- Trocholina procera* (LIEBUS)

Außerdem untersuchte Herr Dr. W. RESCH Innsbruck, eine Probe (Schliff 1003) der Gipfelkalke der Jauken. Die gefundenen Fossilien erlaubten jedoch keine stratigraphische Einordnung (vgl. S. 93).

Schliff 1003:

- Glomospirella* sp.
- Glomospirella* cf. *friedli* KRISTAN-TOLLMANN
- cf. *Ammobaculites* sp.
- cf. *Textularia* sp.
- Permodiscus* sp. (? *P. pragsoides* OBERHAUSER).

Zusammenfassend teilte Herr Dr. W. RESCH zu den bearbeiteten Foraminiferen-Faunen mit (freundliche briefliche Mitteilung vom 12. Jänner 1968):

„1. Die hauptsächlichste Schwierigkeit bei der Bearbeitung und Grund für die meisten cf-Bestimmungen war, daß die ursprüngliche Natur der Gehäusewand (ob agglutiniert, eventuell kalkig-agglutiniert, kalkig-perforat, kalkig-imperforat) sich nicht immer feststellen ließ.

2. Die Fauna ist auffallend arm an Lageniden (Ausnahme: Schliff 277/33) und höher entwickelten rotaliden Formen; auch die im Karn oft häufigen Permodisciden (häufiger nur in Schliff 68/13 und 2/6) und Trocholinen sind selten.

Es überwiegen in der allgemein ziemlich artenarmen Foraminiferenfauna die primitiveren, ökologisch meist weniger anspruchsvollen Formen (agglutinierte Formen und Milioliden).

3. Im einzelnen ist festzustellen, daß nach dem bisherigen Stand der Kenntnis nur *Glomospirella kuthani* und *Trocholina procera* auf das Karn allein beschränkt sind. Nach neueren Arbeiten von R. OBERHAUSER (1964) und J. SALAJ et al. (1967, 1967 a) ist *Glomospirella friedli* aus dem Anis bis Rhät, *Permodiscus pragsoides* aus dem Ladin bis Rhät bekannt.

*Glomospirella grandis* wird von SALAJ bisher nur aus den westlichen Karpaten und nur aus dem Anis gemeldet.

Die Gattung *Eosigmoilina* ist nach LOEBLICH & TAPPAN (Treatise 1964) auf das Karbon beschränkt. Die Zugehörigkeit der als aff. *Eosigmoilina* sp. bestimmten Formen zu den *Ophthalmidiinae* ist gesichert; vermutlich handelt es sich um eine neue Art. Eine Verwechslung mit *Agathammina* ist bei Vorliegen günstiger Schnittlagen nicht möglich.“

#### 4. Die wichtigsten Gesteine der Kalk/Dolomit-Serien

Die oben behandelten Gesteinstypen kommen überwiegend innerhalb der klastischen Horizonte des Drauzuges vor; die Gesteine der Kalk-Dolomitserien sind demgegenüber lithologisch wesentlich eintöniger, außerdem sind sie arm an Fossilien und Fremdkomponenten.

So nehmen mikritische Kalke und Dolomite große Teile der Profilmächtigkeit ein. Sie sind meist bräunlich oder grau gefärbt und enthalten stets wechselnde Anteile von Ton und Bitumen. Die mikritischen Dolomite der Raibler Schichten dürften, wie SCHULER (1968, S. 32) und HARSCH (1968, S. 69 f.) näher begründet haben, bereits in einem fröhdiagenetischen Stadium dolomitisiert worden sein (vgl. FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT

1966, S. 30). Häufig waren sie nachträglich jedoch einer Sammelkristallisation unterworfen, die zu einem zuckrig-kristallinen Habitus der Dolomite führte.

Auch die Raibler Dolomite mit Stromatolithen-Feinschichtung dürften, legt man Beobachtungen von SHINN et al. (1965) und ILLING et al. (1965) zugrunde, frühdiagenetisch dolomitisiert worden sein.

Die organische Natur dieser Sedimentstrukturen wurde erstmals von KALKOWSKY (1908, S. 125) erkannt und beschrieben. Es handelt sich um rasenbildende Blaugrünalgen, die feines mikritisches Material fangen und binden. Die organischen Strukturen werden meistens diagenetisch zerstört und nur die sedimentären Bauformen bleiben erhalten.

Die Stromatolithrasen der Raibler Schichten bestehen aus millimeterkleinen seitlich verbundenen Halbkugelformen. LOGAN et al. (1964, S. 77 f.) beschreiben diese als „LLH-Typ“ (laterally linked hemispheroids) bezeichneten Formen aus dem Küsten- bis hohen Gezeitenbereich. Die Rasenmatten liegen meist trocken und werden nur von Hochtiden bzw. Sturmfluten überspült. Diese Überflutungen zerstören häufig die Rasenbildungen und lassen Schollen-Resedimente zurück, die unregelmäßig von der nächsten Algenkolonie überwuchert werden.

Das Vorkommen von Stromatolith-Rasen in fast allen Karbonatserien der Raibler Schichten weist daher nach, daß diese Gesteine in äußerst flachem Wasser entstanden. Auch im obersten Wettersteinkalk treten sie auf. In einigen Profilen (z. B. Profil 8) wurden unmittelbar unterhalb der Raibler Grenzbank auch Loferite beobachtet: längliche Schrumpfporen, die nach A. G. FISCHER (1966, S. 106 ff.) ebenfalls auf sehr flache bathymetrische Verhältnisse hinweisen.

Stromatolithen-Dolomite sind meistens vergesellschaftet mit feingeschichteten, laminierten Dolomiten, mürben Kalken und Dolomiten, Breccien und den Raibler Rauhacken, den charakteristischsten Gesteinen der karbonatischen Serien.

Rauhacken sind zellig-löchrige Karbonatgesteine, deren Entstehung noch umstritten ist. JERZ (1966, S. 60) schreibt ihnen eine resedimentäre Entstehung zu, SCHÜLER (1968, S. 37) und HARSCH (1968, S. 80 f.) unterscheiden 2 Typen:

Bei „Typ I“ (bzw. „Trümmerrauhacken“) handelt es sich um sedimentäre Breccien, die lediglich löchrig anwittern, während für „Typ 2“ (bzw. „Rauhacken i. e. S.“) eine salinar-evaporitische Entstehung als wahrscheinlich angenommen wird. Die Vorstellung einer evaporitischen Bildung der Rauhacken hat BRÜCKNER (1941, S. 127) in den Westalpen an Hand von Beobachtungen an unveränderten Dolomit-Gips-Gesteinen in Untertage-Aufschlüssen näher begründet.

Zwar konnte Gips im Material der ostalpinen Rauhacken bisher noch nicht nachgewiesen werden (JERZ 1966, S. 58; HARSCH 1968, S. 81). Gipsvorkommen sind aber auch in den Nordalpen an die Nähe der Rauhacken-Horizonte gebunden. Bemerkenswert erscheint auch das Auftreten von Stromatolithen in diesen Lagen, da in den Bildungsräumen dieser Algenrasen ebenfalls eine Breccienbildung in Form von Strömungsbreccien (s. oben, S. 114) beobachtet wurde. Da die Rauhacken sich oft auf kurze Entfernung mit allen oben genannten Gesteinstypen verzahnen können, sind wahrscheinlich mehrere Vorgänge an ihrer Entstehung beteiligt, so daß eine genetische Untergliederung vorerst problematisch bleibt.

Im Drauzug bilden die Rauhacken-Zonen der obersten Karbonatserie Ost—West streichende Gesteinszüge, so beispielsweise den südlich der Drau morphologisch deutlich hervortretenden Zug der westlichen Gailtaler Alpen. Charakteristisch sind die schroffen Verwitterungsformen und tiefen Runsen dieser Gesteine. In den Lienzer Dolomiten werden die Rauhacken dieser Serie von Spatitbreccien vertreten, die eckige Dolomite in weißem, spatitisiertem, ebenfalls dolomitischem Bindemittel enthalten.

Da sie sich mit Resedimenten, Stromatolithen usw. verzahnen, dürfte es sich um spätdiagenetisch dolomitisierte sedimentäre Breccien handeln (vgl. KÜBLER und MÜLLER 1962, S. 194).

Nach HOLLER (1951, S. 74) beginnt der Hauptdolomit des Bleiberger Revieres mit einer „Basisbreccie“, die bis mehrere Dezimetergroße Komponenten enthält. Auf die weite Verbreitung solcher sedimentärer Riesenbreccien in den Nordalpen haben unter anderem O. KRAUS & SCHMIDT-THOMÉ (1967, S. 125; s. auch HARSCH 1968, S. 79 f.) hingewiesen. Die Lage tritt im Drauzug jedoch nicht horizontbeständig auf. Ähnliche Breccien mit sogar metergroßen Komponenten wurden nördlich des Weißensees in der 1. Karbonatserie beobachtet.

## E. Sedimentpetrographische Untersuchungen

### 1. Untersuchungen von Tonschiefer-Proben

Den Kornaufbau und den Mineralbestand von Raibler Schiefertönen hat JERZ (1966, S. 63 f.) eingehend untersucht. Die 9 von mir vorgenommenen Analysen sollten vor allem Vergleiche mit den JERZschen Untersuchungsergebnissen ermöglichen. Die Arbeiten wurden mit den sich gut ergänzenden Methoden der Differentialthermoanalyse, der Röntgenanalyse und der Phasenkontrast/Dunkelfeld-Mikroskopie durchgeführt. Die Proben des Drauzuges entstammen dabei alle den untersten Lagen des 1. Schieferhorizontes.

Der Mineralbestand der Raibler Schiefertone ist im gesamten Drauzug sehr einheitlich, er entspricht auch weitgehend dem der Nördlichen Kalkalpen. Fast der gesamte Tonanteil wird von glimmerartigen Mineralen der Illitgruppe gebildet. Der Quarz- und der Feldspatanteil sind in manchen Proben außerordentlich hoch, außerdem kommen Karbonate, geringe Mengen an Kaolinit und Chlorit, Akzessorien wie Schwerminerale und mit wechselndem Gehalt Eisenminerale und organische Substanz vor. Diese Verteilung läßt kaum Rückschlüsse auf das Abtragungsgebiet und das Ablagerungsmilieu zur Raibler Zeit zu, da gerade illitische Tonminerale auf sehr unterschiedliche Art und Weise entstehen können (v. ENGELHARDT 1962, S. 470). Da die Raibler Schiefertone des Drauzuges sehr viel Quarz und Feldspat bis in die feinsten Korngrößenbereiche führen, neige ich dazu, die Illite überwiegend aus mechanisch zerkleinerten und abgebauten Glimmern abzuleiten. Diese Annahme wird auch durch die mikroskopische Untersuchung bekräftigt, die zeigt, daß größere Illit-Aggregate häufig nichts anderes sind als abgebaute und enteisente Glimmerminerale.

Aus diesem Grunde scheint es mir auch unwahrscheinlich zu sein, daß der Illit im Ablagerungsraum aus kaolinitischen Verwitterungsbildungen entstanden ist, wie es JERZ (1966, S. 24) für das nordalpine Gebiet annimmt. Andererseits wird diese Entstehungsweise für eine Anzahl mariner Tone angeführt (JASMUND 1958, S. 168; v. ENGELHARDT 1962, S. 474; KRUMM 1962, S. 77).

### 2. Dünnschliff-Untersuchungen an Raibler Sandsteinen

#### a) Zum Mineralbestand der Raibler Sandsteine

Außer Quarz, Feldspat und Glimmer enthalten Raibler Sandsteine wechselnde Mengen von Glaukonit, Chlorit, Limonit, Pyrit, kohligter Substanz, Schwermineralen und Gesteinsbruchstücken. Ihrer Mineralzusammensetzung nach handelt es sich überwiegend um Arkosen und feldspathaltige Sandsteine (Klassifikation FÜCHTBAUER 1959). Die in den Nordalpen häufigen Grauwacken (s. JERZ 1966, S. 48 f.) fehlen im Drauzug weitgehend, da der Gehalt an Gesteinsbruchstücken hier stark zurücktritt, die Sandsteine

außerdem feinkörniger sind (vgl. HENNINGSSEN 1961, S. 615). Eine Gegenüberstellung verschiedener Sandstein-Nomenklaturen am Beispiel der Benennung von Raibler Sandsteinen hat SCHULER (1968, S. 39, Abb. 9) vorgenommen.

Die Korngrößen der Sandsteine wurden in den Dünnschliffen lediglich abschätzend gemessen, wobei sowohl ein mittlerer (häufigster) als ein maximaler Wert notiert wurden (s. Profiltafeln). Demnach müssen fast alle Raibler Sandsteine als feinkörnig bezeichnet werden (Medianwert kleiner als 0.1 mm nach FÜCHTBAUER 1967, S. 169). Etwas gröbere Sandsteine treten in den Lienzer Dolomiten, in den nördlichsten Profilen der Gailtaler Alpen und im äußersten Osten des Untersuchungsgebietes auf.

#### b) Diagenetische Kornveränderungen

Seit PETTJOHN (1941, S. 611) der bankinternen Mineralausmerzung („intrastratal solution“) durch spätdiagenetische Lösungsvorgänge eine Hauptrolle für die Differenzierung von Schwermineral-Assoziationen zugeschrieben hat, ist die Diskussion über die Bedeutung dieser Erscheinung nicht mehr verstummt. Erst jüngst bemerkte beispielsweise DAPPLES (1967, S. 118 f.), daß viele reine Quarzsandsteine, die bisher als Ergebnis einer Sedimentations-Auslese durch häufige Umlagerung und Verwitterung gegolten hatten, neu interpretiert werden müßten. Sie kämen auf Grund von diagenetischen Lösungserscheinungen und autigener Quarzneubildung zustande. Auch ihr geringer Gehalt an ausschließlich stabilen Schwermineralen müßte als Ergebnis der „intrastratal solution“ gedeutet werden.

Nach GRIMM (1965, S. 29) wird die Diagenese in Sandsteinen vor allem von der chemischen Zusammensetzung, der Mächtigkeit der Überlagerung, dem pH-Wert des Porenwassers und von der geothermischen Tiefenstufe beeinflusst. Als Agens der chemischen Reaktionen muß das Porenwasser angesehen werden. Nach der Durchmusterung meiner Sandproben sind auch die Korngröße und die Kornverteilung für die Art und den Grad der diagenetischen Veränderungen verantwortlich.

Nur geringe randliche Zersetzungserscheinungen der Komponenten wurden bei einigen größeren Sandsteinen der Lienzer Dolomiten, der Profile nördlich des Weißensees und in Mežica beobachtet. In allen anderen Sandsteinen wirkte sich die Diagenese oft beträchtlich aus. Ganz allgemein steigen dabei die Veränderungen mit abnehmender Korngröße der Sandsteine an, was auf die relativ große Oberfläche kleiner Komponenten zurückgeht. Die unterschiedliche Art des Zwischenmittels bedingt teilweise entgegengesetzte Entwicklungen:

Karbonatisch gebundene Sandsteine (Abb. 11 und 12) wiesen die stärksten Kornveränderungen auf. Sie sind desto deutlicher, je vollständiger die Körner vom Zwischenmittel umgeben sind und je stärker rekristallisiert der Karbonatanteil ist. Am häufigsten werden Feldspate angegriffen, die manchmal ganz durch tafeliges helles Karbonatmaterial ersetzt sind. Die Umrisse der Körner bleiben deshalb auch nach der Umwandlung noch kenntlich (Abb. 11). Im Hangendsandstein des 1. Schieferhorizontes nimmt der Feldspatanteil mit steigendem Karbonatgehalt deutlich ab. Das könnte durch diagenetische Kornveränderungen mitverursacht sein.

In karbonatisch-tonig gebundenen Sandsteinen wird der Tongehalt häufig karbonatisiert und ist nur noch an Reliktgefügen, wie tonigen Ummantelungen von Sandkörnern oder an fast völlig substituierten, verbogenen Glimmermineralen kenntlich.

Tonig gebundene Sandsteine sind vor allem Veränderungen ihres Zwischenmittels unterworfen. Es wird häufig durch Quarz ersetzt, der dann eine poikilitische Struktur zeigt (Abb. 13). In einigen Schliffen wurde eine Chloritisierung von Biotit und Glaukonit beobachtet. Quarzkörner wachsen in diesen Sandsteinen autigen weiter und dringen in vorgegebene Zwickel des Kornverbandes ein. Die chemische Mobilität der Kieselsäure in tonigen Sedimenten geht daraus hervor, daß in der tonigen Raibler Grenzbank der Lienzer Dolomiten Spatadern nicht karbonatisch, sondern mit Quarz ausgefüllt sind.



Abb. 11: Diagenetische Kornveränderung an Feldspat, Probe Nr. 221/27 — Jauken-Süd, Liegendteil des 2. Schiefers, Dünnschliff-Photo, Vergrößerung 300fach. Das Feldspatkorn in der Bildmitte wird randlich von karbonatischem Material verdrängt, das auch bereits das Korn zu durchdringen beginnt. Der hellere Saum um das Korn entspricht der ursprünglichen Korngröße.

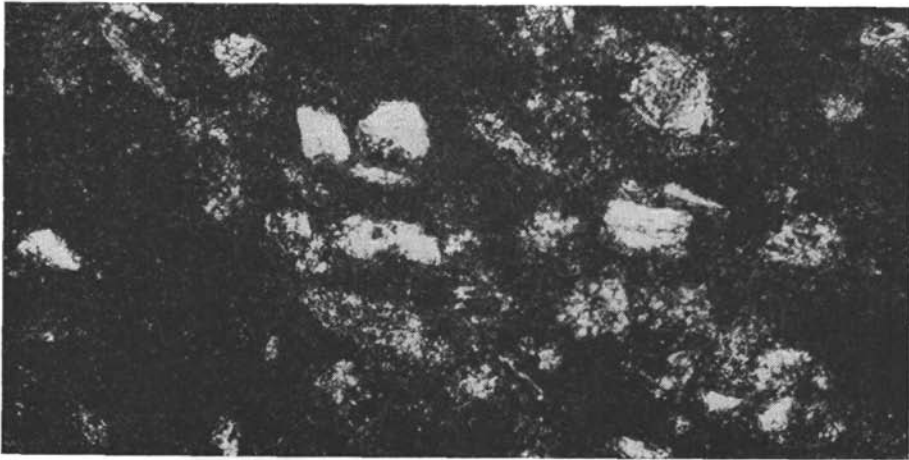


Abb. 12: Diagenetische Kornveränderungen in karbonatischem Sandstein, Probe Nr. 40/10 — Möschach, Graben, 1. Schiefer, Dünnschliff-Photo, Vergrößerung 170fach. In feinem kalkigem Mikrit sind linsig Sandkörner eingelagert. Alle silikatischen Bestandteile zeigen stark aufgelöste Ränder. Die kleinen Körner sind zum Teil bereits völlig vom Karbonatmaterial verdrängt. Sie sind nur noch schemenhaft als hellere Partien in dem mikritischen Zwischenmittel kenntlich.

Kieselig gebunden sind nur Sandsteine mit enger Kornpackung und nicht zu großen Komponenten. Auch das beruht nach FÜCHTBAUER (1967, S. 173) auf dem Effekt der relativ großen Oberfläche kleiner Körner. An den Quarz/Tongrenzen kann nach diesem Autor (S. 175 f.)  $\text{SiO}_2$  durch Drucklösung frei werden und an anderer Stelle wieder aus-

fallen. In den Dünnschliffen kann man beobachten, daß benachbarte Silikatkörner aufeinander zuwachsen, Quarze sich teilweise durchdringen und auf diese Weise engverfilzte Kornaggregate entstehen (s. Abb. 14), die auch die schlechte Aufbereitbarkeit dieser Proben bedingen. Gelegentlich werden randliche Auflösungserscheinungen von Feldspat beobachtet (s. Abb. 14).

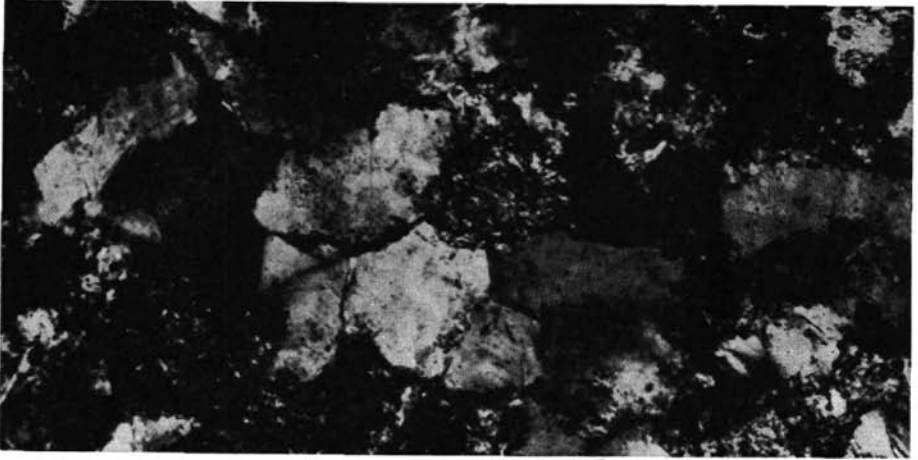


Abb. 13: Diagenetische Kornverwachsungen, Probe Nr. 201/23 — Jauken-Nord, Obere Hälfte, 1. Schiefer, Dünnschliff-Photo, Vergrößerung 220 fach.  
Tonig-quarzitischer Sandstein mit eng verfilztem Korngefüge. Aneinander liegende silikatische Körner wachsen aufeinander zu und verzahnen sich innig. Das tonige Zwischenmittel wird stellenweise in poikilitischen Quarz umgewandelt.

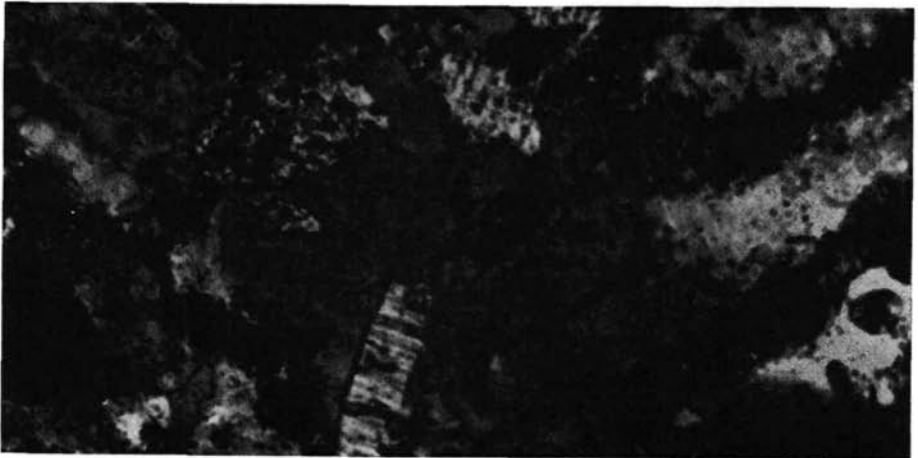


Abb. 14: Diagenetisches Wachstum von Quarz, Probe Nr. 201/23 — Jauken-Nord, 1. Schiefer, Dünnschliff-Photo, Vergrößerung 270 fach.  
Das starke Quarzwachstum ist besonders deutlich sichtbar. Die einzelnen Körner haben sich eng miteinander verzahnt, das Zwischenmittel wird umkristallisiert (oben links). Das Feldspatkorn am oberen Bildrand (Mitte) ist bereits von Quarz durchwachsen.

Abschließend soll noch ein Beispiel zur Bedeutung der diagenetischen Kornveränderung für die Interpretation von Schwermineral-Assoziationen herausgestellt werden. Im Südteil der westlichen Gailtaler Alpen besteht der Hangendsandstein des 1. Schieferhorizontes überall, wo er ungestört aufgeschlossen ist, aus einer liegenden, tonig-quarzigen Bank, die von gelblich-mürbem, karbonatischem Sandstein überlagert wird. Im Dünnschliff zeigt sich, daß die Sandkörner der unteren Bank in einem fest verkitteten, tonigen Bindemittel liegen, das stellenweise verquarzt ist. Angrenzende Körner wachsen aufeinander zu und bilden Kornaggregate. In dem karbonatischen Sandstein sind die diagenetischen Veränderungen anders verlaufen. Alle Silikatkörner sind randlich angefressen, wobei allerdings keine vollständige Kornauflösung beobachtet wurde. Wie Tafel 4 (Profil 23 und 2) zeigt, unterscheiden sich auch die Schwermineralegehalte dieser Sandlagen beträchtlich. Der quarzitische Sandstein enthält viel Granat und keinen Apatit, der karbonatische Sandstein wenig Granat und viel Apatit. Dabei halten sich die Unterschiede der Schwermineralführung über eine Entfernung von mehreren Kilometern ganz an die lithologischen Verschiedenheiten.

Diese Unterschiede der Schwermineralführung müssen zumindest zum Teil mit der unterschiedlichen diagenetischen Entwicklung der Sandsteine erklärt werden<sup>1)</sup>. GRIMM (1965, S. 26) bemerkt, daß gleich „aussehende“ Sandsteine häufig gleiche Schwerminerale führen. Der Hangendsandstein des 1. Schieferhorizontes hat sich deshalb trotz seiner Horizontbeständigkeit für die schwermineralogische Bearbeitung von untergeordneter Bedeutung erwiesen (s. dazu auch S. 120).

### 3. Schwermineral-Untersuchungen

Insgesamt wurden 83 Sandsteinproben auf ihren Schwermineral-Gehalt untersucht. Die chemisch sehr widerstandsfähigen Sandsteine mußten in Monochloressigsäure aufbereitet werden, die jedoch, wie Versuche zeigten, den Apatit angreift. Trotzdem ist der Apatitgehalt, vor allem in karbonatischen Sandsteinen, hoch. Eventuell wird die Säure in den karbonatischen Proben schneller neutralisiert. Es wäre auch daran zu denken, daß der Apatit in kalkig gebundenen Sandsteinen diagenetisch konserviert wurde (vgl. WEYL 1952, S. 31), da in den Nordalpen sehr viele kalkige Sandsteine ebenfalls hohe Apatit-Gehalte aufweisen (JERZ 1966, S. 86). Die Sandsteine wurden durch Naßsiegung in 2 Kornfraktionen, 63—360  $\mu$  und kleiner als 63  $\mu$  getrennt. Da ein Großteil des im Scheidetrichter gewonnenen Schwermineral-Materials bis zu 99% durch Pyrit verunreinigt war, mußte dieses Mineral aus den Proben entfernt werden. Dazu wurde die Probe auf 350 °C erhitzt, wobei sich Pyrit in Magnetkies umwandelt, der dann magnetisch abgetrennt werden kann (s. G. MÜLLER 1964, S. 130). Die weiteren speziellen Aufbereitungs- und Untersuchungsmethoden sind bei JERZ (1966), SCHULER (1968), HARSCH (1968) und O. KRAUS (1968, S. 122 f.) beschrieben.

Der Schwermineral-Gehalt der Raibler Sandsteine ist gewöhnlich außerordentlich gering, er nimmt jedoch generell im Drauzug nach Nordwesten zu. Auch in den östlichsten Karawanken ist er relativ hoch.

5 Schwerminerale: Zirkon, Rutil, Turmalin, Granat und Apatit herrschen in fast allen Proben der Raibler Sandsteine vor. Die übrigen Schwerminerale, wie Spinell, Hornblende, Brookit, treten mengenmäßig zurück. Von nur untergeordneter Bedeutung sind in den meisten Proben Epidot, Titanit, Staurolith, Andalusit und Disthen. Die 5 Haupt-Schwerminerale gelten in

<sup>1)</sup> Wie unten dargelegt wird, könnten die Unterschiede der Apatitführung teilweise auch auf die Behandlung mit Monochloressigsäure zurückzuführen sein.

oberer Reihenfolge — sowohl ihrer Verwitterungsanfälligkeit als auch ihrer diagenetischen Beständigkeit nach — als die stabilsten Formen überhaupt (WIESENER 1953, S. 371; GRIMM 1957, S. 175; 1965, S. 28). Sie repräsentieren eine artenarme Restgesellschaft (SCHULER 1968, S. 39), deren Interpretation Schwierigkeiten bereitet (BRAMLETTE 1942, S. 35). Meist ist nicht zu entscheiden, ob die Artenarmut primär (Liefergesteine) war oder sekundär durch Verwitterung im Liefergebiet bzw. im Ablagerungsraum, durch Diagenese usw., zustande gekommen ist. Diese Fragen sind ausführlich von van ANDEL (1952, S. 101 f.), PETTLJOHN (1941, S. 503 f.), WIESENER (1953, S. 371), GRIMM (1965) und vielen anderen diskutiert worden. Dabei ist in unserem Zusammenhang — nämlich für die paläogeographische Interpretation — vor allem zu beachten, welche Vorgänge die relativen Verhältnisse der 4 ausgewerteten Schwerminerale (Apatit blieb wegen seiner Säureanfälligkeit unberücksichtigt) lokal oder in bestimmten Schichten verfälscht haben könnten.

Als Beispiel für eine derartige Verfälschung der ursprünglichen Schwermineralführung wurde weiter oben bereits die Diagenese angeführt, die offensichtlich in kalkig und silikatisch gebundenen Sandsteinen eine unterschiedliche Mineralauslese bedingt. Allerdings ließen sich keine einfachen gesetzmäßigen Abhängigkeiten zwischen Diagenese und Schwermineralgehalt finden; in karbonatischen Sandsteinen, deren Bindemittel dolomitisch rekristallisiert ist, scheint aber der Granatgehalt abzunehmen, während der Apatitgehalt in ihnen im allgemeinen hoch ist.

Außerdem muß mit der verfälschenden Wirkung von Korngrößen-Effekten gerechnet werden. Wie verschiedene Autoren berichten (WIESENER 1935, S. 370; SCHULER 1968, S. 41 und viele andere), reichert sich Zirkon in den kleinen Korngrößen an, was vor allem bei der Analyse feinkörniger Sandsteine zu beachten ist, deren Medianwert die Untergrenze der Siebfraction nur geringfügig übersteigt. In ihnen kann der Zirkon-Gehalt fast ganz in den Feinanteil gelangen (Beispiel Probe 40/10, O. KRAUS 1968, Tafel 6), der also bei diesen Sandsteinen mit untersucht werden muß, sollen nicht schwerwiegende Interpretationsfehler entstehen.

Als weiteres Beispiel sei die lokale Anreicherung stabiler Schwerminerale im Liegenden des 2. Schiefers in den westlichen Gailtaler Alpen genannt, die hier auf die besonders turbulenten Strömungen am Rande einer Oolithbank zurückzugehen scheint (s. S. 121).

Weitere Beeinflussungen des Schwermineralgehaltes wurden nicht beobachtet bzw. dürften sich gleichsinnig ausgewirkt haben, wie z. B. die Verwitterung im Liefergebiet und andere.

Trotz dieser mannigfachen Fehlerquellen sind die paläogeographisch entscheidenden regionalen Unterschiede der Schwermineralführung offensichtlich nicht verfälscht worden. So zeigen Dünnschliff-Untersuchungen, daß Sandsteine mittlerer Lagen des 1. Schieferhorizontes überwiegend vergleichbaren diagenetischen Veränderungen unterworfen waren. Das gilt besonders für die Profile der Lienzer Dolomiten, vom Nordufer des Weißensees, vom Krappfeld und von den Nordkarawanken. Hier entsprechen sich auch die Korngrößenverhältnisse. Der Schwermineralcharakter der Gebiete bleibt außerdem in den meisten Sandlagen der verschiedenen klastischen Horizonte erhalten, wie ein Vergleich der Schwermineral-Säulen auf den einzelnen Profiltafeln (Tafel 2—5) deutlich macht. Das bedeutet, daß aus der Schwermineralverteilung Rückschlüsse auf die Lage der Einschüttungsbereiche und auf den Transport des terrigenen Materials im Ablagerungsraum möglich sind. Angaben über die petrographische Beschaffenheit der Liefergesteine sind demgegenüber vergleichsweise unsicher. In diesem Zusammenhang sei auf die Notwendigkeit ergänzender fazieller Untersuchungen für die Schwermineral-Interpretation hingewiesen.



Die Schwermineral-Verteilung im untersten klastischen Horizont zeigt Abb. 15, die unmittelbar mit den Raibler Schwermineral-karten der Nordalpen vergleichbar ist (JERZ 1966; SCHULER 1968, HARSCH 1968).

Die Proben der Lienzer Dolomiten enthalten als weitaus häufigstes Schwermineral Turmalin in großen, grünen, häufig idiomorphen Exemplaren. Der Granatgehalt tritt zurück, Apatit wurde nicht registriert (s. dazu aber S. 119). Das gleiche Bild zeigen die Proben der Profile nördlich des Weißensees und des Krappfeldes. Im Gegensatz dazu ist die Schwermineral-Verteilung der entsprechenden Sandlagen in den Nordkarawanken durch eine absolute Granatvormacht gekennzeichnet. Diese Minerale liegen hier oft in großen, kaum korrodierten Individuen vor. Das gleiche zeigt die Probe des Dobratsch. Nach Westen anschließend wird die Ausbeute der Proben äußerst gering; sie nimmt erst im Südteil der westlichen Gailtaler Alpen wieder etwas zu, wo die Profile ebenfalls noch überwiegend Granat führen. Der Turmalin-gehalt scheint von Süden nach Norden kontinuierlich anzusteigen.

Der nördliche Bereich des Drauzuges wird deshalb als Turmalin-provinz, der südliche bzw. östliche als Granatprovinz bezeichnet.

Das gleiche Verteilungsbild ergibt sich, wenn man die Anteile der stabilen Schwerminerale (Zirkon, Turmalin, Rutil) zum Granat durch einen Verhältniswert ausdrückt (SCHULER 1968, S. 42; HARSCH 1968, S. 93). Der nordwestliche Teil des Drauzuges würde dann einer Stabilzone, der Ostteil einer Granatzone entsprechen, die durch eine Mischzone verknüpft sind (s. Abb. 17). Da Turmalin und Granat sehr kennzeichnend für die Schwermineral-Präparate dieser Gebiete sind, wurden sie zur Charakterisierung der verschiedenen Zonen herangezogen.

Unter Berücksichtigung der übrigen Untersuchungen kann diese Verteilung als das Ergebnis einer von Nordwesten kommenden „Turmalin-Schüttung“ und einer West—Ostgerichteten „Granat-Schüttung“ interpretiert werden (s. S. 131).

Obwohl die Schwermineral-Verteilung im Hangendsandstein des 1. Schieferhorizontes vermutlich durch die unterschiedlichen diagenetischen Vorgänge beeinflusst ist (s. S. 119), überwiegt auch hier im östlichen Teil des Arbeitsgebietes der Granat- den Turmalinanteil, im westlichen umgekehrt der Turmalin- den Granatanteil (s. O. KRAUS 1968, Tafel 19). Ein ausgeglicheneres Bild zeigt dagegen die Schwermineral-Verteilung im liegenden Teil des 2. Schieferhorizontes (s. Abb. 16). Die verschiedenen Materialströme haben sich hier offensichtlich — vor allem im Westteil — eng vermischt. Im Südteil der westlichen Gailtaler Alpen herrschen in dieser Bank Turmalin, Zirkon und Rutil in der Schwermineral-Fraktion, Quarz im Leichtmineral-Anteil vor. Die stabilen Mineral-Assoziationen dürften hier infolge einer verstärkten Wasserturbulenz angereichert worden sein, die am westlichen Rand der untiefenartigen Oolithbank dieses Schiefers herrschte. Die Schwermineral-Spektren des 3. Schieferhorizontes schwanken nicht nur regional, sondern auch bereits innerhalb einer Bank beträchtlich (vgl. Tafel 3).

In der Gradlitz (nordöstlich von Hermagor) beschreibt SCHERIAU-NIEDERMAYER (1967, S. 59 f.) ein hornblende-, augit- und epidotreiches Spektrum aus dieser Sandlage. Da in den Proben außerdem idiomorphe Biotite auftreten, kann die Autorin für diesen Sandstein eine tuffitische Abkunft wahrscheinlich machen. In den von mir untersuchten Profilen tritt ein ähnlich hornblendereiches Gestein nur in den Lienzer Dolomiten (Probe 272/32) auf.

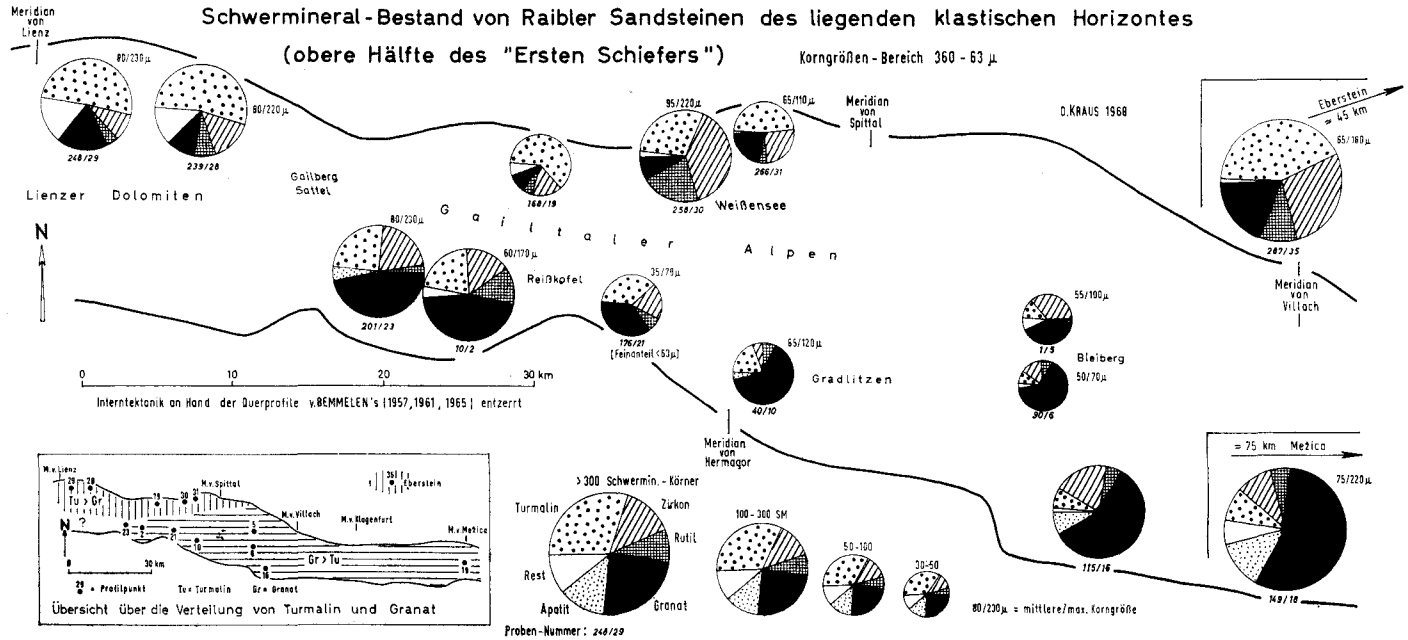


Abb. 15

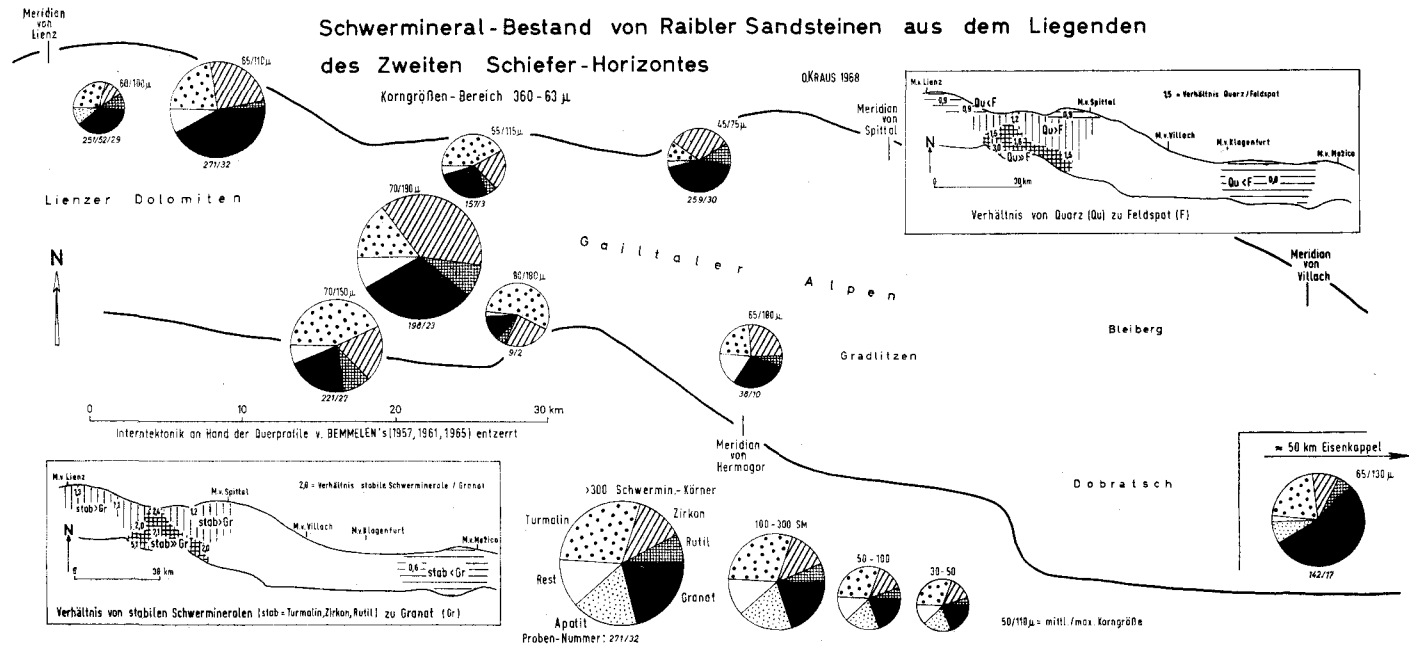


Abb. 16

#### 4. Leichtmineral-Untersuchungen mit Hilfe selektiver Feldspat-Anfärbung

Die Untersuchungen wurden mit dem nach der Schwermineral-Abtrennung verbliebenen Leichtmineral-Rest durchgeführt. Sie können nur dann repräsentativ sein, wenn keine anderen Minerale als Quarz und Feldspat in der gewonnenen Fraktion enthalten sind. Diese Voraussetzung ist in den Raibler Sandsteinen selten erfüllt. Um Kornaggregate weitgehend auszuschalten, gelangte nur die Fraktion 63—125  $\mu$  zur Untersuchung. Glaukonit und eisenhaltige Glimmer wurden magnetisch mit dem „Frantz-isodynamie-magnetic-separator“ abgetrennt. Als schwierig erwies sich die Beseitigung des Muskowit-Anteiles, der aber zum größten Teil an einem etwas angerauhten Papier haften bleibt, über das man die Probe einige Male gleiten läßt. Das so erhaltene Leichtmineral-Material wird in Kanadabalsam eingestreut, angeschliffen und angefärbt. In meiner Arbeit habe ich eine Färbemethode von LADURON (1966, S. 281 f.) angewendet, die ein etwas verändertes Verfahren nach BAILEY und STEVENS 1960 (s. G. MÜLLER 1964, S. 178 f.) darstellt. Auch hierbei werden K-Feldspate gelb, Plagioklase rot gefärbt, während Quarz farblos bleibt. Die Genauigkeit der Methode ist in karbonatischen Sandsteinen sehr gut, während in stark tonigen und feinkörnigen Sandsteinen teilweise große (mehr als 10%) Abweichungen in einer ebenfalls vorgenommenen mikroskopischen Mineralauszählung festgestellt wurden.

Das Quarz/Feldspat-Verhältnis liegt meistens etwa bei 1 oder darüber, seltener darunter. Feldspatanreicherungen wie in den Nordalpen, wo SCHULER (1968, S. 43) Quotienten von 0.43 erwähnt, treten im Drauzug nicht auf. Leider sind im Drauzug die Quarz/Feldspat (Qu/F)- und auch die Orthoklas/Plagioklas (KA/CaF)-Werte — im Unterschied zu den Nordalpen — im allgemeinen regional regellos verteilt. Dieses für meine Betrachtungen negative Ergebnis mag damit zusammenhängen, daß die untersten Sandlagen des 1. Schieferhorizontes gewöhnlich zu feinkörnig für eine Mineralanalyse sind. Nur sie waren aber nach HARSCH (1968, S. 98) in den Nordalpen für eine regionale Auswertung der Leichtmineral-Quotienten geeignet.

Regional und paläogeographisch sinnvoll ließ sich lediglich das Quarz/Feldspat-Verhältnis im Liegenden des 2. Schieferhorizontes deuten, auf das schon weiter oben aufmerksam gemacht wurde. Der hohe Quarzgehalt der Sandsteine im Südtail der westlichen Gailtaler Alpen ist durch die besonderen Sedimentations-Verhältnisse am Rande einer untiefenartigen, oolithführenden Sedimentplatte verständlich (s. Abb. 16). Die Proben des Krappfeldes sind sehr quarzreich und weisen in den Anfärbe-Präparaten besonders hohe Plagioklas-Werte auf. Das stimmt mit den Beobachtungen SCHULERS (1968, S. 44) überein, der ebenfalls in einer Zentralzone, wo der Sandgehalt der Profile zurückgeht, hohe Quarzgehalte fand, die stets mit hohen Plagioklaswerten verbunden sind (s. auch HARSCH 1968, S. 100). Da Plagioklase im allgemeinen weniger stabil sind als Orthoklase kann dieses Ergebnis noch nicht widerspruchlos gedeutet werden.

#### 5. Zum Glaukonitgehalt der Raibler Sandsteine

Der Glaukonit-Anteil wurde vom aufbereiteten Leichtmineralbestand der Kornfraktion 63—125  $\mu$  magnetisch abgetrennt und bestimmt. Da die Medianwerte des Glaukonits zwischen 60 und 80  $\mu$  liegen und dieses Mineral in der Fraktion über 125  $\mu$  kaum noch auftritt, dürften die auf den Profiltafeln angegebenen Prozentwerte — die auf den Gesamtkornbestand bezogen sind — im allgemeinen etwas zu hoch liegen.

Die Proben enthalten meist nur wenige Vol.-% Glaukonit, die aber dem Gestein bereits eine grünliche Farbe verleihen können. Unter dem Mikroskop wurden verschiedene Glaukonit-Formen ermittelt: Vom pigment-

artig feinverteilten Material über krümelartige Körnchenaggregate, glaukonitisierte pellets und isometrische, flaschengrüne Glaukonit-Körner. Besonders hohe Glaukonitgehalte wurden im Westen und Norden des Drauzuges im Sandstein des liegenden 2. Schiefers festgestellt. Diese Sandsteine sind karbonatisch gebunden und äußerst fossilreich. Da sie teilweise zu mehr als 15% aus Glaukonit bestehen und dieses Mineral auch in pigmentartig feiner Verteilung führen, darf man hier mit autochthonem Glaukonit rechnen. Da Glaukonit vor allem in ufernahen marinen Sedimenten auftritt, könnte die in allen Horizonten beobachtbare Glaukonitzunahme in den Lienzer Dolomiten als weiterer Hinweis auf eine zunehmend festländische Lage dieser Profile deuten.

Für die Bildung von Glaukonit scheint die Anwesenheit von Organismen wichtig zu sein. Die Tiere reichern nicht nur das Glaukonitmaterial an („Glaukonitisierte Kotpillen“, BURST 1958, S. 318 f.; KÖSTER 1965, S. 614), sondern ihre Verwesungsprodukte schaffen auch ein reduzierendes Mikromilieu im Sedimentboden bei einer sonst sauerstoffreichen Umgebung. Verschiedene Autoren (EMERY 1960, S. 213; PRATT 1962, S. 235) sehen darin die wichtigste Voraussetzung für eine autigene Entstehung dieses Minerals. Ähnlich hohe Glaukonitgehalte wie in unseren Sandsteinen fanden EMERY (1960, S. 212 f.) und PRATT (1963, S. 109 f.) rezent auf etwas von der Küste abgelegenen Untiefen (Sandbänken usw.) der kalifornischen See, also in landnahen, flachen Gebieten bewegten Wassers mit niedriger Sedimentationsrate. Hier tritt vor allem der dunkelgrüne, isometrische Glaukonittyp auf, der auch in den Glaukonitsandsteinen der Lienzer Dolomiten häufig ist.

## F. Paläogeographische Ergebnisse und tektonische Folgerungen

### 1. Die Faziesentwicklung im karnischen Ablagerungsraum des Drauzuges

Die Entwicklungsgeschichte des karnischen Ablagerungsraumes kann auf Grund der Geländebeobachtungen, der sedimentologischen und sedimentpetrographischen Untersuchungen rekonstruiert werden. Die aufschlußreichsten „Zeitmarken“ dieser Entwicklung sollen an Hand von paläogeographischen Kärtchen auf Tafel 7 vom Liegenden zum Hangenden gedeutet werden:

Zur Darstellung der Faziesverhältnisse wurde die Internetektonik des Drauzuges entzerrt. In den Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten konnte der Einengungsbetrag an Hand der Querprofile von BEMMELENS (1957, 1961, 1965) gemessen werden. Für die Nordkarawanken wurde ein mittlerer Betrag von 1.6 angenommen. Außerdem habe ich den relativen Versatz der Nordkarawanken nach Südosten an einer bedeutenden Diagonalstörung (s. van BEMMELEN 1965, Abb. 2) in den Darstellungen rückgängig gemacht.

Die Ausbildung des ladinischen Wettersteinkalkes prägt bereits die Faziesverhältnisse der späteren Raibler Zeit. Bei der Beschreibung des Ladins muß ich mich überwiegend auf Literaturangaben (unter anderem HOLLER 1960, S. 63 f.) stützen; für den Westteil des Gebietes liegen allerdings noch keine systematischen Untersuchungen vor.

Ein weiter Riffkomplex nahm im Ladin den gesamten Ostteil des Drauzuges ein, es entstanden hier Riff-, Riffschutt- oder Lagunenbildungen. Sie folgen ohne Zwischenschaltung einer mergeligen Partnachfazies unmittelbar über Alpinem Muschelkalk. Ein schmaler Streifen dieser Fazies greift im Südteil des Drauzuges weit nach Westen bis in das Gebiet des Reißkofel vor. Hier schalten sich immer mehr Dolomite ein; im Reißkofelgebiet besteht das unterste Ladin bereits aus partnachartigen Bildungen.

Die Ost—West-Fazieskonstanz des oberen Wettersteinkalkes konnte HOLLER (1960, S. 63 f.) mit einer Parallelisierung von einzelnen markanten Leitbänken im östlichen Drauzug nachweisen. Er stellte fest, daß die Sediment-Dicke zwischen den Leitbänken in Südnord-Richtung elfmal so schnell abnimmt wie in Ostwest-Richtung. Daraus wird der rasche Faziesumschlag auf wenige Kilometer Entfernung nach Norden verständlich, der besonders eindrucksvoll zwischen Bleiberg und Rubland in den östlichen Gailtaler Alpen zu beobachten ist (SCHRIEL 1942).

Mergelige, teilweise bituminöse, plattige Kalke und Dolomite kennzeichnen das Ladin der „Nordfazies“. Das untere Ladin wird von einer Art Partnachfazies vertreten. Die Partnachschichten bestehen — im Unterschied zu den Nordalpen — nicht aus einer einigermaßen abgrenzbaren Schiefer-ton-Zone, sondern aus plattig gebankten, tonreichen Mergelkalken mit Zwischenlagen aus papierdünn spaltenden Mergeln. Dickere Schiefer-ton-Lagen schalten sich erst in den nördlichsten Gebieten ein, mergelige Lagen können weit ins Ladin hinauf reichen. Van BEMMELN (1961, S. 221) bezeichnet die Serie als „Oberen Muschelkalk“. Diese ladinische Entwicklung läßt sich teilweise mit der gleichalten Arlberg-Fazies der westlichen Nordalpen vergleichen.

Interessant könnten auch Mächtigkeitbetrachtungen sein, allerdings fehlen hierzu ausreichende Angaben (vgl. HOLLER 1960, S. 66 f.). Im Bereich des Förolacher Stollens (südliche Gailtaler Alpen) verzeichnet HOLLER (1960, S. 72) eine Ladinmächtigkeit von 1200 m. Im selben Meridian erreicht das Ladin in den nördlichsten Vorkommen nach WARCH (1964, S. 37) nur etwa 650 m. Es ist auch im Weißensee-Gebiet (nördliche Gailtaler Alpen) mit 700 m (van BEMMELN 1957, S. 185) geringmächtiger als im Süden.

Die Areale mit Riff-Fazies haben sich also auch im Drauzug — wie in vielen anderen Gebieten — epirogen-geosynklynal schneller abgesenkt als ihre Umgebung. Obwohl sie orographische Schwellenbereiche sind, konnten sich aus diesem Grunde hier größere Schichtmächtigkeiten bilden als außerhalb der Riffe (vgl. O. KRAUS & SCHMIDT-THOMÉ 1967, S. 124; ZANKL 1967, S. 134 und andere).

Dem widerspricht, daß SCHLAGER (1963, S. 59 f.) aus den Lienzer Dolomiten Wettersteinkalk-Mächtigkeiten bis zu 1200 m nennt. Allerdings erwähnt er aus dem unteren bis mittleren Ladin an dieser Stelle massige Dolomite. Eventuell herrschte auch hier zeitweise eine Riff-Fazies, die erst im mittleren bis oberen Ladin von der lagunären Plattenkalk-Dolomit-Fazies abgelöst wurde. Überhaupt dürfte sich die dargestellte Faziesverteilung noch stärker differenzieren lassen; so sind auch in den Nordkarawanken durch HOLZER (1965, S. A 31) Vorkommen von Partnachschichten bekannt geworden.

Die ladinischen Riffe wuchsen über ihre Ränder nach außen. Über dem massigen unteren Wettersteinkalk breitet sich deshalb im Innern des Riff-Areals die bankige Lagunenfazies des oberen Wettersteinkalkes immer mehr aus. Sie bildet im gesamten Drauzug die Unterlage der Raibler Schichten.

Das Milieu war im allgemeinen lebensfeindlich; in Zeiten von Frischwasser-Einbrüchen besiedelten dickschalige Megalodonten den Meeresboden (s. HOLLER 1960, S. 63 f.). Nahe den Riffändern konnten sich in karbonatübersättigtem, turbulentem Flachwasser die Pisolithe der obersten Wettersteinkalk-Bänke bilden. Stromatolith-Rasen und Loferite zeigen, daß das Meer im mittleren Drauzug äußerst flach war, der Meeresboden sogar zeitweise trocken fiel (ZANKL 1967, S. 135).

Da die Mächtigkeit des 1. Schiefers im ganzen Drauzug sehr konstant bleibt, dürften im Ablagerungsraum keine wesentlichen präkarnischen Reliefunterschiede bestanden haben. Auch in den westlichen und nördlichen Gebieten ist deshalb im oberen Ladin ein eintönig flacher Meeresraum anzunehmen, der noch stärker als die östlichen Gebiete von einer Frischwasser-Zufuhr abgeschnürt war. In schlecht durchlüftetem, stagnierendem Milieu bildeten sich hier überwiegend im Gezeitenbereich ton- und bitumenreiche

Schlickbänke, die frühdiagenetisch bis ? syngenetisch dolomitisierten. Von Zeit zu Zeit stärker auffrischende Wasserbewegungen (? Sturmfluten) mögen die verbreiteten Schollenresedimente zurückgelassen haben, die häufig von Stromatolith-Rasen überwachsen werden (Jauken-Nord). Megalodontenbänke treten nur noch vereinzelt auf (SCHLAGER 1963, S. 61).

Die Bildung dieser lagunären Sedimente wird — ähnlich wie die der nordalpinen Arlbergschichten — nicht mehr unmittelbar von einem Riffkörper beeinflußt. Wir befinden uns hier bereits in einer „Randfazies“ des ladinischen Ablagerungsraumes (HARSCH 1968, S. 103). Der Wettersteinkalk wird von der Raibler Grenzbank überlagert, die im Osten (über Pisolithen, Stromatolithen usw.) als Onkolith, im Norden und Westen (über bituminösen Dolomiten) als quarz- und pyritreiche Schiefertonschwarte ausgebildet ist (s. S. 107).

Onkoide entstehen wie die PISOIDE in warmem, bewegtem Wasser. Die fazialen Unterschiede bestehen darin, daß sich PISOIDE, vor allem aber Stromatolithen und LOFERITE, in einem extrem flachen, übersalzenen und lebensfeindlichen Milieu bilden, die ONKOIDE aber ständig von Wasser bedeckt sind und ein lebensfreundliches Milieu mit normaler Salinität anzeigen.

An der Wende Ladin/Karn haben sich also die klimatischen Verhältnisse und die regionalen Strömungsverhältnisse nicht wesentlich geändert. Es kann nur ein geringer Meeresspiegel-Anstieg vermutet werden, wobei für den damit verbundenen Faziesumschwung vor allem ein zunehmender terrigener Einfluß auf die Sedimentation verantwortlich war.

Auch das Absterben der ladinischen Riffe geht vermutlich überwiegend auf das Einsetzen klastischen Materials zurück. In Gebieten, in die der terrigene Schutt nicht gelangte (manche Bereiche im Hallstätter Raum und in den Südalpen; s. S. 97), wird die Karbonatsedimentation während des Karn ununterbrochen fortgesetzt. Mit HARSCH (1968, S. 103) müssen die Ursachen für den Fazieswechsel zwischen Ladin und Karn deshalb vorwiegend außerhalb des Ablagerungsraumes gesucht werden.

Die terrigene Schüttung des 1. Schieferhorizontes fand — wie oben erwähnt — ein sehr ausgeglichenes Relief vor. In den lagunartigen Meeresraum wurde aus nördlichen und westlichen Gebieten (s. S. 131) klastisches Material eingeschwemmt. Die Sandlagen breiteten sich gleichmäßig über den Meeresboden aus, vermischten sich teilweise innig mit Ton und füllten flache, bereits vorhandene Wannen aus. In der Feinschichtung, der Flaserschichtung, der unregelmäßigen Kreuzschichtung und der Kleinrippelschichtung treten Sedimentgefüge auf, die rezent in stark bewegtem Flachwasser der Nordsee (bis 30 m Tiefe; REINECK 1963; BAUSCH VAN BERTSBERGH 1940, S. 331, Abb. 3) beobachtet wurden. Dabei waren jedoch die Sedimente, anders als die episodisch trockenfallenden Schlickbänke des obersten Ladin, ständig von Wasser bedeckt.

Die terrigene Schüttung des 1. Schiefers hörte ganz allmählich auf. Wie vor allem die Oolithe der hangenden Lagen zeigen, sättigte sich das wieder etwas flacher werdende warme Wasser mehr und mehr mit Hydrogenkarbonat. Die Strömungstätigkeit war relativ schwach, so daß es nur zur Bildung dünner, feinkörniger Oolithlagen kam. Überwiegend entstanden sandige Dolomite und Kalke, die auch in den Nordalpen häufig den untersten klastischen Horizont abschließen (SCHULER 1968, S. 33; HARSCH 1968, S. 106).

Die 1. Karbonatserie ist im Osten und Westen des Drauzuges unterschiedlich ausgebildet. Mit feingeschichteten Dolomiten, Stromatolithen-Dolomiten, mürben Karbonatgesteinen und Rauhacken herrschen im

Westen lagunäre Flachwasserbildungen vor. Der Zugang zum „offenen Meer“ war hier zeitweise behindert, die Rauhacken deuten sogar auf die vorübergehende Ausbildung von Eindampfungs-Lagunen hin. Die Dolomite dürften in dem äußerst flachen Meeresraum — der überwiegend im oberen Gezeitenbereich lag — frühdiaogenetisch bis synsedimentär gebildet worden sein.

In den Nordkarawanken setzt dagegen in gut durchlüftetem und bewegtem Wasser noch einmal eine wettersteinkalk-ähnliche Fazies ein. Sie zeigt an, daß sich die Umweltverhältnisse im Karn gegenüber dem Ladin nicht wesentlich geändert haben. Im Übergangsbereich beider Fazies (Bleiberg) wechselten sich Zeiten mit sauerstoffärmerem und sauerstoffreicherem Milieu ab, was zu einer feinschichtig gegliederten Schichtfolge von hellen tonarmen und dunklen tonig-bituminösen Karbonatgesteins-Lagen führte (s. S. 91).

Die 2. klastische Schüttungsperiode kündigt sich ebenso wie die 1. mit verbesserten Lebensbedingungen (Frischwasser, Durchlüftung) an. Dabei „paust“ sich wieder die gleiche regionalfaziale Verteilung durch, die wir bereits aus den darunterliegenden Horizonten kennen. Die unterschiedlichen Areale sind hier auch biofaziell gekennzeichnet:

Megalodonten, die frisches und bewegtes Wasser benötigen, treten im gesamten Ostteil des Drauzuges — in den Nordkarawanken sogar bankbildend — auf. Sie fehlen aber im West- und Nordteil. Der Übergangsbereich ist durch crinoidenreiche Bänke gekennzeichnet. Die Megalodontenbank entwickelt sich anschließend zu einer untiefenartigen Sedimentplatte, auf der es in flachem und turbulentem Wasser zu der Bildung von Ooiden kommt. Im Norden und Westen des Drauzuges können die Umkrustungen nicht entstehen, da hier — aus nördlichen bis westlichen Richtungen — eine Sandschüttung ziemlich unvermittelt und kräftig einsetzt.

Im oberen Teil des 2. Schiefers scheinen sich die Faziesunterschiede weitgehend ausgeglichen zu haben. Dieser Profilschnitt zieht in fast unveränderter Ausbildung durch das gesamte Arbeitsgebiet.

Auch die darüberfolgende 2. Karbonatserie weist keine gesetzmäßigen regionalen Faziesunterschiede auf. Es herrschen Kalk- und Dolomikrite vor, die auf eine Ablagerung in flachem Stillwasser hindeuten.

Die dritte klastische Schüttung kündigt sich wieder mit auffrischenden Wasserbewegungen, reichlicher Frischwasserzufuhr und deshalb guten Lebensbedingungen an. Lamellibranchiaten, darunter Ostreen, ferner Gastropoden, Echinodermen, Bryozoen und viele andere besiedeln in großer Anzahl den Lebensraum. Der feine Schutt ihrer Schalengehäuse wird von kleinen Algen umkrustet: es entstehen die Onkolithe. Wie Abb. 7 zeigt, nimmt die Mächtigkeit der Onkolith-Bank nach Norden ab. Wieder war die in den nördlichen Gebieten stärker einsetzende klastische Schüttung dafür verantwortlich; denn vermutlich verhinderte die damit verbundene Wasserverschmutzung eine Ansiedlung inkrustierender Organismen.

Der Sandsteinhorizont des 3. Schiefers beschränkt sich auf die nördlichen Gebiete des Drauzuges, nur vereinzelt erreicht die Schüttung den Südrand. Entsprechend zeigt auch die Strömungsrippelschichtung, die in den Lienzer Dolomiten sehr deutlich ausgebildet ist und vermessen werden konnte, daß die Sandmassen von Nordwesten nach Südosten in den Ablagerungsraum des Drauzuges vordrangen.

Die oberste 3. Karbonatserie ist auf Tafel 7 nur in ihrem höheren Abschnitt dargestellt. Oberhalb des 3. Schiefers folgen mit allmählichem Übergang fast im ganzen Gebiet zunächst mergelig-plattige Kalke, die eine



Mächtigkeit von mehr als 100 m erreichen. Innerhalb dieser Mergelkalke treten mit Oolithen, Onkolithen und Fossilschuttkalken auch Kalke auf, die sonst nur innerhalb klastischer Horizonte zu erwarten sind. In den Lienzer Dolomiten ist klastisches Material noch einmal zu 2 Schieferlagen angereichert, die bis meterdick werden. Es herrschte bei ständiger Wasserbedeckung eine normale Salinität bei wechselnder Durchlüftung.

Mit dem Flacherwerden des Wassers und dem Zurücktreten des tonigmergeligen Materials bildete sich eine ähnliche Faziesverteilung wie in der 1. Karbonatserie heraus. Die Rauhacken der mittleren und westlichen Gebiete verzahnen sich mit Stromatolithen, laminierten Dolomiten und Resediment-Breccien. Sie entstanden in salinar-lagunärem Milieu, der Meeresboden war nur flach von Wasser bedeckt und fiel zeitweise trocken. Die Spatit-Breccien der Lienzer Dolomiten entsprechen ähnlichen Verhältnissen. In den östlichen Gebieten vermitteln plattige Kalke und Dolomite zum Hauptdolomit, in den sie fast unmerklich übergehen, falls die Grenze nicht von Resediment-Breccien markiert wird. Hier herrschten überwiegend normal-salinare Bedingungen.

Die Hauptdolomit-Fazies ist durch gelblich anwitternde, dezimeterbankige Dolomite gekennzeichnet, die teils strukturlos mikritisch oder rekristallisiert sind, teils Laminations-, Stromatolith- oder andere Sedimentgefüge zeigen. ZANKL (1967, S. 136) vergleicht sie mit rezenten Schlickbänken im Gezeitenbereich und schreibt ihnen eine synsedimentäre Dolomitisierung zu.

SCHLAGER (1963, S. 65) und van BEMMELN & MEULENKAMP (1965, S. 227) sehen in einigen ungebankten Hauptdolomitpartien der Lienzer Dolomiten Riffbildungen, was aber mit SCHWARZACHER (1946, S. 4) fraglich erscheint, da nur die Schichtungslosigkeit als Argument angeführt werden kann.

## 2. Zur Paläogeographie des Karns im Drauzug

Vom gesamten ehemaligen Ablagerungsraum des Drauzuges ist nur ein tektonisch beiderseits amputierter, äußerst schmaler, langgestreckter Ausschnitt erhalten geblieben. Die paläogeographische Rekonstruktion, die aus den Faziesverhältnissen dieses relativ kleinen Restes ein möglichst geschlossenes Bild des ursprünglichen Sedimentationsraumes entwerfen möchte, wird dadurch erschwert. Auf Grund der Fazies- und Mineral-Analysen ist sie näherungsweise möglich.

### a) Die Anordnung der Lithofazies- und Mineralfazies-Zonen

Die Raibler Schichten durchziehen den Drauzug in sehr gleichförmiger Ausbildung. Die Fazieszonen sind schmal und Ost—West strukturiert, so daß für die Beobachtung der Faziesübergänge, die sich hauptsächlich in Nord-süd-Richtung vollziehen, nur wenig Raum zur Verfügung steht. Wenn man jedoch die Interntektonik des Drauzuges ausglättet, wie es auf den Kartendarstellungen dieser Arbeit geschehen ist (s. S. 125), kann man trotzdem 2 Faziesseinheiten einander gegenüberstellen, eine „Südfazies“ und eine „Nordfazies“.

Der südliche Faziesstreifen zieht vom Südrand der westlichen Gailtaler Alpen über Bleiberg bis in die äußersten Ostausläufer der Nordkarawanken. Hier war bereits im Wettersteinkalk mit einem Riffkomplex eine Schwellenzone ausgebildet, die durch flache Wasserbedeckung und gut durchlüftetes, teilweise turbulentes Wasser gekennzeichnet war.

Mit der Raibler Grenzbank, der Wettersteinkalk-Fazies „rekurrenz“ der 1. Karbonatserie in den Nordkarawanken, der Oolithbank im 2. Schiefer und dem Onkolith-Horizont des 3. Schiefers kehrten hier im Karn wiederholt Verhältnisse wieder, welche denen der Wettersteinkalk-Zeit ähnelten.

Die Nordfazies in den Lienzer Dolomiten und in den nördlichen Gailtaler Alpen zeichnet sich durch einen stärkeren Einfluß klastisch-terrigenen Materials und durch mangelnde Frischwasser-Zufuhr in den Karbonatgesteins-Bildungen aus. Die oben genannten Lagen der Südfazies keilen gegen Norden bzw. Nordwesten aus. Dabei schwanken die Grenzen zwischen den Gebieten von Lage zu Lage. Insgesamt sind die Faziesgegensätze gering, da beispielsweise umkrustete Komponenten auch hier — allerdings in anderen Lagen — auftreten. Auch die Reliefunterschiede zwischen beiden Gebieten können nicht sehr bedeutend gewesen sein, da ihre Sedimentdicke sich nicht wesentlich unterscheidet. Vermutlich standen sie unter dem Einfluß verschiedener Meeresströmungen. Im 1. Schieferhorizont sind beide Faziesgebiete — wohl aus diesem Grunde — auch in ihrer Schwermineral-Zusammensetzung geschieden.

Die schmalen, in Ost—West gestreckten Fazieszonen haben die tektonische Umgrenzung des Drauzuges paläogeographisch vorgezeichnet. Die Faziesgrenzen wirkten als Schwächezonen und wurden tektonisch überprägt, so daß sich der Drauzug als tektonisch eigenständige Strukturzone herausbilden konnte.

b) Die Mächtigkeitsverteilung der Raibler Schichten im Drauzug

Da eine exakte Hangendgrenze der Raibler Schichten fehlt, wurde für die Mächtigkeitsbetrachtungen nur der Abschnitt bis zur Obergrenze des 3. Schiefertons-Horizontes herangezogen (s. Tafel 7). Die Mächtigkeit der dadurch eindeutig parallelisierbaren Profile nimmt von 260—200 *m* im Osten bis auf weniger als 100 *m* in den Lienzer Dolomiten im Westen ab.

In dieser Mächtigkeitsverteilung „pausen“ sich offensichtlich immer noch die ladinischen Faziesverhältnisse durch. Auch die Sedimentdicke des Wettersteinkalkes ist im Osten, wo er in Riff-Fazies vorliegt, im allgemeinen größer als im Westen (s. S. 126). Bemerkenswert ist die verstärkte Abnahme der Senkungstendenz mit Annäherung an die Lienzer Dolomiten. Das könnte auf eine zunehmende Festlandsnähe dieser Gebiete hindeuten.

Geht man den Ursachen der Mächtigkeitsänderungen etwas genauer nach, so ergibt sich, daß sich die Dicke der Schiefertons-Horizonte im Drauzug kaum ändert, die Mächtigkeitsabnahme der Schichtfolge also vorwiegend auf Kosten der Karbonatsedimentation vor sich geht. Besonders augenfällig läßt sich das an Hand des Verhältnisses der karbonatischen zur klastischen Sedimentation darstellen (s. Tafel 7).

Die Mächtigkeitsunterschiede wirken sich am extremsten zwischen dem untersten Schieferhorizont und der 1. Karbonatserie aus. Während der exakt korrelierbare 1. Schiefer im gesamten Drauzug etwa 20 *m* mächtig ist, nimmt die Mächtigkeit der darüberfolgenden Karbonatserie von etwa 120 *m* im Osten bis auf wenig mehr als 20 *m* im westlichsten Drauzug ab. Zumindest für den westlichsten Drauzug läßt sich deshalb auf eine erhöhte Sedimentationsrate während der klastischen Schüttungen schließen. Sie wurde — da kein präkarnisches Relief vorhanden war, das aufgefüllt werden konnte — vermutlich durch eine verstärkte Absenkung des Sedimentationsraumes ermöglicht (s. auch S. 133).

Das Verhältnis der Ton- zur Sandsedimentation auf Tafel 7 zeigt, daß die relative Karbonatabnahme nach Westen und Norden einer absoluten Zunahme an klastischen Sedimenten in dieser Richtung entspricht.

Das terrigene Material nimmt also im Drauzug generell von Norden nach Süden und von Westen nach Osten ab. Diese Verteilung unterstreicht noch einmal die Bedeutung einer radialen Nordwest—Südost-Strömung und der längsgerichteten Westost-Hauptströmung im Drauzug.

Für die Zunahme an terrigenem Material in den östlichsten Nordkarawanken könnte eine weitere radiale Einschüttung, die aber von Süden her bezogen werden müßte, verantwortlich sein.

### c) Hinweise auf das Paläoklima

In der Trias herrschte im betrachteten Alpenraum ein warmes Klima. Das besagen auch die Riffbildungen im Ladin sowie die Algenmatten, die Onkolith-Oolith-Bildungen und die Eindampfungsgesteine der Raibler Schichten. Nach JERZ (1966, S. 80), SCHULER (1968, S. 51) und HARSCH (1968, S. 109) war das Klima während der Ablagerung der klastischen Horizonte etwas niederschlagsreicher als zur Zeit der Karbonatgesteins-Bildungen. Die Rauhwacken und die vereinzelt Salinarbildungen sprechen für warm-trockene Klimaverhältnisse.

Da die Karbonatsedimentation in manchen Gebieten der Südalpen (vgl. S. 99) und in der Hallstätter Zone (s. SCHULER 1968, S. 29) während des Karn ununterbrochen fortgedauert hat, dürften die Klima-Unterschiede insgesamt nur gering gewesen sein. Auch die Pflanzenreste, die in den klastischen Raibler Horizonten vorkommen, brauchen keinen Wechsel zu einem humideren Klima anzuzeigen; sie stammen von farn- und schachtelhalmartigen Gewächsen (s. JERZ 1966, S. 12), bei denen es sich nach MÄGDEFRAU (1953, S. 248) um Sumpfpflanzen handelt, die in ufernahen Niederungen (? Delta-Ebenen, s. WURSTER 1964 b, S. 235) gewachsen sein könnten. Die von SCHULER (1968, S. 51) errechnete geringe Sedimentationsrate verlangt darüber hinaus keine allzu starke Erosionstätigkeit und deshalb ebenfalls nur geringe Niederschlagsmengen. Andererseits weist das feldspatreiche, frische, terrigene Material auf Zeiten mit kurzen heftigen Regenfällen hin. Zum Teil mag es der Erosionstätigkeit des Meeres selbst entstammen. Aus dem einheitlich illitischen Tonmaterial lassen sich keine Rückschlüsse auf die Verwitterungsbedingungen der Liefergebiete ziehen.

Alle Anhaltspunkte sprechen dafür, daß im Karn des Drauzuges ein semiarides subtropisches Klima herrschte, wie es WURSTER (1964 b, S. 237) auch dem germanischen Faziesbereich dieser Zeit zuschreibt.

### d) Abtragungsgebiete und Sedimenttransport

Gesicherte Rückschlüsse auf die petrographische Zusammensetzung der Abtragungsgebiete sind an Hand der schwermineralarmen „Restsande“ nicht möglich. Insgesamt sind sowohl im Norden als auch im Westen des Drauzuges meso- bis katazonale Metamorphite zu vermuten, wobei der Apatitgehalt auch auf eine Beteiligung von Magmatiten hinweist. Für die Sandsteine des 3. Schiefers muß man, wie SCHERIAU-NIEDERMAYR (1967, S. 59) gezeigt hat, außerdem mit umgelagertem Tuffmaterial rechnen.

Das klastisch-terrigen Material drang — wie vor allem die Anordnung der Schwermineral-Provinzen auf Abb. 17 deutlich macht — zunächst von Westen und Norden her in den Ablagerungsraum des Drauzuges vor. Es wurde anschließend von der West—Ost-Hauptströmung erfaßt, überwiegend schwebend (Korngrößen kleiner als  $200 \mu$  s. WIESENDER 1953, S. 370) in dem flachen Schelfmeer nach Osten verfrachtet und gleichmäßig im Sedimentationsbecken verteilt, wodurch in mittleren Gebieten des Drauzuges Schwermineral-Mischspektren gebildet wurden. Nur geringe Mengen des

gröberklastischen Materials kamen bis in den Bereich der Krappfeld-Trias, deren „Aflenzer“ Fazies als küstenfern aufgefaßt werden kann. Der Festlandseinfluß der Profile nimmt im Drauzug kontinuierlich von Westen nach Osten ab. Da in den südlichsten Profilen der Gailtaler Alpen und der Nordkarawanken die Korngrößen und der Granatgehalt der Sandsteine wieder ansteigen, mag hier eine weitere radiale Einschüttung aus südlichen Richtungen in das Becken erfolgt sein.

In Anlehnung an ein von HARSCH und SCHULER (HARSCH 1968, Tafel 23) ausgearbeitetes Modell der Strömungsverhältnisse im nordalpinen Ablagerungsraum wurde eine ähnliche Skizze für den Drauzug entworfen (s. Abb. 17); es wurden die gleichen Quotienten der stabilen Schwerminerale (Zirkon, Turmalin, Rutil) zu Granat (Stab/Gr) gebildet wie bei HARSCH (1968, S. 97). Die Abbildung stellt ein Modell des Schwermineral-Transportes zur Zeit der 1. klastischen Schüttung dar. Die aus den Mineral-Paragenesen ermittelten Strömungsverhältnisse werden durch die verschiedenen Faziesuntersuchungen unterstützt, die zum Großteil auf Tafel 7 dargestellt sind.

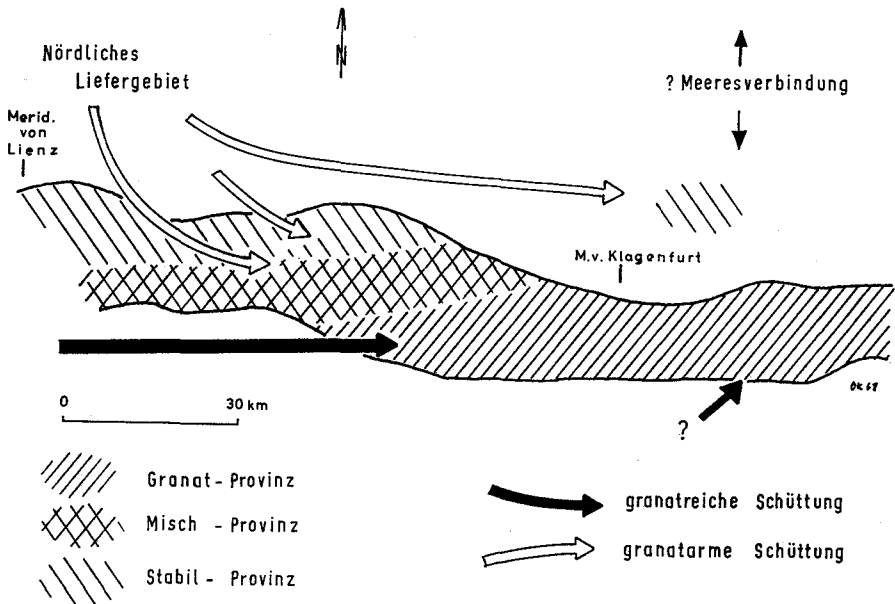


Abb. 17: Schwermineral-Provinzen und Modell des Schwermineral-Transportes von Raibler Sandsteinen des liegenden klastischen Horizontes im Drauzug. Die Intern-Tektonik des Drauzuges wurde entzerrt.

Abgrenzung der Provinzen:

Stab/Gr < 0.90	= Granatprovinz
Stab/Gr 0.91—1.70	= Mischprovinz
Stab/Gr > 1.71	= Stabilprovinz
Stabile Schwerminerale (Stab)	= Zirkon, Turmalin, Rutil

Die paläogeographische Lage der Abtragungsgebiete kann nur unter Berücksichtigung der Untersuchungsergebnisse der Raibler Schichten in den Nordalpen rekonstruiert werden. Sie wird daher erst im nächsten Abschnitt (S. 134 f.) behandelt.

Wenn man abschließend die wesentlichsten Ablagerungsbedingungen zusammenfaßt, die in dem flachen, warmen Schelfmeer des Drauzuges zur Zeit des Karn herrschten, so ergeben sich auffällige Unterschiede für die Sedimente der klastischen und der karbonatischen Horizonte:

Zur Zeit der klastischen Schüttungen war der Ablagerungsraum ständig ausreichend von Wasser bedeckt, die verstärkten Strömungen lieferten sauerstoffreiches Frischwasser und garantierten so gute Lebensbedingungen. Dagegen versiegte die ständige Versorgung mit marinem Frischwasser zur Zeit der Karbonatgesteins-Serien, da der Zugang zum offenen Meer zeitweise unterbrochen war. Es breiteten sich Schlickbänke aus, die von Algenmatten besiedelt wurden, sobald sie in den oberen Gezeitenbereich gelangten und periodisch trockenfielen. In abgeschnürten, wannenartigen Gebieten haben sich vermutlich sogar saline Eindampfungs-Lagunen gebildet, die aber stets wieder von gelegentlichen frischen Meerwasser-Einbrüchen heimgesucht wurden.

Das Wasser war also zur Zeit der Schieferhorizonte etwas tiefer als während der Bildung der Karbonatgesteins-Serien (s. Abb. 18). Die umkrusteten Komponenten, die im Hangenden und Liegenden der Schieferhorizonte angereichert sind, haben offenbar sowohl beim Beginn als auch beim Abflauen der klastischen Schüttungen als „Bathymeter“ den Übergang vom extremen Flachwasser zum Niedrigwasser mit ständiger Bedeckung markiert. Reifezustand und Größe der Bildungen weisen zu Beginn dieser Horizonte auf eine stärkere Strömungstätigkeit hin; die klastischen Schüttungen mögen sich wie die „Überflutung“ eines stagnierenden, abgeschnürten Lagunenbereiches ausgewirkt haben.

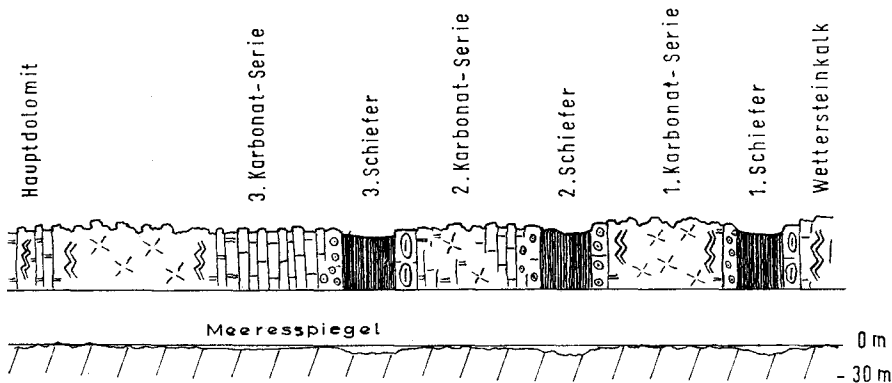


Abb. 18: Meeresspiegelschwankungen im Karn des Drauzuges. Schematische Skizze Signaturen des Normalprofils wie auf den Profiltafeln (Tafel 1—5).

Diese periodisch wechselnden Wassertiefen deuten ebenso wie die schon weiter oben (S. 130) angenommene höhere Sedimentationsrate der klastischen Horizonte auf eine etwas erhöhte geosynklinale Absenkungsgeschwindigkeit hin, während das plötzliche Auftreten terrigenen Schuttes gleichzeitig eine epirogenetische Hebung der umliegenden Festlands- und Schwellenzonen vermuten läßt. Während des Karns darf man also mit etwas verstärkten Krustenverstellungen rechnen.

So zeigt auch der mit Inseln durchsetzte, viel buntere Faziesraum der Südalpen, daß bisher unter dem Meeresspiegel gelogene Gebiete im Karn in den Abtragungsraum gerieten. In den Westkarpaten wird die karbonatische Flachwasser-Sedimentation der Trias sogar von einer „fyschähnlichen“ karnischen Fazies (Turbidite usw.) unterbrochen, die MARSCHALKO & PULEC (1968, S. 333, 342) ebenfalls mit einer verstärkten Absenkung des Sedimentationsgebietes, bei gleichzeitiger Hebung der umliegenden Liefergebiete, erklären.

### 3. Zur tektonischen Eingliederung des Drauzuges in den ostalpinen Geosynklinalraum

#### a) Beziehungen zum Sedimentationsraum der Südalpen

Bereits im Paläozoikum bildeten sich nach KAHLER (1953, S. 70) beiderseits der alpin-dinarischen Linie unterschiedliche Sedimente heraus. Die Faziesgegensätze zwischen dem Drauzug und den Südalpen machen sich außerdem im Permoskyth, Anis und Karn (s. Tafel 6) besonders stark bemerkbar.

V. MOJSISOVICS (1874, S. 86), TELLER (1887, S. 268), FRECH (1905, S. 393) und E. C. KRAUS (1951, S. 180 und Abb. 34) nehmen während des Karn einen trennenden Urgebirgsrücken an, der südlich des Drauzuges von Sillian bis in die Untersteiermark zog. Gegen diese Ansicht sprach sich bereits v. WÖHRMANN (1893, S. 221, 761) aus, der wegen der engen faunistischen Beziehungen einen normalen Faziesübergang zwischen Drauzug und Südalpen forderte. In neuerer Zeit rechnen vor allem CORNELIUS (1949, S. 241) und KAHLER (1953, S. 70) mit einem tektonisch relativ gering überprägten Fazieswechsel. Auch ANDERLE (1951, S. 233) hält die Faziesbeziehungen von Drauzug und Südalpen für verwandt, glaubt aber, daß die Gegensätze von tektonischen „Verschluckungen“ verstärkt worden seien. So waren die Faziesdifferenzen beiderseits der alpin-dinarischen Linie ein Hauptargument für die Annahme einer großen südalpinen „Narbenzone“ (KOBEL; E. C. KRAUS) oder für die Wurzelzone einer weit gegen Norden reichenden Überschiebungsbahn tektonischer Decken (STAUB; HERITSCHE).

In den Raibler Schichten wird der Faziesgegensatz zwischen Drauzug und Dinariden ganz besonders deutlich, vor allem, da die südalpinen karnischen Bildungen bereits unmittelbar südlich der alpin-dinarischen Linie frei von terrigenen Sedimenten sind (s. Tafel 6). Es folgen hier zunächst entweder Karbonatgesteine (Steiner Alpen, Sextener Dolomiten), Mergelkalke mit Hornsteinführung und tonigen Zwischenlagen (Südkarawanken) oder mächtige Mergelbildungen, wie in Raibl und Dogna. Terrigene Sedimente treten erst wieder weit im Süden (Ulrichsberg, Hochkarst) bzw. im Südwesten (Südtiroler Dolomiten) auf und haben gegenüber dem Drauzug eigene, vom Norden unabhängige Herkunftsgebiete. Gegen einen normalen Faziesübergang sprechen auch die Schwermineral-Analysen: Der Gehalt an relativ instabilen, wenig korrodierten Granaten nimmt im Südosten des Drauzuges auffällig zu. Die Annahme einer terrigenen Schüttung aus südlichen Richtungen wäre deshalb hier nicht abwegig. Bei dieser Annahme müssen heute aber große Gebiete zwischen Nord- und Südalpen tektonisch verschwunden sein.

Wie H. P. CORNELIUS (1949) zeigte, stehen der Möglichkeit, diese Faziesgegensätze mit Hilfe der Verschluckungstheorie AMPFERERS zu erklären, beträchtliche tektonische Schwierigkeiten entgegen (s. auch van BEMMELN & MEULENKAMP 1965, S. 254 f.; de JONG 1967, S. 105 f.). Vielleicht ließe sich diese Faziesverteilung daher mit der, allerdings noch hypothetischen, Vorstellung einer Reihe von niederländischen Autoren in Einklang bringen, welche die alpin-dinarische Linie für die Bewegungsbahn einer Lateralverschiebung größten Ausmaßes halten.

DIETZEL (1960), van HILTEN (1960), de BOER (1963) und GUICHERIT (1964) kommen auf Grund von tektonischen Untersuchungen und paläomagnetischen Messungen zu dem Schluß, daß der heutige südalpine Raum während des Karns und der Trias gegenüber Europa um etwa 4000 km relativ nach Westen verfrachtet worden sei („Tethys-Torsion“).

Van BEMMELN & MEULENKAMP (1965, S. 250) haben diese riesige Blattverschiebung ebenfalls für die faziellen Gegensätze von Nord- und Südalpen verantwortlich gemacht. Einige paläogeographische Argumente für diese Theorie lieferte de JONG (1967, S. 103 f.) an Hand einer Untersuchung des oberen Perm im alpin-dinarischen Grenzgebiet. Er nimmt allerdings nur Verschiebungsweiten von 100–200 km an, da er glaubt, der Betrag von 4000 km sei das Gesamtergebnis einer großen Anzahl kleinerer Parallelstörungen.

Für das Karn ergäbe sich eine weitere Möglichkeit, den südlichen Anschluß an die Drauzug-Fazies mit Hilfe von paläogeographischen und von sedimentpetrographischen Analysen zu suchen. Macht man die Seitenverschiebung gedanklich rückgängig, so würden die heute westlich gelegenen Gebiete (?Fortsetzung der Südtiroler Dolomiten) in der Höhe des Drauzuges liegen. Eine Stellungnahme zu dieser Frage ist auf Grund der in Tafel 6 dargestellten Faziesverhältnisse des südalpines Sedimentationsraumes jedoch nicht möglich.

#### b) Beziehungen zu den Sedimentationsräumen der Nord- und Zentralalpen

Bei einem Vergleich der Raibler Schichten im Drauzug und in den Nordalpen bestätigt sich die Faziesverwandtschaft beider Gebiete. Verblüffend enge Beziehungen sind dabei zwischen den Lienzer Dolomiten und dem meridional westlich davon gelegenen Südrand der Kloistertaler Alpen (westliche Lechtaler Alpen) erkennbar, wie aus einem Vergleich von Tafel 5 dieser Arbeit mit Tafel 6 (Profile 21, 60, 47/48) von HARSCH (1968) hervorgeht.

In beiden Gebieten sind drei klastische Horizonte ausgebildet. Die Mächtigkeit der Schieferzonen entspricht sich ebenso wie die Mächtigkeit bis zum Hangenden des 3. Schiefers (zwischen 90 und 120 m). Der 2. Schiefer führt glaukonitreiche Sandsteine. Im Hangenden des 3. Schiefers treten umkrustete Komponenten auf usw. Auch die Schwermineralführung mit geringen Granatwerten und hohem Turmalingehalt stimmt weitgehend überein (s. HARSCH 1968, Tafel 21).

Trotzdem spricht der Vergleich meiner Untersuchungsergebnisse mit der paläogeographischen Rekonstruktion des nordalpines Ablagerungsraumes, die JERZ (1966), SCHULER (1968), HARSCH (1968) durchgeführt haben (s. HARSCH 1968, Tafel 23) gegen einen unmittelbaren ehemaligen Zusammenhang der Nordalpen mit dem Drauzug. Die terrigenen Komponenten in den Raibler Schichten des Südrandes der Nordalpen müssen nämlich, außer aus dem Westen, aus südlicher Richtung bezogen werden. Meine Untersuchungen haben dagegen für den westlichen Drauzug eine Einschüttung aus nördlichen Richtungen nachgewiesen (s. Abb. 17).

Im einzelnen läßt sich anführen:

1. Der Festlandseinfluß nimmt in den südlichen Nordalpen nach Süden bzw. Südwesten (JERZ 1966, S. 84 f.; SCHULER 1968, S. 50; HARSCH 1968, S. 116) zu, im Drauzug dagegen nach Nordwesten (s. S. 131).

2. Im Drauzug wird die aus Norden kommende Schüttung durch Schrägschichtungsmessungen bestätigt. Sie geht außerdem aus allen faziellen und sedimentpetrographischen Untersuchungen hervor (s. Tafel 7).

3. Auf die von Süden kommende Schüttung im Südteil der Nordalpen weist auch die differenzierte Mineralzusammensetzung der Raibler Sandsteine hin (vgl. HARSCH 1968, Tafel 23). Im Süden der Nordalpen muß ein petrographisch recht lebhaft gegliedertes Liefergebiet angenommen werden.

4. Östlich der Klostertaler Alpen ist eine direkte Korrelation mit den Raibler Profilen des Drauzuges nicht mehr möglich. Gegen einen unmittelbaren Zusammenhang spricht schon die Fazieskonstanz der Raibler Schichten des Drauzuges in Ostwest-Richtung, die in den Nordalpen keine Parallele hat. In den Nordalpen wechseln außerdem die Mineralzonen rasch; sie lassen sich weiter im Osten nicht mehr mit den Schwermineralprovinzen des Drauzuges verknüpfen.

5. Die Raibler Schichten des Kalkalpen-Südrandes lassen sich nach JERZ (1966, S. 31 f.) mit den äußerst geringmächtigen Vorkommen südlich des Inn und der Kalkkögel verbinden, die keinerlei Beziehungen zur Drauzug-Fazies erkennen lassen. SCHULER (1968, S. 25) stellt Gemeinsamkeiten mit dem Karn der Radstädter Tauern fest, und HARSCH (1968, S. 122) findet Analogien zwischen dem westlichen Kalkalpen-Südrand und dem „Mittelostalpin“ Graubündens.

6. Auf Grund der entgegengesetzten Fazies-, Gradienten“ kann der Drauzug auch nicht an einer anderen Stelle innerhalb des nordalpinen Sedimentationsraumes, so etwa zwischen dem südlichen Ausstrich der Inntal-Einheit und der Trias südlich des Inns, beheimatet werden.

7. Auch die Argumente TOLLMANN'S (1963, 1965), der für die Nordalpen und den Drauzug einen gemeinsamen Ablagerungsraum annimmt und dies unter anderem damit zu begründen versuchte, daß in beiden heute getrennten Gebieten der gleiche Faziesübergang von einem westlichen Hauptdolomit-Bereich in einen östlichen Dachsteinkalk-Bereich vor sich geht, sind m. E. nicht zwingend; denn die fraglichen Vorkommen von Dachsteinkalk in den Nordkarawanken und im Dobratsch-Gebiet sind in das Ladin einzustufen (s. S. 90), entsprechen also nicht dem Dachsteinkalk, sondern dem Wettersteinkalk.

Ein ursprünglicher direkter Zusammenhang der triadischen Bildungsräume von Nordalpen und Drauzug, der sich seit TERMIER (1903) aus den Vorstellungen über den alpinen Überschiebungsbau ergibt, erscheint deshalb unwahrscheinlich. Vielmehr sind die Gesteine des Drauzuges als Bildungen eines eigenständigen Teiltröges der ostalpinen Geosynklinale zu betrachten. Eine Schwellenzone, die man sich als girlandenförmige Inselkette vorstellen kann, trennte ihn von dem nordalpinen Sedimentationsraum. Sie verschwindet offenbar nach Osten, wo eine breite Meeresverbindung zwischen beiden Gebieten über die Krappfeld-Trias, das Stangalm-Mesozoikum, die Radstädter Tauern und den Aflenzer Bereich denkbar ist (s. S. 97 und Abb. 17). Im Westen vereinigt sich die Schwellenzone vermutlich mit einem größeren Festlandsgebiet, welches die gemeinsame westliche Begrenzung der Sedimentbecken der Nördlichen Kalkalpen und des Drauzuges darstellt. Beide Teiltröge scheinen bei zunehmender Annäherung an dieses Gebiet ihren Geosynklinal-Charakter immer mehr zu verlieren. Diese Erscheinung tritt aber nicht auf der gleichen meridionalen Länge auf, sondern in den Nordalpen erst weiter im Westen als im Drauzug. Das Sedimentbecken des Drauzuges reichte deshalb vermutlich nicht so weit nach Westen wie dasjenige der Nordalpen.

Die eingangs gestellte Frage nach den Ursachen der Faziesverwandtschaft von Drauzug und Nordalpen muß also nicht mit einem ursprünglichen direkten Zusammenhang beider Gebiete beantwortet werden. Auch in eigenständigen Teiltrögen können sehr ähnliche Bildungsbedingungen herrschen, die zur gleichen fazialen Ausbildung der Profile führen. Dies war zur Zeit des Karns in der Ostalpen-Geosynklinale nach meinen Arbeitsergebnissen der Fall.



Auf eine ähnliche Parallelentwicklung des Karns der Südtiroler Dolomiten und des germanischen Keupers wurde bereits auf S. 99 hingewiesen. Auch einige Vorkommen der nordalpinen Raibler Schichten zeigen, daß eine gleichartige Profilentwicklung von gleichen Bildungsbedingungen abhängt, die aber nicht an den gleichen Bildungsraum gebunden sein muß. Die Profile der Vilser Alpen lassen beispielsweise nach JERZ (1966, S. 22) eine Reihe von auffälligen Gemeinsamkeiten mit der Fazies der Heiterwand und des Wettersteingebirges erkennen, ohne daß die beiden Gebiete in ursprünglichem Zusammenhang waren. Sie waren im Ladin durch eine — zwischen dem Heiterwand-Wettersteingebirge und den Vilser Alpen durchziehende — Beckenfazies getrennt, die eine eigenständige Raibler Entwicklung trägt (vgl. JERZ 1966, Abb. 30; O. KRAUS & SCHMIDT-THOMÉ 1967, Abb. 3).

Die paläogeographische Lage des Abtragungsgebietes zwischen den Nordalpen und dem Drauzug ist schwierig erfaßbar. HARSCH (1968, S. 126) stellt inselförmige Liefergebiete im Sedimentationsraum des zentralalpinen Mesozoikums zur Diskussion. Bei dieser Annahme wären die Ablagerungsräume der Drauzug-Gesteine und der Nordalpen nicht allzuweit voneinander getrennt. Auch die über den Aflenzer Bereich zum östlichen Drauzug reichende Faziesverbindung wäre damit in Einklang zu bringen. Diese Deutung scheint mir daher für die Paläogeographie des ostalpinen Karns nach den bisherigen Kenntnissen am plausibelsten zu sein. Eine Untersuchung der zentralalpinen Triasablagerungen könnte hiezu weitere Hinweise liefern.

Es sei darauf hingewiesen, daß diese Vorstellung, der bisher nur der Rang einer Arbeitshypothese zukommt, im Widerspruch zu dem Konzept des großtektonischen Aufbaues der Ostalpen von TOLLMANN 1963 steht. Nach ihm setzte sich der Tethysraum der Ostalpen aus 3 Einzelbecken zusammen, die von Norden nach Süden die Gesteine des Unter-, Mittel- und Oberostalpins aufnahmen. Bei der alpinen Gebirgsbildung hat sich diese Reihenfolge umgekehrt: die oberostalpinen Decken der Nördlichen Kalkalpen liegen heute am weitesten im Norden, gefolgt vom Mittel- und Unterostalpin und nur der Drauzug hat nach dieser Vorstellung seine Lage an der Grenze vom südalpinen zum nordalpinen Faziesbereich beibehalten. Unsere Untersuchungsergebnisse sprechen jedoch dafür, daß die heute zu beobachtende Abfolge der tektonischen Einheiten in etwa der ursprünglichen Anordnung im Sedimentationsraum entspricht, an der sich während der Gebirgsbildung nichts Wesentliches geändert hat. Unberührt davon bleibt die Frage, ob sich die Ostalpen als Ganzes deckenförmig über die penninischen Gesteine der Hohen Tauern geschoben haben.

Falls man jedoch wie E. C. KRAUS 1951 und WUNDERLICH 1966 annimmt, daß der Ablagerungsraum der nördlichen Kalkalpen dem Tauerntrog bereits ursprünglich im Norden vorgelagert war, kämen auch Abtragungsgebiete im Bereich der heutigen Hohen Tauern als Schuttlieferanten für die Raibler Sandsteine in Betracht. Diese Annahme ist allerdings umstritten und mit der heute von den meisten Bearbeitern akzeptierten Vorstellung eines Penninikum-Fensters nicht vereinbar (vgl. SCHMIDT-THOMÉ 1964, S. 293). Eine Stellungnahme dazu ist ohne eine sedimentologische Untersuchung des zentralalpinen Karns nicht möglich.

## G. Literaturverzeichnis

### I. Regionale Literatur

- ANDERLE, N.: Zur Schichtfolge und Tektonik des Dobratsch und seine Beziehung zur alpin-dinarischen Grenze. — *Jb. Geol. B. A. Wien*, 94/1, S. 195—236, Wien 1951.
- ANDERLE, N., BECK-MANNAGETTA, P., STOWASSER, H., THURNER, A. & E. ZIRKL: Muran—Gurktal—Villach (Altkristallin, Paläozoikum, Mesozoikum); Exkursion III/5 des geologischen Führers zu Exkursionen durch die Ostalpen. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 57/1, S. 291—330, Wien 1964.
- ANGER, H.: Zur Geologie der Gailtaler Alpen zwischen Gailbergsattel und Jauken (Kärnten; mit einem Beitrag von W. KLAUS, Wien. — *Sitzber. Österr. Akad. Wiss., meth.-naturw. Kl. J*, 174. Bd., 3. und 4. H., S. 79—84, Wien 1965.
- ANGERMEIER, H. O., PÖSCHL, A. & H. J. SCHNEIDER: Die Gliederung der Raibler Schichten und die Ausbildung ihrer Liegendgrenze in der „Tirolischen Einheit“ der östlichen Chiemgauer Alpen. — *Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.*, 3, S. 83—105, München 1963.
- v. ARTHABER, G.: Die alpine Trias des Mediterran-Gebietes. — In: *Lethea geognostica*. II/3, S. 223—391, Stuttgart 1906.
- BARNABA, P. F.: Interpretazione della serie sedimentaria (Trias medio superiore) del Vinadia in Carnia. — *Boll. Soc. Geol. It.*, 74, S. 158—182, Rom 1955.
- BAUER, F.: Bericht 1965 über die Aufnahmen in der Hohen Petzen, Blatt Völkermarkt. — *Verh. Geol. B. A. Wien*, 1965, H. 3, S. A 14—16, Wien 1965.
- BECK, H.: Aufnahmsbericht über Blatt Hüttenberg-Eberstein. — *Verh. Geol. B. A. Wien*, 1927, S. 31—36; 1929, S. 30—33, Wien.
- : Aufnahmsbericht über Blatt Mölltal. — *Verh. Geol. B. A. Wien* 1938, S. 39—42, Wien 1938.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Zur Kenntnis der Trias der Griffener Berge. — In: KÜPPER, H., EXNER, Ch. & H. GRUBINGER: *Skizzen zum Antlitz der Erde (KOBEL-Festschrift)*, S. 131—147, Wien 1953.
- : Der Bau der östlichen St. Pauler Berge. — *Jb. Geol. B. A. Wien*, 98, S. 67—92, Wien 1955.
- van BEMMELEN, R. W.: Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). — *Jb. Geol. B. A. Wien*, 100, S. 179—212, Wien 1957.
- : Beitrag zur Geologie der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich) (Zweiter Teil). Die zentralen Gailtaler Alpen. — *Jb. Geol. B. A. Wien*, 104, S. 213—237, Wien 1961.
- : The structural evolution of the Southern Alps. — *Geologie en Mijnbouw*, 45, Nr. 12, 1966, S. 405—444, 1966.
- van BEMMELEN, R. W. & J. E. MEULENKAMP: Beiträge zur Geologie des Drauzuges (Kärnten, Österreich). (Dritter Teil). Die Lienzer Dolomiten und ihre geodynamische Bedeutung für die Ostalpen. — *Jb. Geol. B. A. Wien*, 108, S. 213—268, Wien 1965.
- v. BENESCH, F.: Die mesozoischen Inseln am Poßruck (Mittelsteiermark). — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 7, S. 173—194, Wien 1914.
- BERCE, B.: Die Trias-Entwicklung im westlichen Slowenien (Slowenisch). — Reprinted from Report of the Fifth Meeting of the Geologists of F. P. R. of Jugoslavia. 1962.
- BITTNER, A.: Zur Stellung der Raibler Schichten. — *Verh. Geol. R. A. Wien* 1885, S. 59—70, Wien 1885.
- : Die Trias von Eberstein und Pölling in Kärnten. — *Jb. Geol. R. A. Wien*, 39, S. 483—488, Wien 1889.
- de BOER, J.: The geology of the Vicentinian Alps (NE-Italy), with special reference to their paleomagnetic history. — *Geol. Ultraiectina*, 11, 178 S., Utrecht 1963.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — *Verh. Geol. B. A. Wien*, Sh. G, S. 11—35, Wien 1965. — *Ztschr. deutsch. geol. Ges.* 1964, 116, 2. T., S. 267—291, Hannover 1965.
- di COLBERTALDO, D.: Il Giacimento Piombo Zincifero di Raibl in Friuli (Italia). — *Rep. of the Internat. Geol. Congr. London*, XVIII. Sess., 149 S., London 1948.

- di COLBERTALDO, D. & H. SCHNEIDERHÖHN: Die Blei-Zinkerzlagerstätte von Raibl. — N. Jb. Min., Mh., 1958, S. 217—224, Stuttgart 1958.
- CORNELIUS, H. P.: Gibt es eine alpin-dinarische Grenze? — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 36—38, S. 231—244, Wien 1949.
- CORNELIUS, H. P. & M. FURLANI-CORNELIUS: Zur Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten. — Ber. Reichsamt Bodenf. 1943, S. 1—6, Wien 1943.
- CORNELIUS-FURLANI, M.: Zur Kenntnis der Lienzer Dolomiten und deren Stellung in der ostalpinen Wurzelzone. — Verh. Schweiz. Naturf. Ges. Bern, S. 138—140, Bern 1952.
- : Beiträge zur Kenntnis der Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten (I und II). — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, 162. Bd., 4. H., S. 279—294, und 164. Bd., 3. H., S. 131—144, Wien 1953 und 1955.
- : Gedanken zur tektonischen Stellung der Lienzer Dolomiten in Osttirol (Österreich). — Abh. deutsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau usw., 1960 (E. KRAUS-Festschrift), S. 36—39, Berlin 1960.
- DAL PIAZ, G.: Carta Geologica delle Tre Venezie. Blatt: Piave di Cadore 1 : 100.000. — Firenze 1940.
- DEECKE, W.: Beiträge zur Kenntnis der Raibler Schichten in den Lombardischen Alpen. — N. Jb. Min. usw., III. Beil.-Bd., S. 429—521, Stuttgart 1885.
- DIENER, C.: Ein Beitrag zur Geologie des Centralstockes der julischen Alpen. — Jb. Geol. R. A. Wien, 34, S. 659—705, Wien 1884.
- DIETZEL, G. F. L.: Geology and permian paleomagnetism of the Merano Region (Province of Bolzano, N. Italy). — Geol. Ultraiectina, 4, 58 S., Utrecht 1960.
- DREGER, J.: Geologischer Bau der Umgebung von Griffen und St. Paul in Kärnten (Spuren der permischen Eiszeit). — Verh. Geol. R. A. Wien, 1907, S. 87—98, Wien 1907.
- EMMRICH: Notiz über den Alpenkalk der Lienzer Gegend. — Jb. Geol. R. A. Wien, 6, S. 444—450, Wien 1856.
- FOETTERLE, F.: Mitteilung über die Lagerungsverhältnisse der Steinkohlen- und der Triasgebilde im südwestlichen Teile von Kärnten. Sitzber. vom 15. April 1856. — Jb. k. k. Geol. R. A. Wien, 7, S. 372—373, Wien 1856.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — Jb. Geol. B. A. Wien, 101, S. 323—472, Wien 1958.
- FRASL, G. & W. FRANK: Exkursionen I/2 Mittlere Hohe Tauern (Epi- bis mesozonales Kristallin aus Altkristallin bis Mesozoikum. Petrogenese, Seriengliederung und Tektonik). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 1964, H. 1 S. 17—31, Wien 1964.
- : Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg. — Der Aufschluß, S. H. 15 „Zur Mineralogie und Geologie des Landes Salzburg und der Tauern“, S. 30—58, Heidelberg 1966.
- FRECH, F.: Über Bau und Entstehung der karnischen Alpen. — Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1887, S. 739 f., Berlin 1888.
- : Die Trias der Zentralalpen und der Lombardoi. — Aus *Lethea geognostica* II/Bd. 1, Kap. V, S. 391—415, Stuttgart 1905.
- FRIEDRICH, O. M.: Radnig, eine sedimentäre Blei-Zinklagerstätte in den südlichen Kalkalpen. — Archiv f. Lagerstättenforschung in den Ostalpen, herausgegeben von O. M. FRIEDRICH, 2. Bd. 1964, S. 121—164, Leoben 1964.
- FRI TSCH, W.: Ein Porphyrituff aus der Trias des Krappfeldes. — *Carinthia* II, 1963, S. 69—72, Klagenfurt 1963.
- FURLANI, M.: Der Drauzug im Hochpustertal. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 5, S. 252—271, Wien 1912.
- : Studien über die Triaszonon im Hochpustertal, Eisack- und Pensertal in Tirol. — Denkschr. Akad. Wiss., Wien, math.-naturw. Kl., 97, S. 33—54, Wien 1921.

- GAAL, G.: Geologie des Roßkogelgebietes WMürzzuschlag.—Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 16, 1965, S. 105—148, Wien 1966.
- GALLENSTEIN, H.: Eine interessante Brachiopodengesellschaft in den Raibler Schichten Mittelkärntens. — Carinthia II, 1912, S. 176—181, Klagenfurt 1912.
- : Ein örtliches Vorkommen von Foraminiferen in den Carditaschichten Mittelkärntens. — Carinthia II, 1915, S. 25—27, Klagenfurt 1912.
- : Neue Fossilfunde aus den Carditaschichten nordöstlich von Launsdorf. — Carinthia II, 1917, S. 7—11, Klagenfurt 1917.
- : Ein neuer Fund von Foraminiferen und die Brachiopoden Thecospirella Loczy BITTN. und Thecocyrthella ampezoana BITTN. in den Carditaschichten Mittelkärntens. — Carinthia II, 1918, S. 50—53, Klagenfurt 1918.
- : Aus Kärntens Carditaschichten. — Carinthia II, 1921, S. 1—8, Klagenfurt 1921.
- GERMOVSEK, Cr.: Razvoj Mezozoika v. Sloveniji (Die Entwicklung des Mesozoikums in Slovenien). — In slovenischer Sprache. — 1st Geological Congress of FNR Jugoslavia, Ljubljana 1956.
- GEYER, G.: Aus der Gegend von Pontafel. — Verh. k. k. Geol. R. A. Wien, 1896, S. 313—317, Wien 1896.
- : Zur Stratigraphie der Gailtaler Alpen in Kärnten. — Verh. k. k. Geol. R. A. Wien, 1897, S. 114—127, Wien 1897 a.
- : Über die geologischen Verhältnisse im Pontafeler Abschnitt der karnischen Alpen. — Jb. k. k. Geol. R. A. Wien, 46, S. 127—233, Wien 1897 b.
- : Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Gailtaler Alpen. — Jb. k. k. Geol. R. A. Wien, 47, S. 295—364, Wien 1898.
- : Über die geologischen Aufnahmen im Westabschnitt der karnischen Alpen. — Verh. Geol. R. A. Wien, 1899, S. 89—117, Wien 1899.
- : Zur Kenntnis der Triasbildungen von Sappada, San Stefano und Auronzo in Cadore. — Verh. Geol. R. A. Wien, 1900, S. 119—141, Wien 1900.
- : Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 75.000, SW-Gruppe Nr. 71, Oberdrauburg — Mauthen. — Wien 1901 a.
- : Geologische Aufnahmen im Weißenbachtale, Kreuzengraben und in der Spitzegelkette (Oberkärnten). — Verh. Geol. R. A. Wien, 1901, S. 113—139, Wien 1901 b.
- : Zur Tektonik des Bleiberger Thales in Kärnten. — Verh. Geol. R. A. Wien, 1901, S. 338—359, Wien 1901 c.
- : Erläuterungen zur Geologischen Karte von Österreich SW-Gruppe Nr. 70, Blatt Sillian und St. Stefano del Comelico. — 50 S., Wien 1902.
- : Zur Geologie der Lienzer Dolomiten. — Verh. Geol. R. A. Wien, 1903, S. 165—196, Wien 1903.
- GORTANI, M. & A. DESIO: Note Illustrativa della Carta geologica delle Tre Venezie. — Foglio Pontebba. 86 S., Padua 1927.
- GRANIGG, B. & J. H. KORITSCHONER: Die geologischen Verhältnisse des Bergbauggebietes von Miß in Kärnten. — Ztschr. prakt. Geol., 22. Jg., 1914, H. 4/5, S. 171—193, Berlin 1914.
- GÜMBEL, C. W.: Foraminiferen in den Cassianer und Raibler Schichten. — Verh. k. k. Geol. R. A. Wien, 1868, S. 275—276, Wien 1868.
- GUICHERIT, R.: Gravity tectonics, gravity field, and paleomagnetism in NE-Italy (With special reference to the Carnian Alps, north of the Val Fella—Val Canale area between Paularo and Tarvisio—Province of Udine). — Geologica Ultraiectina, Nr. 14, 125 S., Utrecht 1964.
- HARSCH, W.: Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten der nördlichen Kalkalpen zwischen Fernpaß und Rhein sowie verschiedener Vorkommen in Graubünden. — Diss. Techn. Hochschule München 1968.

- v. HAUER, F.: Canavals Mitteilung über den bleierzführenden Kalkstein und Muschel-  
marmor in Kärnten. — Verh. Geol. R. A. Wien, 1854, S. 212, Wien 1854.
- : Allgemeiner Bericht über die geologischen Arbeiten der Sektion IV der K. K. Geolo-  
gischen Reichsanstalt im Sommer 1855. — Jb. Geol. R. A. Wien, 6, S. 741—749,  
Wien 1855.
- : Geologische Übersichtskarte der österreichischen Monarchie. — Jb. k. k. Geol. R. A.  
Wien, 22, S. 149—228, Wien 1872.
- HAHN, L.: Zur Stratigraphie, Struktur und Stellung des Drauzuges (Lienzer Dolomiten.  
westliche und zentrale Gailtaler Alpen). — Diss. Univ. Erlangen 1966.
- HARADA, T.: Ein Beitrag zur Geologie des Comelico und der westlichen Carnia. — Jb  
K. K. Geol. R. A. Wien, 73, S. 151—189, Wien 1883.
- HERITSCH, F.: Die Karnischen Alpen. — Herausgegeben vom Geol. Inst. der Univ. Graz  
1936.
- HERITSCH, F. & O. KÜHN: Die Südalpen. — In F. X. SCHAFER: Geologie von Österreich  
S. 233—301, Wien 1951.
- HERITSCH, F. & F. SEIDL: Das Erdbeben von Rann a. d. Save vom 29. 1. 1917. — Mitt. d.  
Erdbebenkomm. d. Akad. Wiss. Wien, 1919, math.-naturw. Kl., S. 1—156, Wien 1919,
- van HILTEN, D.: Geology and permian paleomagnetism of the Valdi-Non area (W. Dolo-  
mites, N-Italy). — Geol. Ultraiectina, 5, 95 S., Utrecht 1960.
- HOLDHAUS, K.: Über den geologischen Bau des Königsstuhlgebietes in Kärnten. — Mitt.  
Geol. Ges. Wien, 14, 1921, S. 85—103, Wien 1922.
- : Neue Untersuchungen über den geologischen Bau des Königsstuhlgebietes in Kärnten.  
— Mitt. Geol. Ges. Wien, 25, 1932, S. 177—194, Wien 1933.
- HOLLER, H.: Die Stratigraphie der karnischen und norischen Stufe in den östlichen Gail-  
taler Alpen. — Berg-Hüttenmänn. Abh., 96, S. 69—75, Wien 1951.
- : Der Blei- und Zinkerzbergbau Bleiberg, seine Entwicklung, Geologie und Tektonik. —  
Carinthia II, 63, H. 1, S. 35—46, Klagenfurt 1953.
- : Zur Stratigraphie des Ladin im östlichen Drauzug und in den Nordkarawanken. —  
Carinthia II, 70, H. 2, S. 63—75, Klagenfurt 1960.
- HOLZER, H.: Bericht 1962 über Aufnahmen im Raume von Ebriach (Bl. 212). — Verh.  
Geol. B. A. Wien, 1963, H. 3, S. A 26—27, Wien 1963.
- : Bericht 1963 über Aufnahmen im Gebiet von Eisenkappel (Blatt 212 und 213). —  
Verh. Geol. B. A. Wien, 1964, H. 3, S. A 25, Wien 1964.
- : Bericht 1964 über Aufnahmen im Gebiet von Eisenkappel (Blatt 212 und 203). —  
Verh. Geol. B. A. Wien, 1965, H. 3, S. A 30—31, Wien 1965.
- HOTTINGER, A.: Über geologische Untersuchungen in den zentralen Hohen Tauern. —  
Eclog. geol. Helv., 24, S. 167—190, Basel 1931.
- van HOUTEN, L.: Geologie des Pelmo-Gebietes in den Dolomiten von Cadore. —  
Jb. Geol. R. A. Wien, 80, S. 147—227, Wien 1930.
- v. HUENE, F.: Shastasaurus-Reste in der alpinen Trias. — Zbl. f. Min. usw., Jb. 1925,  
Abt. B. 13, S. 412—417, Stuttgart 1925.
- HUMMEL, K.: Zur Stratigraphie und Faziesentwicklung der südalpinen Mitteltrias. —  
N. Jb. Min. usw., Beil. Bd. 68 B, S. 403—462, Stuttgart 1932.
- JACOBSSHAGEN, V.: Zur Gliederung der mediterranen Trias. I. Die Grenze Ladin/Karn. —  
N. Jb. Geol. Paläont., M. H. 1961, 9, S. 477—483, Stuttgart 1961.
- JERZ, H.: Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeog-  
raphie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). —  
Diss. Techn. Hochschule München 1964.
- : Zur Paläogeographie der Raibler Schichten in den westlichen Nordalpen. — Verh.  
Geol. B. A. Wien, SH. G, S. 171—183, Wien 1965. Ztschr. deutsch. geol. Ges. 1964,  
116, H. 2, S. 427—439, Hannover 1965.
- : Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der  
Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). — Geologica Bavarica  
56, S. 3—102, München 1966.
- de JONG, K. A.: Paläogeographie des ostalpinen Raumes, Paläomagnetismus und Seiten-  
verschiebungen. — Geol. Rundsch. 56, 1, S. 103—115, Stuttgart 1967.

- KAHLER, F.: Der Nordrand der Karawanken zwischen Rosenbach und Ferlach. — *Carinthia* II, 45, S. 1—12, Klagenfurt 1935.
- : Über den Verlauf der periadriatischen Naht östlich von Villach. — *Anz. Akad. Wiss.*, 18, S. 1—4, Wien 1936.
- : Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. — *Carinthia* II, SH. 16, S. 1—78, Klagenfurt 1953.
- KAVARY, E.: A palynological study of the subdivision of the Cardita Shales (Upper Triassic) of Bleiberg, Austria. — *Verh. Geol. B. A. Wien*, 1966, S. 178—189, Wien 1966.
- KIRCHNER, J.: Die Geologie der westlichen Lienzer Dolomiten. — *Diss. Univ. Innsbruck* 1964.
- KLAUS, W.: Sporen der karnischen Stufe der ostalpinen Trias. — *Jb. Geol. B. A. Wien Sonderband 5*, S. 107—184, Wien 1960.
- v. KLEBELSBERG, R.: Geologischer Führer durch die Südtiroler Dolomiten. — *Samml. geol. Führer*, herausgeg. v. E. KRENKEL, Bd. 33, Berlin 1928.
- : Die Lienzer Dolomiten, Bau und Bild. — *Lienzer Buch (Schlern-Schriften 98)*, S. 273—287, Innsbruck 1952.
- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. — 280 S., Berlin 1923.
- : Der geologische Aufbau Österreichs. — 204 S., Wien 1938.
- : Bau und Entstehung der Alpen. — 379 S., Wien 1955.
- KOKEN, E.: Beiträge zur Kenntnis der Schichten von Heiligenkreuz. — *Abh. Geol. R. A. Wien*, 16, 1900, S. 1—43, Wien 1910.
- KOSSMAT, F.: Die Triasbildungen der Umgebung von Idria und Gereuth. — *Verh. Geol. R. A. Wien*, 1898, S. 86—104, Wien 1898.
- : Das Gebirge zwischen Idria und Tribusa. — *Verh. Geol. R. A. Wien*, 1900, S. 65—78, Wien 1910.
- : Lagerungsverhältnisse der kohlenführenden Raibler Schichten von Oberlaibach. — *Verh. Geol. R. A. Wien*, 1902, S. 150—162, Wien 1902.
- : Der küstenländische Hochkarst und seine tektonische Stellung. — *Verh. Geol. R. A. Wien*, 1909, S. 85—129, Wien 1909.
- : Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 75.000 Bischoflack und Idria. — *Verlag d. Geol. R. A. Wien*, 91 S., Wien 1910.
- KOSTELKA, L.: Windisch-Bleiberg. — *Carinthia* II, 70, S. 75—84, Klagenfurt 1960.
- : Eine genetische Gliederung der Blei-Zink-Vererzung südlich der Drau. — *Carinthia* II, 75, 1965, S. 29—38, Klagenfurt 1965.
- KRAUS, E. C.: Baugeschichte der Alpen. I. Teil, 552 S., Berlin 1951.
- KRAUS, O. & P. SCHMIDT-THOMÉ: Faziesverteilung in der alpinen Trias des Heiterwand-Gebietes (östliche Lechtaler Alpen, Tirol). — *N. Jb. Geol. Paläontol., Mh.*, 1967, 2, S. 117—127, Stuttgart 1967.
- KRAUS O. & E. OTT: Eine ladinische Riff-Fauna im Dobratsch-Gipfelkalk (Kärnten, Österreich) und Bemerkungen zum Faziesvergleich von Nordalpen und Drauzug. — *Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.* 8, S. 263—290, München 1968
- KÜBLER, H. & W. E. MÜLLER: Die Geologie des Brenner Mesozoikums zwischen Stubai und Pferschtal (Tirol). — *Jb. Geol. B. A. Wien*, 105, S. 173—242, Wien 1962.
- KUEHN, O.: *Lexique stratigraphique international*, Vol. I, Europe, Fasc. 8, Autriche. — Paris 1962.
- LASSEN, C. J.: Geologie der Gailtaler Alpen zwischen Jauken und Reißkofel. — *Diss. Innsbruck* 1964.
- LEONARDI, P.: Il Gruppo dello Sciliar — E le Scogliere coralligene dolomitiche (Schlern-Massiv). — *Annali dell'Università di Ferrara (Nuova Serie)*, Sez. IX, S. 1—82, Ferrara 1962.
- LIPOLD, M. V.: Erläuterungen geologischer Durchschnitte aus dem östlichen Kärnten. — *Jb. k. k. Geol. R. A. Wien*, 7, S. 332—345, Wien 1856.
- : Vorkommen von Bleierzten im südöstlichen Theile Kärntens. — *Jb. k. k. Geol. R. A. Wien*, 1856, 7, S. 369—371, Wien 1856.

- LIPOLD, M. V.: Bericht über die geologische Aufnahme in Unterkrain. — Jb. k. k. Geol. R. A. Wien, 9, 1858, S. 257—276, Wien 1858.
- LOBETZ, H.: Das Tirol-Venetianische Grenzgebiet der Gegend von Ampezzo. — Ztschr. deutsch. geol. Ges., 26, 1874, S. 377—521, Berlin 1874.
- MARSCHALCO, W. & M. PULEC: Sedimentology of the Lunz beds. — Geol. sborn. Slov. Akad. vied. XVIII, 2, 1967; S. 331—344, Bratislava 1968.
- MEDWENITSCH, W. & W. SCHLAGER; mit Beiträgen von Ch. EXNER: Ostalpenübersichtsexkursion. Exkursion I/5 des Geologischen Führers zu Exkursionen durch die Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, H. 1, S. 57—106, Wien 1964.
- v. MOJSISOVICS, E.: Das Gebirge südlich bei Lienz (Tirol). — Verh. k. k. Geol. R. A. Wien, 1873, S. 235 f., Wien 1873.
- : Faunengebiete und Faziesgebilde der Triasperiode in den Ostalpen. — Jb. k. k. Geol. R. A. Wien, 24, S. 81—134, Wien 1874.
- : Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. — Abh. k. k. Geol. R. A. Wien, 10, S. 170—228, Wien 1882.
- v. MOJSISOVICS, E., WAGEN, W. & C. DIENER: Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias-Systems. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 104, S. 1—32, Wien 1895.
- NÖTH, L.: Geologie des mittleren Cordevolegebietes zwischen Vallazza und Cencenighe (Dolomiten). — Jb. Geol. B. A. Wien, 79, S. 129—202, Wien 1929.
- OGILVIE-GORDON, M. M.: Das Grödener-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. — Abh. Geol. B. A. Wien, 24, H. 1, 376 S., Wien 1927.
- : Geologie von Cortina d'Ampezzo und Cadore. — Jb. Geol. B. A. Wien, 1934, S. 59—215, Wien 1934.
- PENECKE, K. A.: Aus der Trias von Kärnten. — Verh. k. k. Geol. R. A. Wien, 1884, S. 382—384, Wien 1884.
- PETERS, K.: Bericht über die geologische Aufnahme in Kärnten, Krain und dem Görzer Gebiete im Jahre 1855. 1. Die Karawankenkette. — Jb. k. k. Geol. R. A. Wien, 6, S. 508—580, Wien 1855.
- : Bericht über die geologische Aufnahme in Kärnten, Krain und dem Görzer Gebiete im Jahre 1856. 2. Die Umgebung von Deutsch-Bleiberg in Kärnten. — Jb. k. k. Geol. R. A. Wien, 7, S. 67—90, Wien 1856.
- v. PLA, J.: Grundsätzliches zum Vergleich germanischer und alpiner Trias. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 23, S. 160—163, Wien 1930.
- : Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol. 248 S., Wien 1937.
- PILGER, A. & R. SCHÖNENBERG: Der erste Fund mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaler Alpen (Kärnten). — Ztschr. deutsch. geol. Ges., 110, S. 205—215, Hannover 1958.
- PIRONA, G. A.: Schizzo geologico della provincia di Udine. — Boll. R. Com. Geol., 8, S. 114—137, Roma 1877.
- PREY, S.: Bericht 1954 über geologische Untersuchungen im Gebiete des Ferlacher Horns (Karawanken, Kärnten). — Verh. Geol. B. A. Wien, 1955, S. 61—63, Wien 1955.
- : Bericht 1956 über geologische Aufnahmen in den Karawanken bei Ferlach. — Verh. Geol. B. A. Wien, 1957, S. 58—59, Wien 1957.
- PREY, S. & F. KAHLER: Beitrag zu einem Karawankenprofil. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, 1957, S. 271—292, Wien 1958.
- REDLICH, K.: Die Geologie des Görttschitz- und Gurktales. — Jb. Geol. R. A. Wien, 55, S. 324—348, Wien 1905.
- v. ROSTHORN, F.: Mitteilungen an Geheimrat v. Leonhard gerichtet. — N. Jb. Min. usw., 1855, S. 806—807, Stuttgart 1855.
- v. ROSTHORN, F. & J. L. CANAVAL: Beiträge zur Mineralogie und Geognosie von Kärnten. — Jahrb. naturhist. Landesmus. Kärnten, 2, S. 113—176, Klagenfurt 1853.
- SCHAFFER, F. X.: Geologie von Österreich. — 810 S., Wien 1951.
- SCHIEBER, H.: Geologie der Jauernik-Gruppe (Karawanken, Kärnten). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 17, S. 169—196, Wien 1967.

- SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Geologie und geochemische Verteilung von Blei und Zink in den östlichen Gailtaler Alpen (Graslitzten — Kobesnock), Kärnten — Österreich. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 17, 1966, S. 51—72, Wien 1967.
- SCHLAGER, W.: Zur Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 13, 1962, S. 41—121, Wien 1963.
- SCHMIDT-THOMÉ, P.: Der Alpenraum. — In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500.000, S. 245—293, München 1964.
- SCHRIEL, W.: Die Tektonik des Rubländer Erzgebietes in Kärnten. — Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. 1942, H. 4, S. 57—74, Göttingen 1942.
- SCHULER, G.: Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Salzach. — Diss. Techn. Hochschule München 1967.
- : Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten zwischen Inn und Salzach (Nördliche Kalkalpen). — Erlanger geol. Abh., 71, 60 S., Erlangen 1968.
- SCHULZ, O.: Ein neuer Aufschluß der stratigraphischen Grenze Wettersteinkalk — Raibler Schichten. — Berg-Hüttenmänn. Mh., 100, S. 103—108, Wien 1955.
- : Die Pb-Zn-Vererzung der Raibler Schichten im Bergbau Bleiberg-Kreuth (Grube Max). — Carinthia II, 22. Sonderh., 93 S., Klagenfurt 1960.
- SCHWINNER, R.: Zur Tektonik der Ampezzaner Dolomiten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 8, 1915, S. 193—206, Wien 1915.
- SEELMEIER, H.: Der geologische Bau zwischen dem Großen Mittagkogel und dem Großen Suchagraben in den Karawanken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 33, 1940, S. 1—10, Wien 1942.
- SOLYOM, F.: Die petrographische und tektonische Entwicklung der Umgebung von Althofen in Kärnten. — Diss. Friedr. Wilh. Univ. Berlin, 58 S., Berlin 1942.
- SORDIAN, H.: Zur Geologie des Gebietes Rosegg—Förderlach—Bogenfeld—Egg am Faakersee—Ledenitzen—Mallenitzen—Schlatten—St. Jakob—Mühlbach—Rosegg (Kärnten, Österreich). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 12, S. 85—103, Wien 1962.
- SPENGLER, E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der nördlichen Kalkalpen. II. Der Mittelabschnitt der Kalkalpen. — Jb. Geol. B. A. Wien, 99, S. 1—74, Wien 1956.
- STAUB, R.: Der Bau der Alpen. — Beitr. Geol. K. Schweiz, N. F. 52, 272 S., Bern 1924.
- STINY, J.: Zur Geologie der Umgebung von Warmbad Villach. — Jb. Geol. B. A. Wien, 87, 1/2, S. 57—110, Wien 1937.
- : Zur Geologie der Umgebung von Miklauzhof (Jauntal). — Carinthia II, 48, S. 34—50, Klagenfurt 1938.
- STOWASSER, H.: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). — Jb. Geol. B. A. Wien, 99, S. 75—200, Wien 1956.
- STUR, D.: Die geologischen Verhältnisse der Thäler der Drau, Isel, Möll und Gail in der Umgebung von Lienz, ferner der Carnia im venetianischen Gebiete. — Jb. k. k. Geol. R. A. Wien, 1856, S. 405—459, Wien 1856.
- : Geologie der Steiermark. — Graz 1871.
- : Die obertriadische Flora der Lunzer Schichten und des bituminösen Schiefers von Raibl. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 91, S. 93—103, Wien 1885.
- STREHL, E.: Neue Funde mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaler Alpen (Kärnten). — Carinthia II, 70, S. 28—35, Klagenfurt 1960.
- SUËSS, E.: Raibl. — In SUËSS, E. & E. v. MOJSISOVICS: Studien über die Gliederung der Trias- und Jurabildungen in den östlichen Alpen. — Jb. Geol. R. A. Wien, 17, S. 554—582, Wien 1867.
- TARRAMELLI, T.: Geologia delle provincie Venete. — Mem. R. Acc. Lincei, 13, S. 303—536, Roma 1882.
- TELLER, F.: Die Triasbildungen der Kosuta und die Altersverhältnisse des sogenannten Gailthaler Dolomits des Vellachthales und des Gebietes von Zell in den Karawanken. — Verh. Geol. R. A. Wien, 1887, S. 261—268, Wien 1887.



- TELLER, F.: Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 75.000 von Österreich, Zone 19, 20, Col. XI, XII (Ostkarawanken und Steiner Alpen). Wien 1896.
- : Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 75.000 von Österreich, Zone 20, Col. XI, SW-Gruppe Nr. 83. Eisenkappel und Kanker. — Wien 1898.
- : Geologie des Karawankentunnels. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 82, 1910, S. 143—250, Wien 1910.
- TERMIER, P.: Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. — Bull. Soc. Géol. France, IV. Sér., 3, S. 711—765, Paris 1905.
- TOLLMANN, A.: Geologie der Mosermanni-Gruppe (Radstätter Tauern). — Jb. Geol. B. A. Wien, 101, S. 79—115, Wien 1958 a.
- : Semmering und Radstätter Tauern. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, Jg. 1957, S. 325—354, Wien 1958 b.
- : Das Stangalm-Mesozoikum (Gurktaler Alpen). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 9, Wien 1958, S. 57—73, Wien 1958 c.
- : Ostalpensynthese. — 256 S., Wien 1963.
- : Zur Frage der Faziesdecken in den Nördlichen Kalkalpen und zur Einwurzelung der Hallstätter Zone (Ostalpen). — Geol. Rundsch. 53, H. 1, S. 153—170, Stuttgart 1964.
- : Faziesanalysen der alpidischen Serien der Ostalpen. — Verh. Geol. B. A. Wien, Sh. G, S. 103—133, Wien 1965. Ztschr. deutsch. geol. Ges., Jg. 1964, 116, H. 2, S. 359—389, Hannover 1965.
- TORNQUIST, A.: Das Erdbeben von Rann a. d. Save vom 29. 1. 1917. — Mitt. d. Erdbebenkomm. d. Akad. Wiss. Wien, 1918, math.-naturw. Kl., S. 1—117, Wien 1918.
- TOULA, F.: 1. Vorkommen der Raibler Schichten mit Corbis Mellinghi zwischen Villach und Bleiberg in Kärnten. 2. Bemerkungen über die Hangendschichten der Krone. 3. Anzeichen des Vorkommens der oberen Trias im karnischen Hauptzuge zwischen Uggowitz und Feistritz. — Verh. k. k. Geol. R. A. Wien, 1887, S. 296—298, Wien 1887.
- VACEK, M.: Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 75.000 von Trient. — Wien 1911.
- VETTERS, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Österreich und seinen Nachbargebieten. — Herausgeg. v. Geol. B. A. Wien, 343 S., Wien 1947.
- WARCHE, A.: Ein geologischer Bericht aus den Gailtaler Alpen. — Carinthia II, 74, S. 35—39, Klagenfurt 1964.
- : Carditaschiefer und Tuffe aus den zentralen Gailtaler Alpen. — Carinthia II, 75, S. 63—69, Klagenfurt 1965.
- : Weitere triassische Tuffe und Tuffite in den zentralen Gailtaler Alpen. — Carinthia II, 76, S. 141—157, Klagenfurt 1966.
- v. WINKLER-HERMADEN, A.: Das vortertiäre Grundgebirge im österreichischen Anteil des Poßbruck-Gebirges in Steiermark. — Jb. Geol. B. A. Wien, 83, S. 19—74, Wien 1933.
- : Neue Forschungsergebnisse über Schichtfolge und Bau der östlichen Südalpen I und II. — Geol. Rundsch. 27, S. 156—195 und S. 225—259, Berlin 1936.
- : Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Nr. 5355 Blatt Marburg. — Wien 1938.
- v. WÖHRMANN, S.: Die Fauna der sogenannten Cardita- und Raibler Schichten in den Nordtiroler und bayerischen Alpen. — Jb. Geol. R. A. Wien, 39, S. 181—258, Wien 1889.
- : Die Raibler Schichten nebst kritischer Zusammenstellung ihrer Fauna. — Jb. Geol. R. A. Wien, 43, S. 617—768, Wien 1893.
- : Alpine und außeralpine Trias. — N. Jb. Min. usw., Jg. 1894, H. 2, S. 1—150, Stuttgart 1894.
- v. WÖHRMANN, S. & E. KOKEN: Die Fauna der Raibler Schichten vom Schlernplateau. — Ztschr. deutsch. geol. Ges., 44, S. 167—233, Berlin 1894.
- WORSCH, E.: Geologische Kartierung östlich des Faaker Sees. — Carinthia II, 42, S. 41—57, Klagenfurt 1937.
- WUNDERLICH, H.-G.: Wesen und Ursachen der Gebirgsbildung. — 367 S., Mannheim (Bibliogr. Institut) 1966.
- ZAPPE, H.: Faziesfragen des nordalpinen Mesozoikums. — Verh. Geol. B. A. Wien, 1959, S. 122—128, Wien 1959.

ZOLLIKOFER, Th.: Die geologischen Verhältnisse des südöstlichen Teiles von Untersteiermark. — Jb. Geol. R. A. Wien, 9, 1861, S. 329 f., Wien 1861.

## 2. Sedimentologische und sedimentpetrographische Literatur

ALLEN, J. R. L.: The classification of cross-stratified units. With notes on their origin. — *Sedimentology*, 2, S. 93—114, Amsterdam 1963.

van ANDEL, T. J. H.: Zur Frage der Schwermineral-Verwitterung in Sedimenten. — *Erdöl und Kohle*, 5, S. 100—104, Hamburg 1952.

—: Reflections of the interpretation of Heavy Mineral Analyses. — *Jour. Sed. Petrology*, 29, 2, S. 153—163, Menasha 1959.

BAUSCH van BERTSBERGH, J. W.: Richtungen der Sedimentation in der Rheinischen Geosynklone. — *Geol. Rundsch.*, 31, S. 328—364, Stuttgart 1940.

BISSEL, H. J. & CHILINGAR, G. V.: Classification of Sedimentary carbonate rocks. In: *Carbonate rocks. Origin, occurrence and classification.* — *Develop. in Sedimentology*, 9 A, S. 87—168, Amsterdam—London—New York 1967.

BRAMLETTEE, M. M.: The stability of minerals in sandstone. — *Jour. Sed. Petrology*, 11, S. 32—36, Menasha 1941.

BRINEMANN, R.: Über Kreuzschichtung im deutschen Buntsandstein. — *Nachr. Ges. Wiss. z. Göttingen, math.-phys. Kl., Fachgr. IV*, Nr. 2, Berlin 1933.

—: Schwerminerale und Paläogeographie. — *Geol. Rundsch.*, 29, S. 348—356, Stuttgart 1938.

—: Gerichtete Gefüge in klastischen Sedimenten. — *Geol. Rundsch.*, 43, S. 562—568, Stuttgart 1955.

BRÜCKNER, W.: Über die Entstehung der Rauhwaeken und Zellendolomite. — *Eclog. geol. Helv.*, 34, Nr. 1, S. 117—134, Basel 1941.

BURST, J. F.: „Glauconite“ pellets: Their mineral nature and applications to stratigraphic interpretations. — *Amer. Assoc. Petroleum Geologists, Bull.*, 42, S. 310—325, Tulsa 1958.

CAILLEUX, A.: Petrographische Eigenschaften der Gerölle und Sandkörner als Klimazeugen. — *Geol. Rundsch.*, 54, H. 1, 1965, S. 5—15, Stuttgart 1965.

CORRENS, C. W.: Zur Frage der Neubildung von Glimmern in jungen Sedimenten. — *Geol. Rundsch.*, 29, S. 220—222, Stuttgart 1938.

DAPPLES, E. C.: Diagenesis in Sandstones. In: *Diagenesis in Sediments*; ed. by LARSEN, G. & G. V. CHILINGAR. — *Develop. in Sedimentology*, 8, 1967, S. 90—125. Amsterdam—London—New York 1967.

DEGENS, E.: Die Diagenese und ihre Auswirkungen auf den Chemismus von Sedimenten. — *N. Jb. Geol. Paläontol., Mh.*, 1959, S. 72—84, Stuttgart 1959.

ECKHARDT, P. J.: Über Chlorite in Sedimenten. — *Geol. Jb.*, 75, S. 437—473, Hannover 1958.

EDELMAN, C. H.: Ergebnisse der sedimentpetrologischen Forschung in den Niederlanden und den angrenzenden Gebieten 1932—1937. — *Geol. Rundsch.*, 29, S. 223—271, Stuttgart 1938.

EINSELE, G.: Schräge Schichtung im Raumbild und einfache Bestimmung der Schüttungsrichtung. — *N. Jb. Geol. Paläontol., Mh.*, 1960, 12, S. 546—559, Stuttgart 1960.

ELLIOTT, G. F.: Algal nodules from the Lias of the Middle East. — *Geol. Rom.*, V, 1966, S. 291—302, Roma 1966.

EMERY, K. O.: *The Sea off Southern California.* — 366 S., New York 1960.

v. ENGELHARDT, W.: Neuere Ergebnisse der Tonmineralienforschung. — *Geol. Rundsch.*, 51, Jg. 1961, S. 457—477, Stuttgart 1962.

FABRICIUS, F. H.: Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. — *Intern. Sedimentary Petrograph. Series*, IX, 143 S., Leiden 1966.

—: Die Rät- und Lias-Oolithe der nordwestlichen Kalkalpen. — *Geol. Rundsch.*, 56, H. 1, S. 140—170, Stuttgart 1967.

- FAIRBRIDGE, R. W.: Phases of Diagenesis and Authigenesis. In: Diagenesis in Sediments; ed. by LARSEN, G. & G. V. CHILINGAR. — Develop. in Sedimentology, 8, 1967, S. 19—89, Amsterdam — London — New York 1967.
- FISCHER, A. G.: The Lofers Cyclothems of the Alpine Triassic. — Kansas Geol. Surv. Bull. 169, S. 107—149, Kansas (1964) 1966.
- FLÜGEL, E. & M. KIRCHMAYER: Zur Terminologie der Ooide, Onkoide und Pseudooide. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., 1962, S. 113—123, Stuttgart 1962.
- FOLK, R. L.: Spectral subdivisions of limestone types. In: Classification of carbonate rocks. A Symposium (ed. W. E. HAM). — Am. Ass. Petroleum Geologists, Bull., S. 62—84, Tulsa 1962.
- FREEMAN, T.: Quiet water oolites from Laguna Madore, Texas. — Jour. Sed. Petrology, 32, S. 475—483, Menasha 1962.
- FRIEDMAN, G. E. & J. E. SANDERS: Origin and Occurrence of Dolostones. In: Carbonate rocks. Origin, occurrence and classification. (ed. CHILINGAR, BISSEL & FAIRBRIDGE). — Develop. in Sedimentology 9 a, S. 260—348, Amsterdam — London — New York 1967.
- FÜCHTBAUER, H.: Die sedimentpetrographischen Untersuchungen in der Molasse der Bohrung Scherstetten I. — Geologica Bavarica 24, S. 44—51, München 1955.
- : Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. — Erdöl u. Kohle, 12, S. 605—613, Hamburg 1959.
- : Der Einfluß des Ablagerungsmilieus auf die Sandstein-Diagenese im Mittleren Buntsandstein. — Sed. Geol. 1 (1967), S. 159—179, Amsterdam 1967.
- FÜCHTBAUER, H. & H. GOLDSCHMIDT: Beziehungen zwischen Calciumgehalt und Bildungsbedingungen der Dolomite. — Geol. Rundsch. 59, H. 1, S. 29—40, Stuttgart 1966.
- GERMANN, K.: Ablauf und Ausmaß diagenetischer Veränderungen im Wettersteinkalk (alpine Mitteltrias). — Diss. Univ. München 1966.
- GINSBURG, R. N.: Ancient analogues of recent Stromatolites. — XXI. Internat. Geol. Congr., Part 22, S. 26—35, Copenhagen 1960.
- GRIMM, W. D.: Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der Oberen Süßwassermolasse zwischen Inn und Rott. — Beih. Geol. Jb., 26, S. 97—200, Hannover 1957.
- : Schwermineralgesellschaften in Sandschüttungen, erläutert am Beispiel der süddeutschen Molasse. — Bay. Akad. Wiss., Abh. NF., H. 121, 135 S., München 1965.
- GRUNAU, H.: Probleme der Farbschichtung. — Eclog. geol. Helv. 49, S. 495—506, Basel 1956.
- HAYES, R. J.: Quartz and feldspat content in South Platte, Platte and Missouri river sands. — Jour. Sed. Petrology, 32, H. 4, S. 793—800, Menasha 1962.
- HAYES, R. J. & A. M. KLUGMAN: Feldspat staining methods. — Jour. Sed. Petrology, 29, H. 2, S. 227—232, Menasha 1959.
- HENNINGSEN, D.: Untersuchungen über Stoffbestand und Paläogeographie der Gießener Grauwacke. — Geol. Rundsch. 51, S. 600—626, Stuttgart 1961.
- HOLLMANN, R.: Über Subsolution und die „Knollenkalke“ des Calcarea Ammonitico Rosso Superiore im Monte Baldo (Malm, Norditalien). — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., 1962, S. 163—179, Stuttgart 1962.
- HUCKENHOLZ, H. G.: Der gegenwärtige Stand in der Sandsteinklassifikation. — Fortsch. Min. 40, S. 151—192, Stuttgart 1963.
- ILLIES, H.: Die Schrägschichtung in fluviatilen und litoralen Sedimenten, ihre Ursache, Messung und Auswertung. — Mitt. Geol. Staatsinstitut Hamburg, 19, S. 89—109, Hamburg 1949.
- ILLING, L. V., WELLS, A. J. & J. C. M. TAYLOR: Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf. In: Dolomitization and Limestone Diagenesis. A Symposium (ed. by PRAY, L. C., MURRAY, R. C.). — Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ., 13, S. 89—111, Tulsa 1965.
- IMBRIE, J. & E. G. PURDY: Classification of modern Bahamian carbonate sediments. In: Classification of carbonate rocks. A Symposium (edit. by HAM, W. E.). — Am. Assoc. Petroleum Geologists, S. 253—272, Tulsa 1962.

- JASMUND, K.: Die silicatischen Tonminerale. — Monographien zur „Angewandten Chemie“ und „Chemie-Ingenieur-Technik“, Nr. 60, 192 S., Weinheim (Bergstraße) 1955.
- KALKOWSKY, Z.: Oolith and Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. — Ztschr. deutsch. geol. Ges., 60, S. 68—125, Berlin 1908.
- KIRCHMAYER, M.: Zur Untersuchung rezenter Ooide. — N. Jb. Geol. Paläontol., Abh. 114 S. 245—272, Stuttgart 1962.
- KNILL, J. L.: Axial and marginal sedimentation in geosynclinal basins. — Jour. Sed. Petrology, 29, H. 3, S. 317—326, Menasha 1959.
- KÖSTER, H. M.: Glaukonit aus der Regensburger Oberkreideformation. — Beitr. z. Min. u. Petrogr., 11, S. 614—620, Berlin — Göttingen — Heidelberg 1965.
- : Geochemische Vorgänge bei der Verwitterung von Silikatgesteinen. — Acta Albertina Ratisbonensis, 26, S. 55—65, Regensburg 1966.
- KROLL, J. M.: Mikrophotometrische Bestimmung selektiv angefarbter Feldspäte in keramischen Rohstoffen und Sanden. LEITZ — Mitt. Wiss. u. Techn., Bd. IV, Nr. 1/2, S. 19—23, Wetzlar 1967.
- KRUMM, H. H.: Mineralbestand und Genese fränkischer Keuper- und Liastone. — Geol. Rundsch. 51, 2, S. 478—493, Stuttgart 1962.
- LADURON, D.: Sur les procédés de coloration sélective de feldspaths en lame mince. — Ann. Soc. géol. Belgique, t. 89, Bull. 1965—66, S. 281—294, Liège 1966.
- LEBEDEV, L. M.: Metacolloids in endogenic deposits. — 298 S., New York 1967.
- LEIGHTON, M. W. & C. PENDEXTER: Carbonate Rock Types. In: Classification of carbonate rocks. A Symposium (ed. by HAM, W. E.). — Am. Assoc. Petroleum Geologists, 1, S. 33—61, Tulsa 1962.
- LEUCHS, K.: Sedimentationsverhältnisse im Mesozoikum der nördlichen Kalkalpen. — Geol. Rundsch. 17, S. 151—159, Stuttgart 1926.
- LOGAN, B. W., REZAK, R. & R. N. GINSBURG: Classification and environmental significance of Algal stromatolites. — Jour. Geology, 72, S. 68—83, Chicago 1964.
- MACKENZIE, R. C.: The differential thermal investigation of clays. — Miner. Soc. (Clay Minerals Group), 456 S., London 1957.
- MÄGDEFRAU, K.: Paläobiologie der Pflanzen. — 438 S., Jena 1953.
- MEHMEL, M.: Ab- und Umbau am Biotit. — Chemie der Erde, 11, S. 307—332, Jena 1937.
- MILNER, H. B.: Sedimentary Petrography. — Bd. I und II. 643 S. und 715 S., London 1962.
- MÜLLER, G.: Methoden der Sediment-Untersuchung. — 303 S., Stuttgart 1964.
- NEWELL, N. D., PURDY, E. D. & J. IMBRIE: Bahamian oolithic sand. — Jour. Geology, 68, 5, S. 481—497, Chicago 1960.
- NIEHOFF, W.: Die primär gerichteten Sedimentstrukturen, insbesondere die Schrägschichtung im Kohlenquarzit am Mittelrhein. — Geol. Rundsch. 47, 1, S. 252—321, Stuttgart 1958.
- OTT, E.: Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., N.F., 131, 96 S., München 1967.
- PATZELT, W. J.: Lithologische und paläogeographische Untersuchungen im Unteren Keuper Süddeutschlands. — Erlanger geol. Abh. 52, 30 S., Erlangen 1964.
- PETTJOHN, F. J.: Persistence of heavy minerals and geologic age. — Jour. Geology, 49, S. 610—625, Chicago 1941.
- : Sedimentary rocks. — 718 S., New York 1957.
- V. PIA: Thallophyta. — In HIRMER: Handbuch der Paläobotanik. — Bd. I, München — Berlin 1927.
- POTTER, P. E. & F. J. PETTJOHN: Paleocurrents and Basin Analysis. — 296 S., Berlin — Göttingen — Heidelberg 1963.
- PRATT, W. L.: The origin and distribution of glauconite from the Sea flour off California and Baja California. — Ph. Dr. Thesis, Graduate School, Univ. of Southern Calif., Los Angeles 1962.

- PRATT, W. L.: Glauconite from the Sea floor off Southern California. — Essays in Marine Geology in Honor of K. O. EMERY (Th. CLEMENTS, Editor). S. 97—119, Univ. of South Calif. Los Angeles 1963.
- PURDY, E. G.: Recent Calcium Carbonate-Facies of the Great Bahama-Bank. 1. Petrography and Reaction groups. 2. Sedimentary Facies. — Jour. Geology, 71, 3, S. 334—335; 4, S. 472—497, Chicago 1963.
- REINECK, H. E.: Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee. — Abh. senckenberg. naturf. Ges., 505, S. 1—138, Frankfurt/M. 1938.
- ROSENFELD, U.: Lithostratigraphische Untersuchungen in Sandstein-Folgen. I: Einige Arbeitsmethoden. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh. 1966, 6, S. 352—373, Stuttgart 1966.
- ROTHPLETZ, A.: Über Sphaerocodium Bornemanni, eine neue fossile Kalkalge aus den Raibler Schichten der Ostalpen. — Bot. Cbl., 41, H. 9, Cassel 1890.
- : Fossile Kalkalgen aus den Familien der Codiaceen und Corallineen. — Ztschr. deutsch. geol. Ges., 43, S. 295—322, Berlin 1891.
- SANDER, B.: Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge rhythmischer Kalke und Dolomite aus der Trias. Teil I und II. — Min. Petr. Mitt. 48, S. 27—209, Leipzig 1936.
- SANDERS, J. E. & G. E. FRIEDMAN: Original and occurrence of limestones. In: Carbonate rocks. Origin, Occurrence and Classification (ed. CHILINGAR, BISSELL & FAIRBRIDGE). — Develop. in Sedimentology, 9a, S. 169—265, Amsterdam — London — New York 1967.
- SARNTHEIN, M.: Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. — Verh. Geol. B. A. Wien, 1965, H. 1/2, S. 119—162, Wien 1965.
- : Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck, Österreich. — Geol. Rundsch. 56, 1967, S. 116—127, Stuttgart 1967.
- SCHNEIDER, H. J.: Die sedimentäre Bildung von Flußspat im oberen Wettersteinkalk der nördlichen Kalkalpen. — Abh. Bay. Akad. Wiss., N. F. 60, S. 1—37, München 1954.
- SCHROLL, E.: Über den Wert geochemischer Analysen bei stratigraphischen und lithologischen Untersuchungen von Sedimentgesteinen am Beispiel ausgewählter Profile der ostalpinen Trias. — Geol. sborn. Slov. Akad. vied. XVIII, 2, 1967, S. 315—330, Bratislava 1968.
- SCHWARZACHER, W.: Sedimentpetrographische Untersuchungen kalkalpiner Gesteine (Hallstätter Kalke von Hallstatt und Ischl). — Jb. Geol. B. A. 91, S. 1—48, Wien 1948.
- SHINN, E. A., GINSBURG, R. N. & R. M. LLOYD: Recent supratidal dolomite from Andros Islands, Bahamas. In: Dolomitization and limestone diagenesis. A Symposium (eds. PRAY, L. C., MURRAY, R. C.). — Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ., 13, S. 112—123, Tulsa 1965.
- SINDOWSKI, K. H.: Sedimentpetrographische Methoden zur Untersuchung sandiger Sedimente. — Geol. Rundsch. 29, S. 196—200, Stuttgart 1938.
- : Über die Verwitterbarkeit der Schwermineralien. — Ztschr. deutsch. geol. Ges. 90, S. 626—734, Berlin 1938.
- : Schüttungsrichtungen und Mineralprovinzen im westdeutschen Buntsandstein. — Geol. Jb. 73, S. 277—294, Hannover 1957.
- SMULKOWSKI, K.: The Problem of Glauconite. — Arch. Min., Warsz., 18, I, S. 21—120, Warschau 1954.
- SMYKATZ-KLOSS, W.: Differential-Thermo-Analysen von einigen Karbonat-Mineralien. — Beitr. Min. Petrogr., 9, S. 481—502, Berlin — Göttingen — Heidelberg 1964.
- TRÖGER, W. E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. — Teil 1 — Bestimmungstabellen, 147 S.; Teil 2 — Textband, 822 S. — Stuttgart 1959 und 1967.
- URBAN, H.: Röntgenkartei zur Bestimmung von Ton- und Sedimentmineralien. — Kettwig/Ruhr 1954.
- : Der Glaukonit in der Unterkreide Westfalens und seine Entstehung. — Tonindustrie-Zeitung. — Zbl. 81 (1957), H. 21/22, S. 363—371, Goslar 1957.
- VALETON, I.: Zur Bildung von Glaukonitsedimenten im Nordwestdeutschen Tertiär. — Eclog. geol. Helv. 51, S. 803—813, Basel 1958.

- VORTISCH, W.: Oberrätischer Riffkalk und Lias in den nordöstlichen Alpen. I. Teil. — Jb. Geol. B. A. Wien, 76, S. 1—64, Wien 1926.
- WALCKER, R. G.: Distinctive types of ripple-drift cross-lamination. — Sedimentology, Vol. 2, 1963, S. 173—188, Amsterdam — London — New York 1963.
- WALTHER, J.: Über die Lebensweise fossiler Meeresthiere. — Ztschr. deutsch. geol. Ges. 49, S. 241—268, Berlin 1897.
- WASMUND, E.: Die Schwermineralagerstätten der deutschen Küsten. — Geol. Rundsch. 29, S. 287—300, Stuttgart 1938.
- WEDEPOHL, K. H.: Geochemie. — Sammlung Göschen Bd. 1224/1224 a/1224 b. 220 S., Berlin 1967.
- WEYL, R.: Zur Ausdeutbarkeit der Schwermineralvergesellschaftung. — Erdöl u. Kohle, 2, S. 221—224, Hamburg 1949.
- : Schwermineralverwitterung und ihr Einfluß auf die Mineralführung klastischer Sedimente. — Erdöl u. Kohle, 3, S. 209—211, Hamburg 1950.
- : Zur Frage der Schwermineralverwitterung in Sedimenten. — Erdöl u. Kohle, 5, S. 29—32, Hamburg 1952.
- WIESENEDER, H.: Über Veränderungen des Schwermineralbestandes der Sedimente durch Verwitterung und Diagenese. — Erdöl u. Kohle, 5, S. 369—372, Hamburg 1953.
- WILSON, R. C. L.: Particle nomenclature in carbonate sediments. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., 1967, 8, S. 498—510, Stuttgart 1967.
- WOLETZ, G.: Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. — Geol. Rundsch. 56, 1, S. 308—320, Stuttgart 1967.
- WURSTER, P.: Geometrie und Geologie von Kreuzschichtungskörpern. — Geol. Rundsch. 47, S. 322—359, Stuttgart 1958.
- : Geologie des Schilfsandsteins. — Mitt. Geol. Staatsinstitut Hamburg, 33, S. 1—140, Hamburg 1964.
- : Krustenbewegungen, Meeresspiegelschwankungen und Klimaänderungen der deutschen Trias. — Geol. Rundsch. 54, S. 224—240, Stuttgart 1964.
- ZANKL, H.: Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen. — Geol. Rundsch. 56, S. 128—139, Stuttgart 1967.

### Anhang: Zusammenstellung aller Profilpunkte

#### Nordkarawanken:

- Profil 17: Eisenkappel (Repnik-Graben). Straßenaufschluß der neuen Forststraße zur Repnik-Stube, die am Wirtshaus kurz vor Eisenkappel nach Westen abzweigt (Anstieg auf Hochobir).
- Profil 17 a: Vellach-Brücke an alter Schmelzhütte vor Eisenkappel, Aufschluß im Flußbett.
- Profil 18: Grubenaufschluß Mežica (Mieß) — 10. Sohle.
- Profil 18 a: St. Helena-Graben westlich Črna (Schwarzenbach) vom Meža-Bach aus auf einer Forststraße zu erreichen. Straßenaufschluß und Bachanriß.
- Ursulaberg — Aufschlußbohrung des Bergwerkes Mežica.
- Windisch-Bleiberg — aufgezeichnet nach KOSTELKA (1960).

#### Östliche Gailtaler Alpen:

- Profil 16: Dobratsch-Südseite. 400 m westlich Aloisi-Hütte auf 1600 m NN. Vom Autoparkplatz der Dobratsch-Höhe auf einem Jägersteig, der steil nach Süden abwärts führt, zu erreichen.
- Profil 5 und 6: Grubenaufschlüsse des 1965 fertiggestellten Rubland-Stollens zwischen Kreuth und Rubland (Holofernes).

- Profil 4: Rubland-Kofler-Graben. Weganschnitt des Fahrweges, der von Rubland zum Stollen-Mundloch des Rubland-Stollens führt.
- Profil 7: Tschökelnock: Die Profillinie führt vom Grat knapp unterhalb des Gipfels in den Schliwa-Graben hinein, der auf dem alten Knappenweg von der Windischen Höhe aus zu erreichen ist.
- Profil 8: Auf der Eben: Ein Weganschnitt östlich der Straße bei dem neuen Skilift.
- Profil 8 a: Am Farcher nördlich hinter den Häusern des Weilers.
- Profil 9: Spitznock: Nordostgrat des Berges knapp unterhalb 1440 *m* NN steht der 3. Schiefer deutlich an.
- Profil 10: Möschacher Alpengraben: Graben südlich der Möschacher Alm, westlich des Möschacher Wipfel.
- Profil 11: NNW Obervellach: Das Profil beginnt bei 1200 *m* NN knapp unterhalb des markierten Steiges auf den Spitzegel und ist, nach Süden ins Tal führend, im Graben westlich dieses Weges erschlossen. Es wird häufig an Störungen abgesetzt.
- Profil 12: Köstendorfer Alm: Die Profillinie beginnt an der Almhütte, die auf dem 1. Schiefer steht und führt neben dem Weg nach Süden.
- Profil 13: Paternioner Alm: Straßenaufschluß südlich der Almhütte.
- Profil 14: Meisternock: Im westlichen Zweig des Meisternock-Grabens, von 1400 *m* NN nach Norden ins Tal führend.
- Profil 15: Förolacher Stollen oberhalb nördlich vom Pressegger See.

#### Westliche Gailtaler Alpen:

- Profil 22: Unterm Globois: Der Graben, der vom „Unterm Globois“ nach Nordwesten abwärts zieht, verläuft östlich der Forstraße innerhalb des 3. Schieferhorizontes.
- Profil 3: Amlach: Im Reißgraben knapp oberhalb Amlach.
- Profil 19: Maßgraben und Kalch: Der 2. und 3. Schieferhorizont sind im Maßgraben (3. Schiefer bei 880 *m* NN) aufgeschlossen. Der 1. Schiefer steht oberhalb des Gehöftes Kalch in einem Straßenanschnitt an.
- Profil 30: Techendorf: Das Profil beginnt mit dem 1. Schieferhorizont knapp oberhalb 1300 *m* am Weg von Techendorf zum Hochtratten (Wasseraustritt) und führt von hier bergabwärts nach Süden.
- Profil 31: Neusach: Nordwestlich Neusach im steilen schroffen Graben oberhalb P. 990.
- Profil 27: Jauken-Süd: In dem Graben, der von den aufgelassenen Stollen-Anlagen der Jauken-Südseite steil nach Süden hinabzieht, ist das Profil von 1600 *m* NN aufwärts gut erschlossen.
- Profil 23: Jauken-Nord: Im westlichen Zweig des Gießgrabens („In der Hos“) östlich der Steiner Alm.

- Profil 2: Reißkofel-West: Im östlichsten Teilzweig des Ochsen Schlucht-Grabens, nordwestlich des Reißkofels, führt die Profillinie, von 1650 m NN beginnend, nach Norden abwärts.
- Profil 21: Stoffelbauer: In dem Graben westlich des Einzelgehöftes.
- Profil 20: St. Lorenzen: Über dem Wasserfall nördlich der Kirche.
- Profil 25: Jukbühel: Der. 1. Schieferhorizont ist im Sattel unterhalb des Jukbühels aufgeschlossen. Das weitere Profil findet sich, an Störungen abgesetzt und von Bewuchs unterbrochen, nach Nordwesten in dem Graben, der in den „Wildgraben“ einmündet.
- Profil 26: Wildgraben: In dem steilen Graben von 1450 m NN abwärts.
- Profil 24: Schloß Stein: Im wasserführenden Graben östlich des Schlosses.

#### Lienzer Dolomiten:

- Profil 29: Ödkarscharte: Unterhalb der Ödkarscharte (2596 m) südlich der Karlsbader Hütte.
- Profil 28: Rosengarten: Am Grat des Rosengartens.
- Profil 32: Pirknergraben: Westlich Pirkach (der 1. Schieferhorizont war wegen Hochwassers nicht zugänglich).

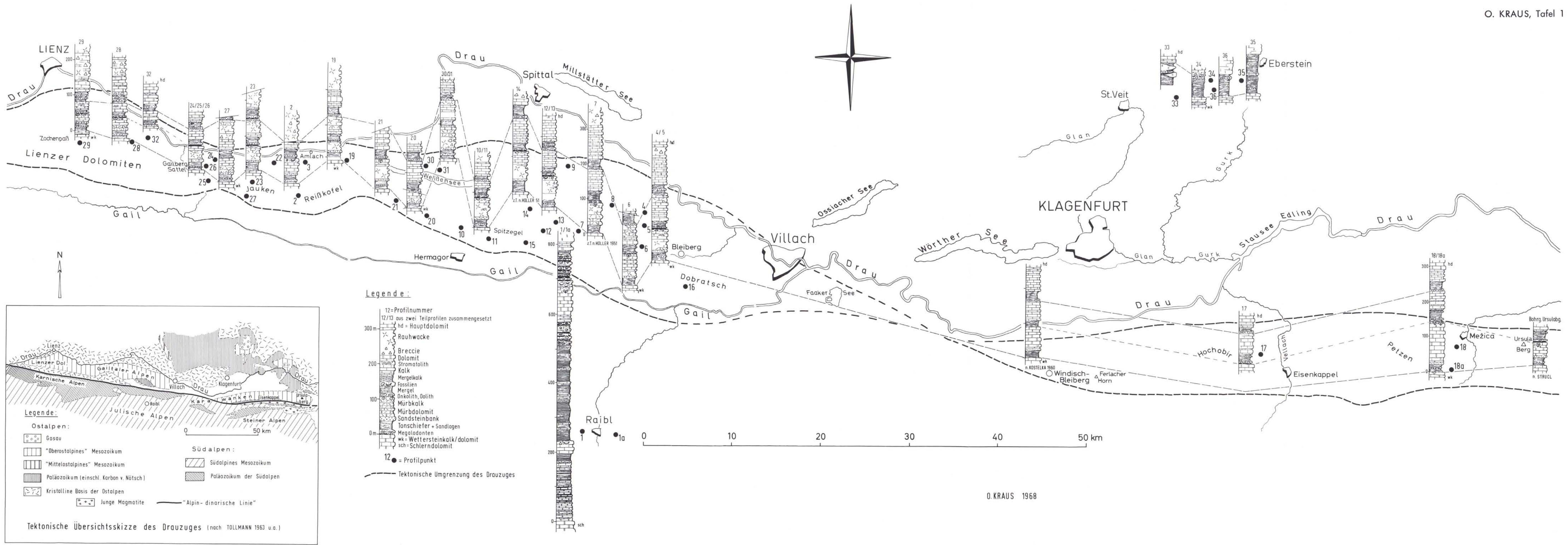
#### Raibl (Cave del Predil):

- Profil 1: Blei-Zink-Grube Raibl (Cave del Predil), 4. Sohle, Raibler Scharte, Torer Sattel.

#### Krappfeld-Trias:

- Profil 33: Launsdorf: Alter Steinbruch nordwestlich oberhalb des Ortes.
- Profil 36: Zöppelgupf: Das Profil führt am Ostabhang des Berges in einen mit Gestrüpp bewachsenen Graben.
- Profil 34: Gösseling: Dicht hinter der Kirche führt ein Fahrweg nach Nordosten. Die Profillinie, die in einem kleinen Graben verläuft, mündet auf diesen Weg, wo grüne Tuffite deutlich in einem Anriß anstehen.
- Profil 35: Hundsdorfer: Nordwestlich oberhalb des Gehöftes beginnt das Profil in einem Graben oberhalb eines kleinen Häuschens. Der Hangenteil des Profiles wurde weiter westlich aufgenommen.





O. KRAUS 1968

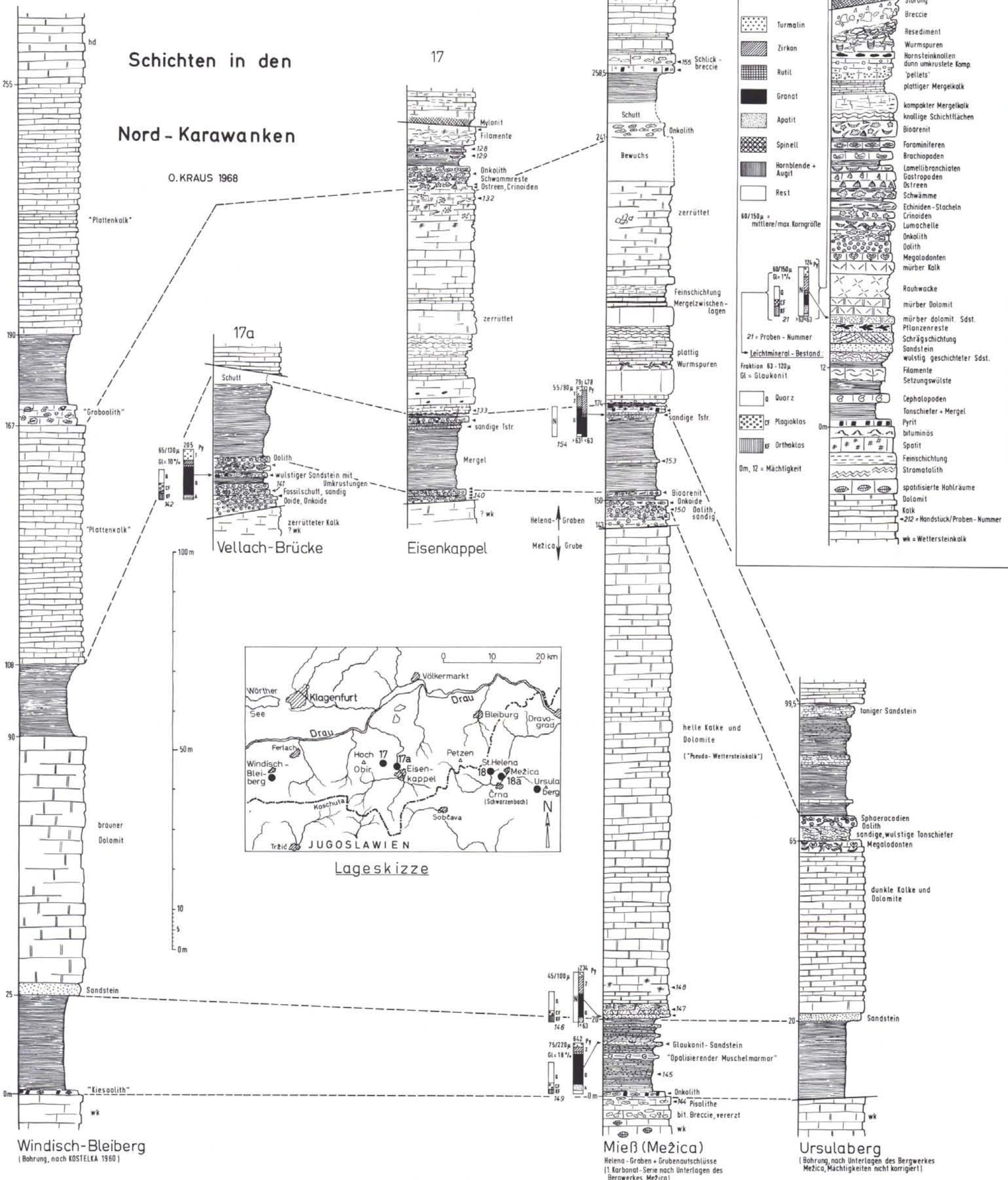
Schematisierte Säulenprofile der RAIBLER SCHICHTEN im Drauzug / Kärnten



# Die Ausbildung der Raibler

## Schichten in den Nord-Karawanken

O. KRAUS 1968



### Schwermineral-Bestand

ungeteilte Säule = 63-360  $\mu$   
 +63 = 63-360  $\mu$   
 +63 = Fraktion unter 63  $\mu$   
 124 = gezählte Körner  
 Py = hoher Pyrit-Gehalt  
 N = keine Ausbeute

60/150  $\mu$  = mittlere/max. Korngröße  
 27 = Proben-Nummer  
 Leichtmineral-Bestand  
 Fraktion 63-120  $\mu$   
 Gl = Glaukonit

a Quarz  
 cf Plagioklas  
 cf Orthoklas  
 Om, 12 = Mächtigkeit

### Legende

- hd - Hauptdolomit
- Mylonit
- Störung
- Breccie
- Resediment
- Wurmsspuren
- Hornsteinknollen
- dünn umkrustete Komp. 'pellets'
- plattiger Mergelkalk
- kompakter Mergelkalk
- knollige Schichtflächen
- Bioarenit
- Foraminiferen
- Brachiopoden
- Lamellibranchiaten
- Gastropoden
- Ostreen
- Schwämme
- Echiniden-Stacheln
- Crinoiden
- Lumachelle
- Onkolith
- Dolith
- Megalodonten
- mürber Kalk
- Rohwacke
- mürber Dolomit
- mürber dolomit Sdst.
- Pflanzenreste
- Schrägschichtung
- Sandstein
- wulstig geschichteter Sdst.
- Filamente
- Setzungswülste
- Cephalopoden
- Tonschiefer + Mergel
- Pyrit
- bituminös
- Spatit
- Feinschichtung
- Stromatolith
- spaltfisierte Hohlräume
- Dolomit
- Kalk
- 212 = Handstück/Proben-Nummer
- wk = Wettersteinkalk



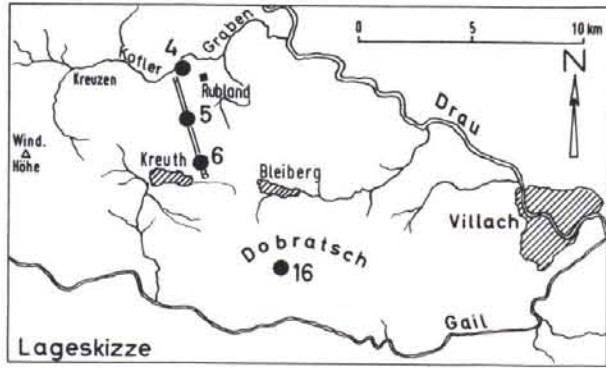
Windisch-Bleiberg  
(Bohrung, nach KOSTELKA 1960)

Meiß (Mežica)  
Helena-Graben + Grubenauflüsse  
(1. Karbonat-Serie nach Unterlagen des Bergwerkes Mežica)

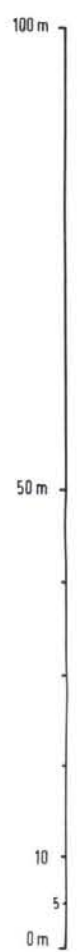
Ursula Berg  
(Bohrung, nach Unterlagen des Bergwerkes Mežica, Mächtigkeiten nicht korrigiert)



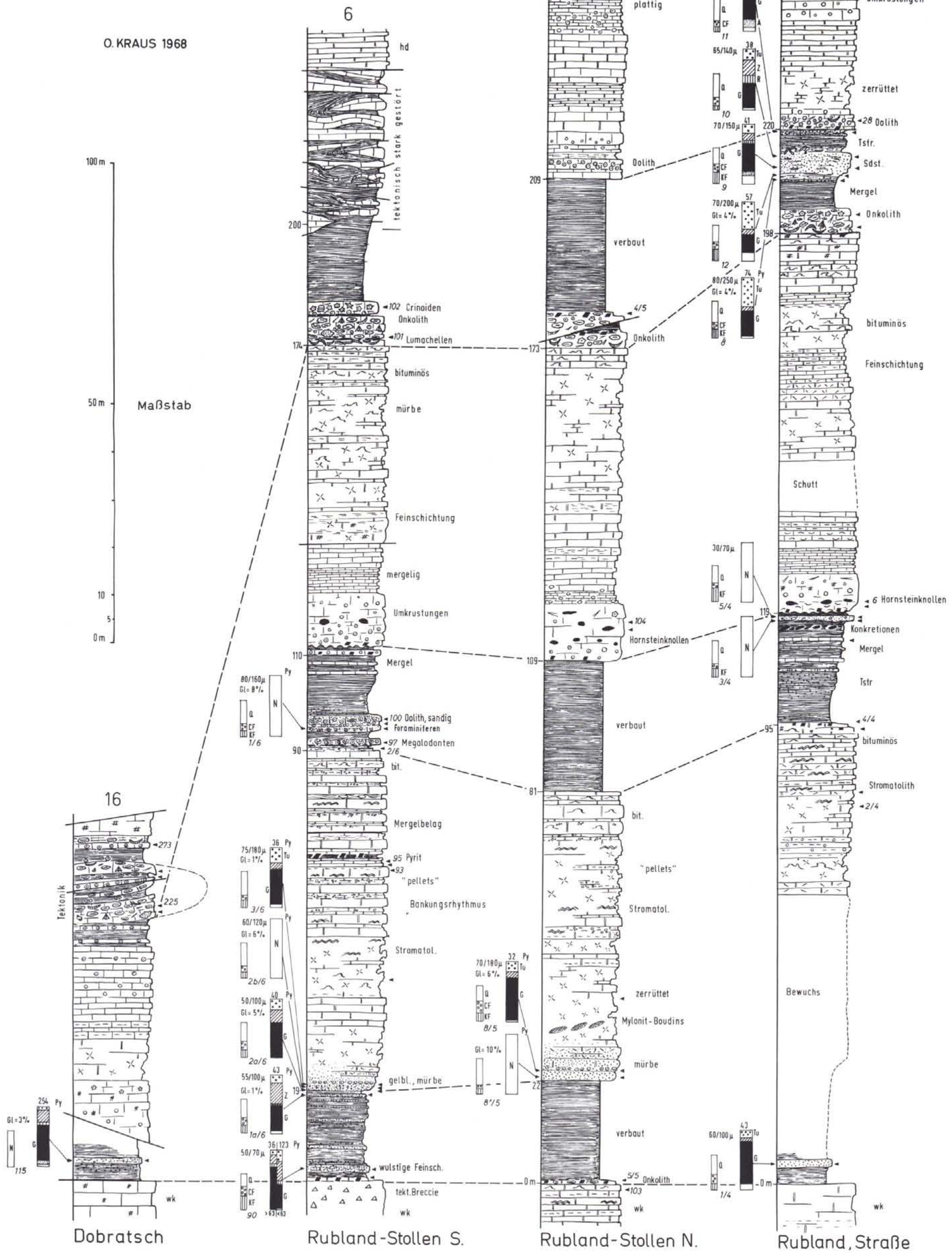
# Die Ausbildung der Raibler Schichten in den östlichen Gailtaler Alpen



O. KRAUS 1968



Maßstab



Dobratsch

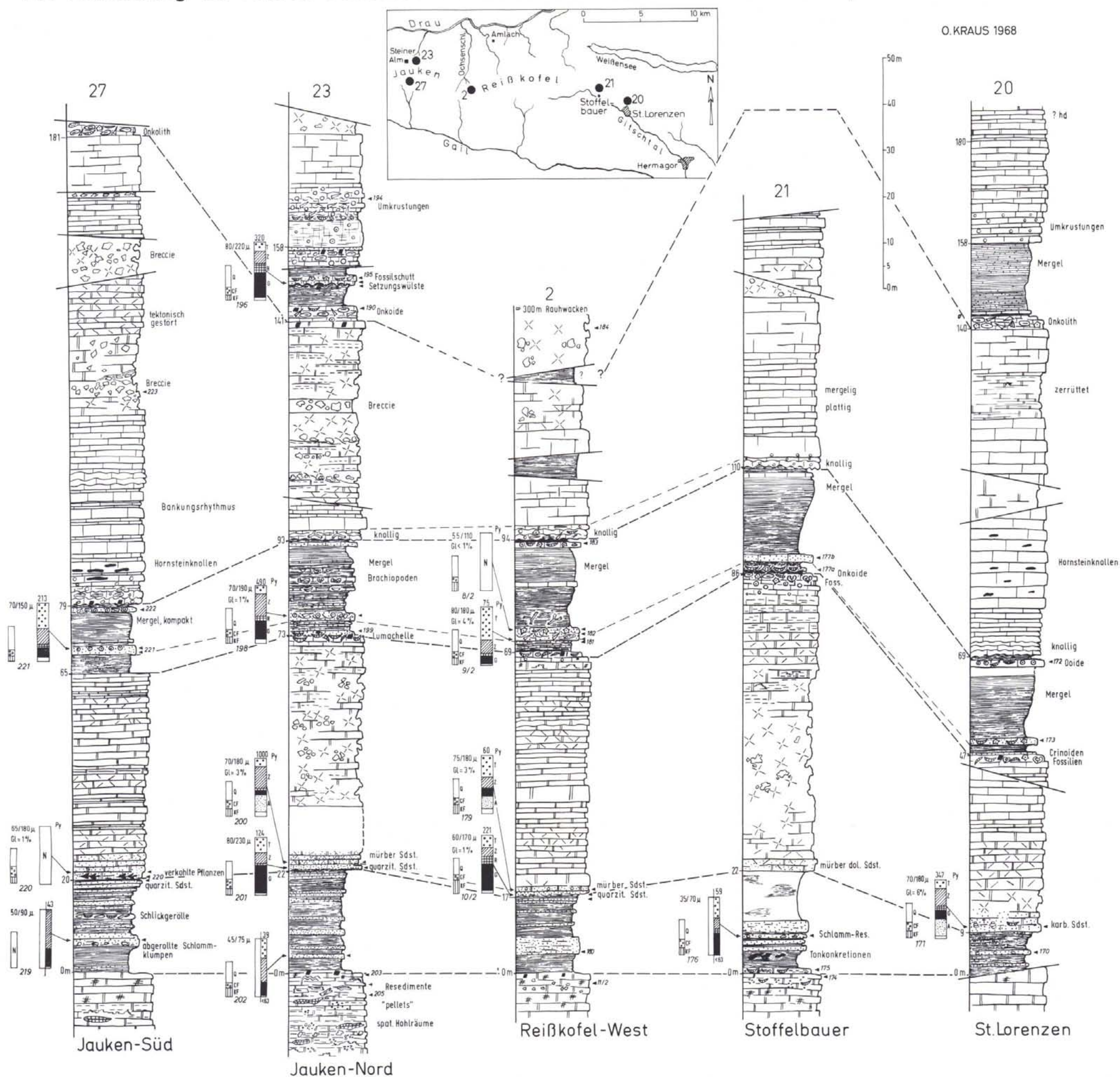
Rubland-Stollen S.

Rubland-Stollen N.

Rubland, Straße

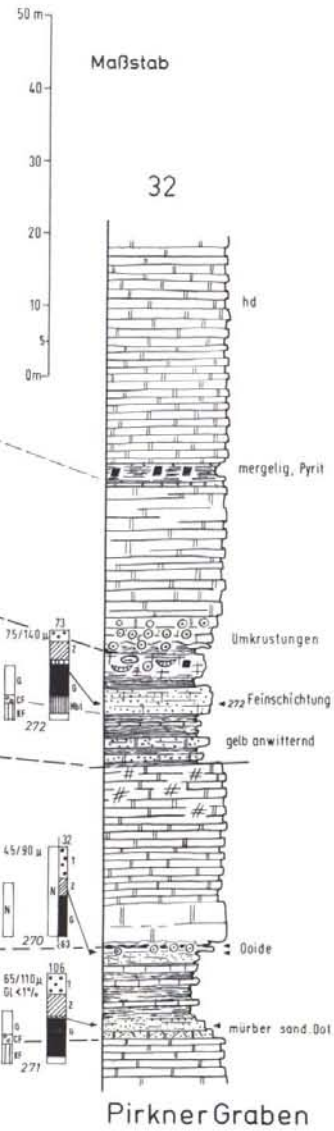
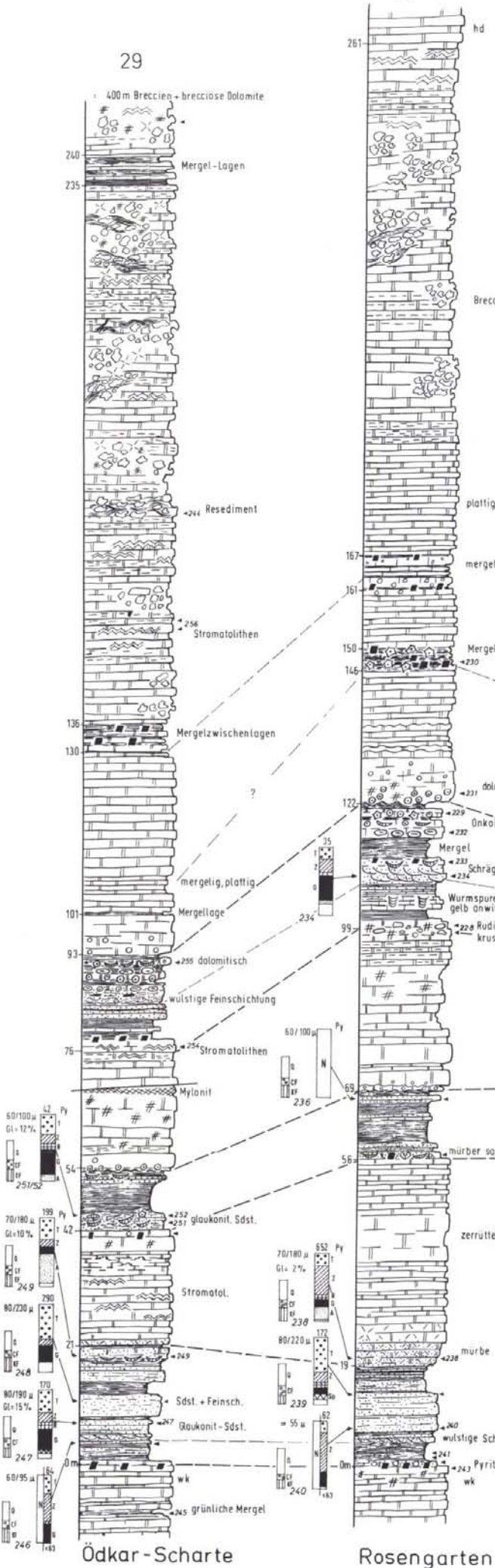


## Die Ausbildung der Raibler Schichten im Südteil der westlichen Gailtaler Alpen

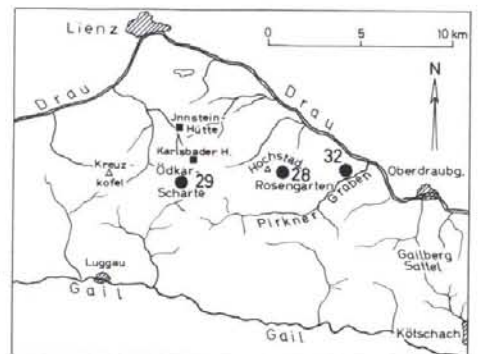


# Die Ausbildung der Raibler Schichten in den Lienzer Dolomiten

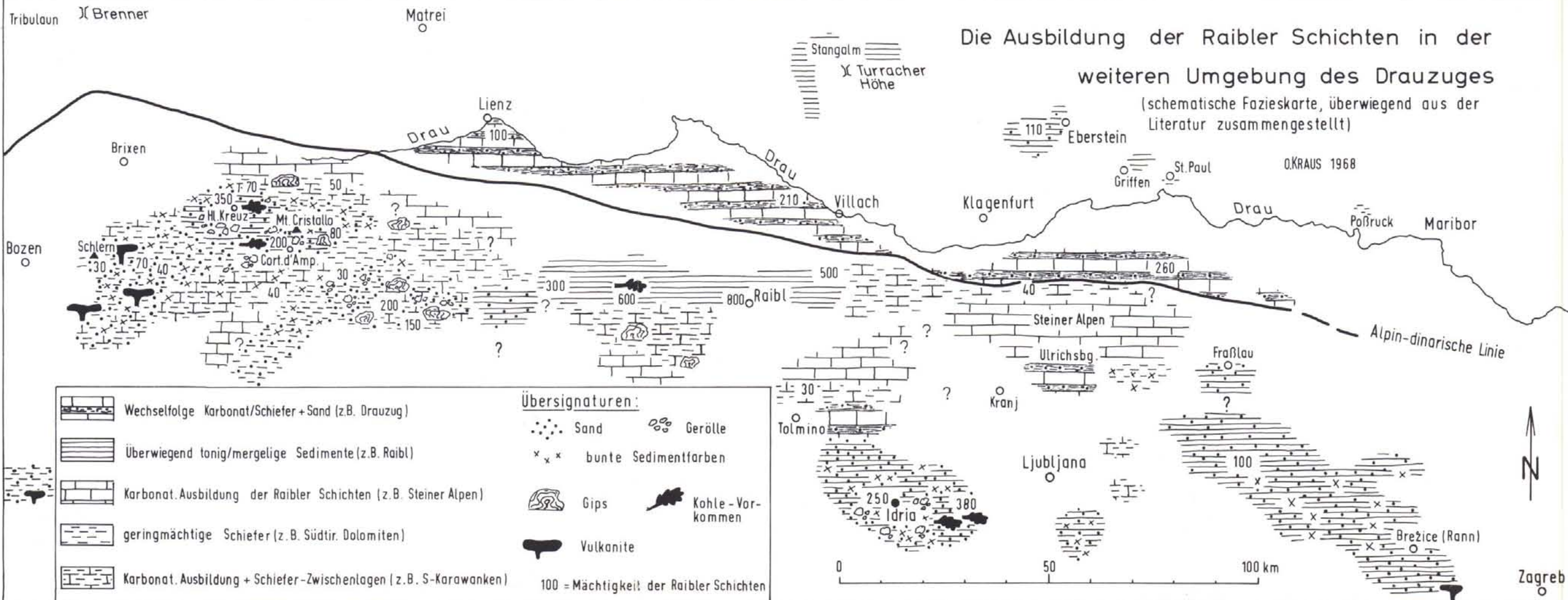
O. KRAUS 1968

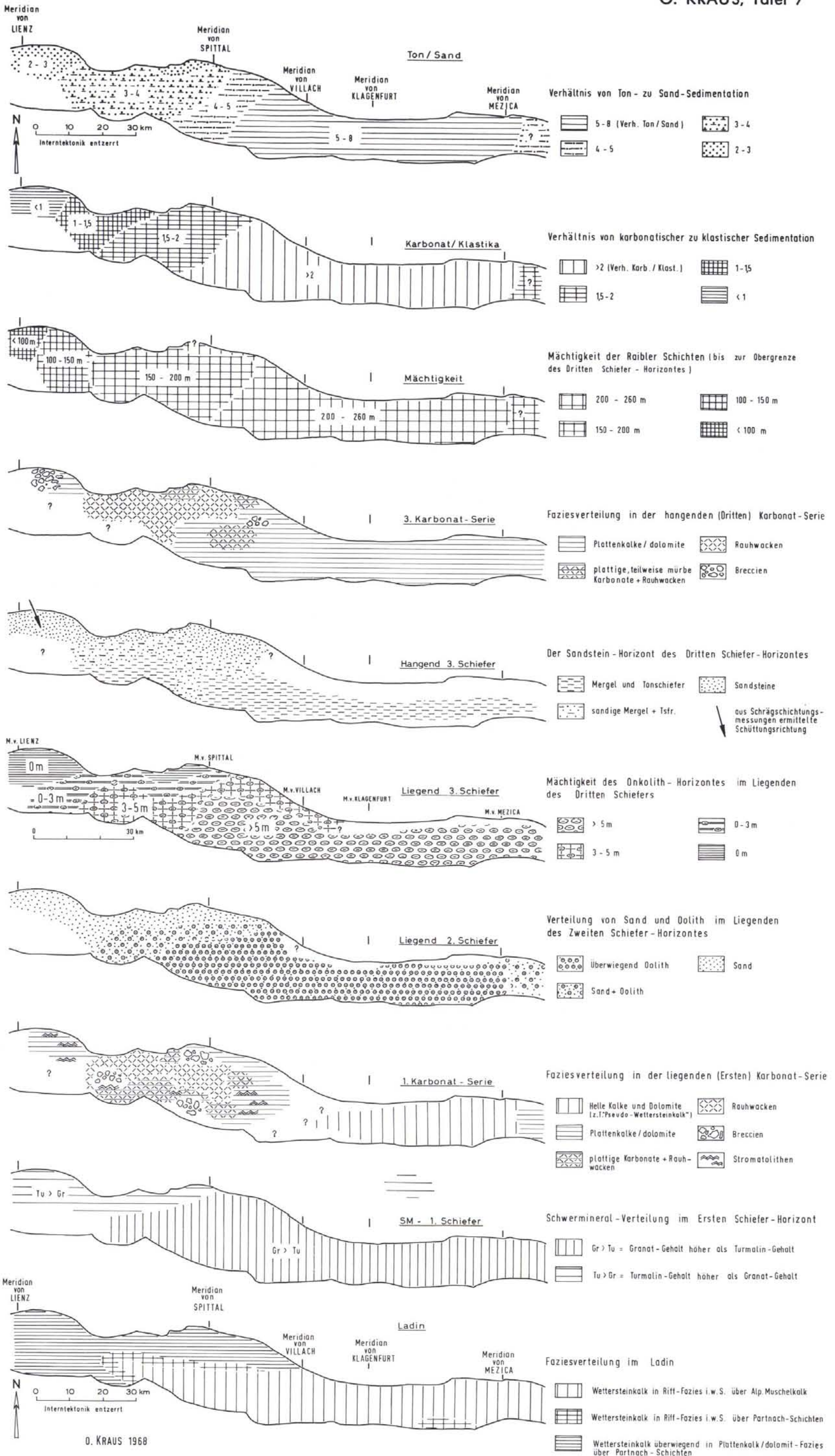


Pirkner Graben









Skizzen zur Faziesentwicklung und Paläogeographie der Raibler Schichten im Drauzug