

„SÜDALPINES“ ANIS IN DEN LIENZER DOLOMITEN (DRAUZUG)
(ein Beitrag zur alpin-dinarischen Grenze)

von

Rainer Brandner

3 Tafeln, 2 Abbildungen und 1 Beilage

Anschrift:

Dr. Rainer Brandner,
Institut für Geologie und Paläontologie,
Universitätsstrasse 4,
A-6020 Innsbruck.

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	21. Bd.	S.143–162	Innsbruck, 1972
-------------------------------	---------	-----------	-----------------

Inhalt:

A. Einleitung und Problemstellung	145
B. Mikrofazielle Untersuchungen und paläogeographische Deutung.	
1. Flaserkalkabfolge	147
2. Terrigen beeinflusste Fazies	
a) Sandsteinkomplex (u.a. redbeds)	150
b) Knollenkalke	152
3. Riffkomplex, geschichtete Kalke und Dolomite	153
C. Faziesvergleich mit südalpinem Anis	154
D. Angeführte Schriften	157

Zusammenfassung:

Die im Drauzug im allgemeinen etwas eintönig anmutende Gesteinsabfolge der anisischen Stufe mit bioturbaten Flaserkalken als weitaus häufigstes Gestein, wird in ihrem westlichen Teil (Lienzer Dolomiten) durch Sedimente unterschiedlichster Fazies zusammengesetzt. Hier sind nahezu alle Spielarten von Faziesbildungen zu finden, von Gezeitsedimenten, terrestrisch fluviatil gebildeten Sandsteinen und redbeds über beckenähnliche Sedimente bis zu Riffbildungen im Oberanis. Als Grund für diese Faziesheteropie sind synsedimentäre tektonische Bewegungen anzunehmen, die in ganz ähnlicher Weise und zur gleichen Zeit Hebungerscheinungen mit teilweiser Emerision in den, durch die Periadriatische Naht vom Drauzug scharf abgetrennten, Südalpen verursacht haben.

Diese engen Beziehungen zu südalpinem Anis können an Hand eingehender Studien in den Olander- und Prager Dolomiten (Südtirol) aufgezeigt werden. Die daraus resultierenden „global tektonischen“ Schlußfolgerungen können nur diskutiert werden, da weitere Untersuchungen in dieser Richtung noch im Gange sind.

Summary:

The anisian stage of the „Drauzug“, in general very monotonous with bioturbate flaser-bedded limestones as the most frequent rock, is composed in the western part of this range (Lienzer Dolomiten) of most different facies-types. There are to be found nearly all varieties of facies-developments, from tidalflat sediments, terrestrial fluviatile sandstones, redbeds and basin-like sediments to reef-buildings in upper anisian time. This heteropic facies is caused by synsedimentary tectonic movements which are in the same time and in the same manner responsible for elevations and partly emersions of the sedimentation area of the Southern Alps. The Southern Alps are sharply seperated from the „Drauzug“ by the Periadriatic Lineament.

These relations to southalpin Anis can be demonstratet by detailed investigations in the „Olander- and Prager-Dolomiten“ (South Tyrol). The resulting „global tectonic“ conclusions are only matter for discussion; more investigations will be done.

A. Einleitung und Problemstellung

Die anisischen Sedimente des Drauzuges, dessen westlichster Teil die Lienzer Dolomiten sind, wurden auf Grund ihrer unterschiedlichen Ausbildung und Fazies von früheren Autoren mit verschiedenen lokalen Faziesbezeichnungen belegt. So sind Begriffe wie „Gutensteinerkalk“, „Recoarokalk“, „Knollenkalkabfolge“ u. a. verwendet worden, die einerseits ja nur für einzelne Abschnitte der anisischen Sedimentsäule gelten können, andererseits aber auch wegen der oft ungenügenden Beschreibung der Typvorkommen viel Verwirrung stiften. Ebenso ist die Gliederung van BEMMELEN's, 1957 u. 1961 in einen „unteren“, anisischen und einen „oberen“, ladinischen Muschelkalk aus faziellen und stratigraphischen Gründen abzulehnen. Dagegen scheint mir der übergeordnete Begriff „Alpiner Muschelkalk“ als reine Faziesbezeichnung am sinnvollsten zu sein. Um der Vielfalt an Faziesentwicklungen gerecht zu werden, könnte man, wie SARNTHEIN, M., 1965, von einer „Serie des alpinen Muschelkalkes“ sprechen.

Der Drauzug wird zum Großteil aus permo-triassischen Sedimenten gebildet, die als Gebirgsmasse allseitig von kristallinen Schiefnern begrenzt sind. Zudem wird dieses Gebirge auch tektonisch von seiner Umgebung separiert – im N durch die Drautallinie, im S durch die Periadriatische Naht. Dadurch erhält der Drauzug eine Schlüsselstellung im Bau der Ostalpen.

Oftmals wurde dieses Gebirge auch als Wurzel der Nordalpendecken oder als liegengebliebener Deckenrest gedeutet (TERMIER, 1903, KOBER, 1923 u. 1938, TOLLMANN, 1963).

Die Überwindung dieser Isolation sollte nun an Hand von mikrofaziellen Detailuntersuchungen versucht werden. Überregionale Faziesvergleiche verschiedener Sedimentationsräume sind jedoch nur auf Grund von paläogeographischen Synthesen, in denen letztlich ja jede mikrofazielle Untersuchung gipfeln sollte, möglich. Es hat z. B. keinen Sinn einen Knollenkalk „hier“ mit einem Knollenkalk „dort“ zu vergleichen – man denke nur an die gerade bei Knollenkalken so verschiedenen genetischen Ursachen.

Nur aus einer Zusammenschau aller Detailergebnisse sind Parameter des Sedimentationsablaufes herauslesbar, auf Grund derer die Ereignisse in den verschiedenen Sedimentationsräumen zu parallelisieren sind.

Es wird daher im Folgenden zum Großteil nicht sosehr auf mikrofazielle Einzelheiten eingegangen, sondern es wird vielmehr versucht die verschiedenen Trends der paläogeographischen Entwicklung darzustellen.

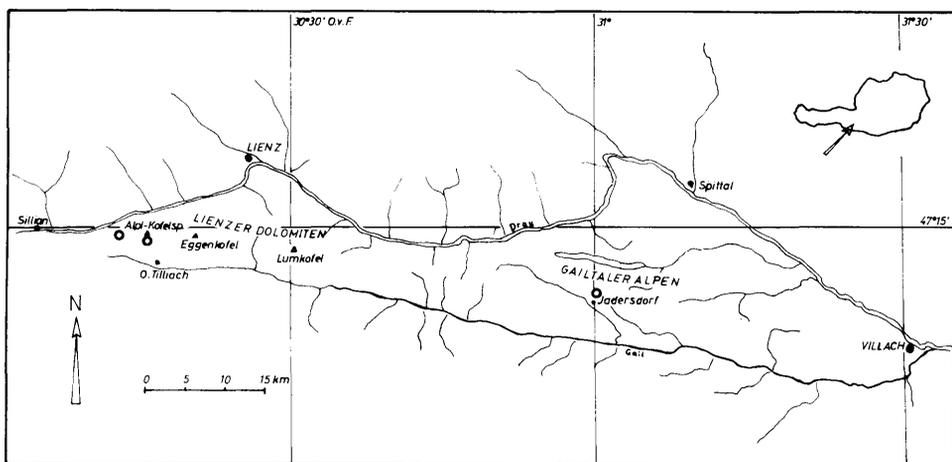


Abb.1: Lage der untersuchten Anisvorkommen in den Lienzer Dolomiten u. Gailtaler Alpen.

B. Mikrofazielle Untersuchungen und paläogeographische Deutung

Überblickt man die auf Beilage 1 beigegebenen Profile, so läßt sich auch auf Grund der Kurve des HCl-unlöslichen Rückstandes eine ganz grobe Gliederung der Sedimentabfolge erkennen.

Der auch schon im Gelände gut erkennbare und nahezu im ganzen Drauzug vorhandene Sandsteinkomplex des mittleren Teiles des Profiles, läßt dieses zwanglos in drei Teile zerfallen (vom Liegenden ins Hangende):

1. Flaserkalkabfolge
2. Terrigen beeinflusste Fazies
 - a) Sandsteinkomplex
 - b) Knollenkalke
3. Riffkomplex, geschichtete Kalke und Dolomite

Die Abgrenzungen dieser drei Komplexe gegeneinander sind scharf und ohne weiteres kartierbar.

1. Flaserkalkabfolge:

Dieser Fazieskomplex, früher zumeist als Knollenkalke oder Gutensteinerkalke bezeichnet, kann im östlichen Teil des Drauzuges, der jedoch hier nicht behandelt wird, große Bereiche der anisischen Schichtfolge einnehmen. Im W beschränkt sich die Faziesgesellschaft der Flaserkalke auf den unteren Teil des Profiles.

Der überwiegend karbonatische Komplex mit einer Mächtigkeit von ca. 130 m baut sich aus eintönigen, dunklen, mehr oder weniger fossilarmen geflaserten Kalken auf, in die zuweilen terrigen klastische Einschüttungen zwischengeschaltet sind. Diese klastischen Einlagerungen pelitischer bis feinsammitischer Korngröße, bestehend aus verschiedenen Tonmineralien, Quarz, Feldspat und Glimmer mit lagenweise auch Pflanzenhäcksel angereichert, können bei stärkeren Schüttungen öfters die karbonatische Sedimentation unterbinden.

Das terrigen klastische Material ist allerdings nicht nur auf die Zwischenschaltungen beschränkt, sondern findet sich untergeordnet, diffus verteilt, auch in den Kalken. Quarze und Glimmer bilden dann die wenigen Komponenten in einer feinkristallinen sparitischen Grundmasse. Mikrit, der wohl das primäre Material gebildet hat, ist nur selten von der Sammelkristallisation verschont geblieben.

Etwas monoton ist ebenfalls die Zusammensetzung des Fossilgehaltes. Neben den unten noch näher zu besprechenden Lebensspuren sind Crinoidenspreu (*Dadocrinus gracilis* BUCH) (s. Tafel I/1), turmförmige Gastropoden und ebenso unbestimmbare Landpflanzenreste die einzigen Biogene. Eine lagenweise Anhäufung einzelner Fossilarten kommt öfters vor.

Die Karbonate liegen meist nur mehr in cm-großen, isolierten, unförmigen bis linsigen Fragmenten vor, die von einer tonigen Matrix umgeben werden. Der HCl-unlösliche Rückstand der Karbonate besteht aus dem gleichen Material, wie die umgebende Matrix. Oft kann das Bild einer intraformationellen Breccie entstehen.

Für die Entstehung dieses nunmehr als Flaserkalk zu bezeichnenden Gesteines gibt es zwei Deutungsmöglichkeiten:

- a) Die kalkigen, zum Großteil linsenförmigen Körper sind das Ergebnis von diage-

netischen und tektonischen Prozessen. Eine mögliche primäre Wechsellagerung von kalkigeren und tonigeren Sedimenten wurde durch Boudinage, Stylolithisierung und Zerflaserung zerstört.

- b) Die kalkigen Fragmente lagen schon primär vor, wurden jedoch ebenso von der vorliegenden Stylolithisierung und Zerflaserung überprägt.

Beide Deutungsmöglichkeiten werden im Flaserkalkkomplex ihre Anwendung finden. Die Stylolithisierung führte in beiden Fällen zu einer scharfkantigen Ausbildung der Konturen an Ober- und Unterseite der Kalkfragmente.

Einen deutlichen Hinweis auf die Möglichkeit der syngenetischen Entstehung der Kalkfragmente geben Innenschumpfungsrisse (Tafel I/2). Diese treten an der Grenze der feinsparitischen Kalkfragmente zu dem umhüllenden Ton auf. In dem halbverfestigten, noch plastisch reagierenden Kalkschlamm rissen infolge der durch die Wasserabgabe bedingten Volumsverminderung Klüfte auf, die allerdings nicht vom umgebenden Sediment wieder verfüllt wurden, sondern durch einen Calci- oder Dolospatit verheilt wurden. Damit steht auch der Zeitpunkt des Spaltenaufreissens fest: das umgebende Sediment mußte schon so fest gewesen sein, daß kein Material mehr in die offenen Spalten gelangen konnte.

Auch eine Umlagerung der noch relativ plastischen Kalkkörper („Wursteln“) nach Art von Resedimenten kann in einigen Fällen nicht ausgeschlossen werden.

Eine mögliche und sehr wahrscheinliche Entstehungsursache der meisten dieser Kalkfragmente ist die Bioturbation, eines ursprünglich wohl „unentmischten“ tonigen Kalkschlammes. Hat man einmal das Glück und kann auf eine Schichtoberfläche daraufsehen (Tafel I/3) so kann man eindeutig feststellen, daß die Ursache der Entstehung der vorliegenden „Kalkwursteln“ auf eine intensive Zerwühlung des Sedimente zurückzuführen ist. Liegen nur Querschnitte der Bänke vor und umsomehr auch in Bereichen starker Flaserung, ist eine Unterscheidung von reinen Flaserkalken und geflaserten „Wurstelkalken“, wie ROTHPLETZ 1888 treffend die durchwühlten Kalke bezeichnete, problematisch. Fecal pellets sind auf Grund der Sparitisierung oder der ungenügenden Aragonitbildung in Dünnschliffen nur selten vorhanden.

Bei den Spuren handelt es sich zumeist um einfache, z. T. leicht gebogene strukturlose Gänge mit einem Durchmesser von 5-7 mm. Die Gänge verlaufen meist horizontal und können sich auch verzweigen. Spreitenbauten, wie z. B. Rhizocorallium, das von früheren Autoren (van BEMMELEN, 1961, SCHLAGER, 1963 u. a.) immer wieder angeführt wird, fehlen in diesem Komplex vollkommen und treten erst in den hangenden Sandsteinen und Mergeln häufiger auf.

Wie lange diese Gänge in ihren Ursprungsstadium sedimentfrei waren, oder sofort nach der Durchwühlung wieder mit Sediment verfüllt wurden, läßt sich nicht genau feststellen. Geopetale Füllungen mit pellets, wie z. B. FRISCH, 1968 : 59 sie beschreibt, konnten nicht gefunden werden. Jedenfalls hatten aber Mg-reiche Lösungen die Möglichkeit innerhalb der Gänge oder an den Gangwänden zu zirkulieren. Wie sonst sollte man sich die zahlreichen Neubildungen von Dolomit, die gehäuft gerade innerhalb der „Wursteln“ vorkommen, erklären.

Heute liegen die Gänge als vorwiegend kalkige Steinkerne vor, das umgebende Sediment besteht aus Ton-Mergelmateriale. Man muß sich fragen, warum gerade die Freßgänge aus sparitischen Kalken aufgebaut sind und das umgebende Material nicht.

Eine mögliche Erklärung wäre:

Der zur Stabilisierung der Gangwände notwendige Schleim (SCHÄFER, 1962 : 455) könnte zu einer bevorzugten Kalkfällung im Bereich der Wühlgänge beigetragen haben. Die dann mit Sediment und gefällttem Kalk wieder verfüllten Gänge sind nunmehr in sich geschlossene, isolierte Körper innerhalb des somit „entmischten“ kalkig-tonigen Sedimentschlammes. Auf Grund dieser Materialinhomogenität setzte wohl gerade an der Grenze der „Wursteln“ zum umgebenden Sediment eine früh- bis spätdiagenetische Drucklösung und Druckflaserung entsprechend dem RIECK'schen Prinzip verstärkt ein, wobei lösliches Karbonmaterial weggeführt wurde. Je stärker die Bioturbation, also die Entmischung des ursprünglich homogenen kalkig-tonigen Schlammes und je stärker daher auch die Materialinhomogenitäten, umso intensiver auch die Drucklösung und Druckflaserung. Hand in Hand damit geht die „Anreicherung“ des tonigen, unlöslichen Rückstandes in den Flaserzonen und eventuell auch eine Reduktion der ursprünglichen Gesamtmächtigkeit (TURNIT, 1968 a).

Somit wäre auch die Wechsellagerung von kalkigeren und zurückwitternden mergeligeren, d. h. von verschiedenen stark geflaserten Kalken im unteren Teil des Profiles (Tafel II/1) erklärbar. Entsprechend einem immer wiederkehrenden, vielleicht auch zyklischen Aufblühen der Schlammwühlertätigkeit, setzen die diagenetischen Prozesse verschieden stark ein und führen zu einer Wechsellagerung von mehr oder weniger kompetenten Kalkbänken mit stärker zerflaserten, mergeligeren Zwischenbänken.

Gründe für das Aufblühen der Schlammwühlertätigkeit müssen in wechselnden ökologischen Bedingungen, die eventuell auf epirogenetischen Bewegungen zurückzuführen sind, gesucht werden.

Nach Rudolf RICHTER, 1936 : 237 brauchen die Wühler für eine „erfolgreiche“ Entschichtung des Sedimentschlammes vor allem Zeit und dürfen nicht durch ständige Umlagerung des Sedimentes und dessen Neuschichtung (was allerdings im Bewegtwasserbereich der Flachsee vorherrschend ist) mechanisch behindert werden. Einerseits ist also eine „erfolgreiche“ Durchwühlung nur in Stillwasserbereichen möglich, andererseits ist natürlich das benthonische Leben der wühlenden Organismen auf eine gewisse Sauerstoffzufuhr und Nahrungszufuhr angewiesen. Demnach sind der Bioturbation von der Natur her enge Grenzen gesetzt, d. h. das Auftreten von Wühlhorizonten ist verbunden mit einem Kompromiß zwischen beiden Faktoren.

Was den Sedimentationsraum betrifft, könnte man auf Grund der terrigenen Einschüttungen, eine marine Sedimentation im Küstenvorfeld annehmen wobei lagunäre Abschnürungen nicht ausgeschlossen werden können. Vorallem in den hangenden Bereichen des Flaserkalkkomplexes deuten Vorkommen von Gipsknöllchen (Durchmesser max. 1 cm) und einzelne zwischengeschaltete Dolomitlagen auf supratidale, evaporitische Verhältnisse hin. Die meisten der Gipsknöllchen liegen heute als eine dichte weiße Calcitmasse vor, die durch Calcit-Pseudomorphose nach Gips entstanden ist. Ein Großteil der löcherig-kavernösen Flaserkalke dürfte wohl derartigen Bildungen zuzuschreiben sein.

2. Terrigen beeinflusste Fazies:

a) Sandsteinkomplex:

Die etwa 150 m mächtige, terrigen klastische Abfolge von feldspatführenden Quarzsandsteinen mit z. T. karbonatischem Bindemittel und sandigen Mergeln, in denen Pflanzenhäcksel oft stark angereichert sein können, findet sich im ganzen Drauzug, scheint jedoch in den Lienzer Dolomiten mit der größten Mächtigkeit auf. War auch schon die Flaserkalkabfolge klastisch beeinflusst, so setzen nun Schüttungen von klastischen Material mit siltischer bis psammitischer Korngröße ein, wobei karbonatische Einschaltungen nur mehr eine untergeordnete Rolle spielen, aber doch gute Hinweise auf das Ablagerungsmilieu geben können.

So sind z. B. im liegenden Anteil des Sandsteinkomplexes (s. Beil. 1) Dolomite und Kalke mit laminaren Fenstergefügen (Tafel II/2) eingeschaltet, deren intertidales bis supratidales Environment außer Zweifel steht. Diese inter- bis supratidalen Verhältnisse, auch noch untermauert durch die oben erwähnten Gipsvorkommen im hangenden Teil der Flaserkalkabfolge, dürften auch für die folgenden roten Sandsteine und Mergel verantwortlich gemacht werden.

Die roten Sandsteine und Mergel wechsellagern mit grünen Sandsteinen und Mergeln; in den Mergeln ist zuweilen eine Farbschichtung bis in den mm-Bereich hinein zu erkennen. Die Mächtigkeit dieser bunten Einschaltungen variiert von Ort zu Ort, wird jedoch 5 m nicht übersteigen.

Die täuschende Ähnlichkeit dieser Faziesrekurrenz mit den Werfener Schichten veranlaßte frühere Autoren (z. B. van BEMMELEN & MEULENKAMP, 1965) im Alplspitz-Kofelspitz-Zug eine tektonische Emporschuppung der Werfener Schichten, verbunden mit einem Isoklinalbau der anisichen Schichtfolge, anzunehmen.

Optisch und röntgenographisch konnten Hämatit und Chlorit als Farbträger der roten und grünen Farben identifiziert werden. Chlorit kommt allerdings in den roten Lagen ebenso vor und zwar in den ca. gleichen Mengen wie in den grünen Schichten. Die braune Färbung eines Großteiles der darüberfolgenden Sandsteine ist auf eine Limonitführung zurückzuführen.

Die mikroskopische Untersuchung der Sandsteine ergab folgenden Mineralbestand:

undulöse Quarze als Hauptgemengteil

erdige K-Na Feldspäte

Plagioklas mit Serizit, Klinozoisit und Chlorit gefüllt

Mikroklin

Myrmekit

Biotit, mit Zirkoneinschlüssen, oft stark gebleicht

Chloritpseudomorphosen nach Biotit, z. T. mit Hämatitneubildungen

untergeordnet: Turmalin, umgesetzte Granatreste mit Chlorit und Hämatit, Apatit.

Als Ausgangsmaterial dieser Sandsteine können, der Mineralzusammensetzung entsprechend, nur saure Gesteine, wie die an der Basis oder im Gailtalkristallin vorkommenden Quarzporphyre oder Granitgneise in Frage kommen. Daß eine Aufarbeitung der tieferen Serien erfolgt sein muß, beweisen ebenso cm-große Gerölle von ?permischen Quarzporphyren, die in anisichen Sandsteinen des Profiles Jadersdorf

eingelagert sind. Es wäre allerdings auch eine zweimalige Umlagerung der permoskythischen Aufarbeitungsprodukte in Betracht zu ziehen. Doch ist die kompositionelle (der geschätzte Feldspatgehalt liegt bei ca. 10 %) wie auch die strukturelle Reife (geringe Rundung der Sandkörner) der anisischen Sandsteine noch nicht so weit fortgeschritten, wie man sie bei einer nochmaligen Umlagerung permo-skythischer Sedimente erwarten müßte.

Deutlich ausgebildete Weiterwachsräume von Kalifeldspat an detritischen, zersetzten Feldspäten in den intergranularen Räumen (Tafel II/3) deuten nach FÜCHTBAUER, 1967 b auf Umlagerungen im fluviatilen Bereich hin, der im Bildungsraum der vorliegenden red beds durchaus gegeben ist.

Für die Frage der Herkunft der stofflichen Träger der Farben der buntgefärbten Schichten gibt es zwei Möglichkeiten:

- a) Die Rotfärbung der anisischen Sandsteine ist primär, d. h. Rotsedimente des Permoskyth wurden umgelagert.
- b) Die Rotfärbung entstand postsedimentär, autochthon durch authigene Hämatitbildung bei der Verwitterung Fe-haltiger Minerale (WALKER, 1967).

Gegen die erste Möglichkeit sprechen nicht nur die oben angeführten Gründe der noch nicht so weit fortgeschrittenen kompositionellen und strukturellen Reife der Sandsteine, sondern auch die Unbeständigkeit des Hämatits schon nach kurzem Transportweg, wie aktuogeologische Untersuchungen zeigen. SIOLI, H., 1957 aber auch HINZE & MEISCHNER, 1968 konnten nachweisen, daß Flüsse, die lateritisches Material in ihrem Einzugsbereich haben, durch Fe-Hydroxide braungefärbtes Sedimentmaterial führen. Entsprechend diesen Beobachtungen könnte man auch die, über den redbeds folgenden, Limonit führenden Sandsteine mit vorwiegend kalkigen Bindemittel, deuten. Durch Umlagerung von in nahen Verlandungsbereichen gebildeten Rotsedimenten kam es zur Umbildung des Hämatites in Brauneisen.

Hämatitneubildungen konnten, wie schon oben erwähnt, in Chloriten und an Biotiten beobachtet werden. Allerdings konnten Detailbeobachtungen, wie sie WALKER, 1967 am rezenten Beispiel der Sonora-Wüste beschreibt, wie z. B. das Fehlen von Hämatitbildungen an primären Berührungs- und Druckpunkten zwischen den Körnern, nicht gemacht werden. Mit gewissen lokalen Umlagerungsprozessen muß demnach gerechnet werden.

Die Wechsellagerung von roten und grünen Mergeln und Sandsteinen, bei ursprünglich ähnlich zusammengesetztem mit Chlorit angereicherten grünen Sedimentmaterial, könnte durch eine unterschiedlich starke Schüttung erklärt werden. Die grüngefärbten Lagen wurden entsprechend schnell von nachfolgendem Sediment begraben, sodaß eine Hämatitbildung in den grünen Lagen, mangels oxydierendem Milieu, unterbleiben mußte. Die rotgefärbten Lagen mit ihren Hämatitneubildungen entsprechen dagegen den zeitweilig auftretenden Emersionen mit oxydierenden Verhältnissen, die zur Rotfärbung der primär grünlichen Sande und Mergel führten. Derartige Emersionen sind schon auf Grund der allgemeinen faziellen Situation (inter- bis supratidales environment der Karbonate) gut belegbar.

Durch die nachträgliche „Zerwühlung“ einer Großteiles der sandigen Sedimente (bis auf wenige Spreitenbauten wohl Verformungswühlgefüge, da keinerlei Wühlgefüge wie in den „Wurstelkalken“ mehr erhalten sind (SCHÄFER, W., 1962 : 454) sucht man in den

Sandsteinen meist vergebens nach Schüttungsstrukturen. Inwiefern benthonisches Leben bei der relativ raschen Schüttung der Sande möglich war, bleibt offen. Eine der wenigen Strukturen die gefunden werden konnten sind flute casts (Tafel III/1) an der Unterseite von Sandsteinbänken. Diese lassen starke Strömungen in ca. E/W-Richtung vermuten, wobei Schüttungen von östlicher Seite her angenommen werden müssen. Besser erhaltene Schüttungsstrukturen im Sandsteinkomplex des Profiles Jadersdorf machen ein Erosionsgebiet westlich dieses Profiles wahrscheinlich. Sucht man bei Außerachtlassung aller tektonischen Komplikationen entsprechend den Schüttungsrichtungen nach dem schuttliefernden Verlandungsbereich, so wäre hierfür der Bereich um den Eggenkofel/Lumkofel und südlich davon in Betracht zu ziehen. Tatsächlich fehlt hier auch ein Großteil der anisischen und permoskythischen Sedimente. Detailliertere Untersuchungen, insbesondere an Hand von Schweremineralanalysen, werden hier fundiertere Ergebnisse liefern können.

b) Knollenkalke:

Der hangende, meist nur aus tektonischen Gründen fehlende Teil der terrigen beeinflussten Fazies, baut sich aus einer Abfolge von siltitischen Mergeln, fossilreichen Knollenkalken mit sparitischer Grundmasse, und häufig lagenförmig aneinandergereihten, brotlaibförmigen Kalkkonkretionen auf. Die Schlammwühlertätigkeit, die das Gefüge der liegenden Komplexe doch wesentlich bestimmte, fehlt in diesem Faziesbereich vollkommen. Die Schüttung von terrigen klastischen Material geht entsprechend einer allmählichen Absenkung des Ablagerungsraumes zurück, doch findet sich in der Matrix der Kalkkonkretionen und Knollenkalke immer noch ein gewisser Anteil von Quarzdetritus siltischer Korngröße.

Auf die Genese dieser Konkretionen und Knollenkalke, wie auf deren Fällungsmechanismus einzugehen, würde den Rahmen dieser Arbeit sprengen. Jedenfalls sind die zur Bildung von Konkretionen und Fällungsknollenkalken notwendigen oxydierenden als auch reduzierenden Verhältnisse mit der nun schon wesentlich reicheren Lebewelt einerseits und Pyrit- und Glaukonitbildungen andererseits gegeben (GRÜNDEL & RÖSLER, 1963). Insgesamt dürften auch auf Grund der unten noch anzuführenden Biogene küstennahe, beckenähnliche Verhältnisse angenommen werden.

Eine nahezu vollkommen gleiche lithologische als auch fazielle Ausbildung ist zu gleicher Zeit im Anis der Südalpen in z. T. größeren Mächtigkeiten verbreitet. Die Schichten von Dont oder die Prager Schichten (BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970) bieten sich zu Vergleichsstudien geradezu an. Auch die zeitliche Einstufung entsprechend der unten angeführten Biogene stimmt mit den südalpinen Vorkommen überein.

In diesen Komplex hinein fällt auch der seit GEYER, 1903 bekannte, für anisische Verhältnisse im Drauzug sehr reichhaltige, Fossilfundpunkt östlich der Alplspitze, wobei vor allem Brachiopoden eine vorherrschende Rolle spielen. Das unvermittelte und reichhaltige Auftreten dieser Biogene findet seinen Ursprung in den geänderten ökologischen Bedingungen, die wohl mit der Absenkung des Sedimentationsraumes und dem Vordringen des Meeres in Verbindung zu bringen sind.

Die Biogene wurden schichtweise entnommen; vier Brachiopodenhorizonte konnten

im Profil Alplspitze-Kofelspitze aufgefunden werden. Die folgende Fossilliste faßt die verschiedenen Vorkommen zusammen.

Tetractinella trigonella SCHLOTH.
Mentzelia mentzelii DUNKER
Spiriferina sp.
cf. *Coenothyris vulgaris* SCHLOTH.
cf. *Judicarites* sp.
Encrinus liliiformis LAM.
Entrochus silesiacus BEYRICH
Lima striata SCHLOTH.

An Foraminiferen finden sich neben den zuweilen massenhaft auftretenden Glomospiren und Glomospirellen: cf. *Tolypammina*, *Ammodiscus* sp., und *Lituotuba*⁺). Sand-schaler pyritisierte und glaukonitisierte Formen konnten auch im Essigsäure-unlöslichen Rückstand gefunden werden.

An Conodonten und Holothurien sind zu nennen:++)

Gondolella navicula navicula HUCKRIEDE
Gondolella mombergensis mombergensis TATGE
Gondolella excelsa MOSHER
Priscopodatus sinuosus KOZUR & MOSTLER
Priscopodatus quadratus KOZUR & MOSTLER
Tetravirga imperforata FRIZZEL & EXLINE
Theelia subcirculata MOSTLER
Thallatocanthus cf. *consonus* CARINI

Für die Gesamtfauna kann ein oberanisches Alter als gesichert angenommen werden.

3. Riffkomplex, geschichtete Kalke und Dolomite

Abermalige Hebungerscheinungen beenden die terrigen beeinflusste Fazies des Sandsteinkomplexes und der Knollenkalke und führen zur Bildung von mehr oder weniger reinen Karbonatgesteinen der Flachwasserfazies.

Mit diesen Hebungerscheinungen verbunden ist die Bildung eines etwa 20 m mächtigen Riffkörpers, welcher jedoch nur lokal im Bereich der Alplspitze auftritt. In die hell anwitternden, massigen, sparitischen Kalke sind dm-große Hohlräume eingelagert, die gradiert mit gelblich anwitterndem feinarenitischen Kalk- oder Dolomitdetritus teilweise oder vollkommen ausgefüllt werden. Der einzige Riffbildner, der gefunden werden konnte, ist ein gegliederter Kalkschwamm (*Olangocoelia otti* BECHSTÄDT & BRANDNER) der hier wiederum, ähnlich wie am locus typicus, das Gestein „badeschwammähnlich“ durchzieht und ein selbsttragendes Gerüst bildet (Tafel III/2) Die von den Schwammwänden umschlossenen Hohlräume sind mit verschiedenen Sedimentarten und -schüttungen ausgefüllt. Dieser charakteristische Riffotyp ist täuschend ähnlich mit jenem, der den Großteil der pelsonisch-illyrischen Riffe der

+) det. W. Resch, Innsbruck

++) det. H. Mostler, Innsbruck

Olang Dolomiten (Südtirol) aufbaut (BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970). Die Sparitisierung der ursprünglich mikritisch bis feinarenitischen Sedimente zerstörte allerdings zum Großteil die primären Anlagerungsgefüge, sodaß nur mehr verschieden pigmentierte Hohlraumfüllungen, nunmehr von Styolithen umgrenzt, zu erkennen sind.

Nach einer geringmächtigen Wechsellagerung von laminierten Kalken und Dolomiten mit L-F-Gefügen und Stromatolithrasen, beginnt eine eintönige Folge von über 100 m mächtigen dm-geschichteten Dolomiten, die in ihrem oberen Teil durch eine Einschaltung von gelblichbraun verwitternden Tuffit und von Kieselknauern unterbrochen wird. Diese Tuffite sind sicherlich mit den Daziten in den östlichen Gailtaler Alpen (WARICH, 1966) zu vergleichen, die dort oftmals in dunkle Partnachkalke eingeschaltet sind.

Die Dolomitserie, ohne weiteres korrelierbar mit dem „Dolomitischen Zwischen-niveau“ von BEMMELEN's in den Gailtaler Alpen, ist ebenso zwanglos vergleichbar mit dem Oberen Sarldolomit oder Mendeldolomit der Südtiroler Dolomiten. Lithologische Ausbildung, sowie stratigraphische Stellung entsprechen sich beinahe vollkommen.

C. Faziesvergleich mit südalpinem Anis

Es wurde schon in der Einleitung darauf hingewiesen, daß es bei einer vergleichenden Faziesstudie nicht viel Sinn hat, einzelne Mikrofaziestypen zu beschreiben, um diese dann in verschiedenen Sedimentationsräumen gleichzusetzen. Mikrofaziestypen, mit allen ihren begrenzten Variationen, lassen sich an und für sich in jeden Sedimentationsraum auf einige wenige Grundtypen zurückführen, die dann wohl kaum eine Aussage über die Ähnlichkeit von Sedimentationsarealen zulassen.

Genauso wie der Charakter einer Minerallagerstätte nicht durch einzelne Minerale, sondern durch die Mineralgesellschaft bestimmt wird, wie HUMMEL 1932 : 430 richtig feststellte, genauso wird der Charakter einer Formation, hier also einer Stufe, nicht so sehr durch eine einzelne Fazies mit ihren Mikrofaziestypen als durch die Gesamtheit der Faziesgesellschaft, oder besser noch, einer „Faziesabfolge“, gekennzeichnet.

Wenn nun derartige Faziesabfolgen verschiedener Sedimentationsareale bei allen Unterschieden in den Einzelheiten – z. B. der verschiedenen petrographischen Zusammensetzung des klastischen Komplexes infolge des jeweiligen Liefergebietes, der unterschiedlich ausgebildeten Mikrofaziestypen der Flachwasserfazies, begründet in den rasch wechselnden Ablagerungsbedingungen dieses Ablagerungsbereiches – dennoch gemeinsame Merkmale aufweisen, die sich wie ein roter Faden durch das Sedimentationsgeschehen durchverfolgen lassen, so müssen dafür übergeordnete Ursachen wirksam gewesen sein.

Im anisischen Zeitraum des westlichen Drauzuges und der Südalpen, hier insbesondere der Südtiroler Dolomiten, sind eine dieser Ursachen vor allem die synsedimentären tektonischen Bewegungen die ganz wesentlich den Charakter der Faziesabfolgen bestimmen. Als zweiter Faktor ist das aride Klima zu nennen, das für die örtliche Bildung von redbeds verantwortlich gemacht werden muß.

Als Charakteristikum der bunten Faziesfolge im westlichen Drauzug kristallisiert sich aus den oben dargelegten mikrofazialen Daten eine zweimalige Hebungserscheinung des

Sedimentationsgebietes mit einer Emersion im mittleren Teil des Profiles heraus. Entsprechend dem Kurvenverlauf des HCl-unlöslichen Rückstandes könnte eine Transgressions-Regressionskurve beigelegt werden, die die tektonischen Unruhen noch besser verdeutlichen würde. Die Bewegungen, die den relativ raschen Fazieswechsel verursacht haben, können nicht nach Art von weitgespannten, langsamen Krustenbewegungen gewesen sein, sondern mußten abrupt und stärker verlaufen sein, um die Aufarbeitung bis in den kristallinen Untergrund hinein zu ermöglichen.

Ganz ähnliche „tektogenetische“ Bewegungen, örtlich sogar im verstärkten Ausmaß, kommen im Anis der, durch die Periadriatische Naht vom Drauzug scharf abgetrennten, Südalpen vor. Hier sind oberanisische Regressionen, abgebildet durch Konglomerate, rote Mergel und Sandsteine (Peres-Schichten), insbesondere in den Pragser- und Olinger Dolomiten (BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970), im Gebiet von Dont und in den Vizentinischen Alpen vom Erscheinungsbild der anisischen Faziesabfolge nicht mehr wegzudenken. Zum faziellen Vergleich bieten sich die Olinger- und Pragser Dolomiten auf Grund ganz ähnlicher Sedimentausbildung und Fazies geradezu an.

Hier waren allerdings auch schon im Unteranis regressive Phasen tätig, die jedoch nicht das Ausmaß der oberanisischen tektogenetischen Bewegungen erreichten. Die durch die verschiedenen anisischen Regressionen bedingte Aufarbeitung der liegenden Schichtserien, griff in den Südalpen bis zu den permischen Bellerophon-Schichten vor, wobei praktisch die gesamte aufgearbeitete Schichtfolge in umgekehrter Reihenfolge in anisischen Sandsteinen und Konglomeraten wiederaufsteht. Das tiefste aufgearbeitete Material findet sich also in höchsten (unterillyrischen) Konglomeraten und Sandsteinen wieder. Das „echte“ Richthofenkonglomerat polymikter Zusammensetzung mit verschiedenen Werfener- und Bellerophongeröllern ist daher, wie der Verfasser 1970 zeigen konnte, mit pelonisch/unterillyrischem Alter zu belegen. Bildet das Richthofenkonglomerat die Basis des Alpen Muschelkalkes, wie es in den Südtiroler Dolomiten öfters vorkommt, so steckt in diesen Konglomeraten und der damit verbundenen klastischen Abfolge sicherlich unteranisisches, teilweise auch noch oberanisisches Alter.

Eines der Hauptargumente der Verschiedenheit des Muschelkalkes des Drauzuges und der Südalpen, nämlich das Fehlen eines Muschelkalkkonglomerates an der Basis des Anis und einer entsprechenden Abtragungsperiode im Drauzug (KAHLER & PREY, 1963 : 105), ist hinfällig geworden. Die in den Lienzer Dolomiten nachgewiesenen oberanisischen tektonischen Bewegungen hätten, ebenso wie jene zu gleicher Zeit in den Südalpen tätigen Bewegungen, bei entsprechendem „südalpinen“ aufzuarbeitenden Untergrund die Bildung eines Richthofenkonglomerates ermöglicht. Das Nichtvorhandensein des Muschelkalkkonglomerates im Drauzug ist also letztlich eine Sache der Verfügbarkeit des entsprechenden Materials und der morphologischen Ausbildung des schuttliefernden Hinterlandes, dessen Wildbäche, Flüsse und eventuell Steilküsten zur Bildung derartiger Konglomerate notwendig sind.

Die Stärke der synsedimentären tektonischen Bewegungen in den Südalpen wird besonders durch die in den Olinger Dolomiten vorkommenden, zimmergroßen Rutschblöcke unterstrichen, die von einem durch synsedimentäre Brüche zerstörtem oberanisischen Riffkomplex stammen (BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970). Die Ähnlichkeit dieses Riffes mit jenem der Lienzer Dolomiten wird durch den gemeinsamen Riffbildner *Olangocoelia otti* BECHSTÄDT & BRANDNER hervorgerufen.

Während es im Hangenden des Riffkomplexes in den Olinger Dolomiten zu einer zweiten oberanisischen Emersion mit roten Fährtschiefern kam, bildeten sich in den Lienzer Dolomiten lediglich Flachwasserkalke und -dolomite mit L-F-Gefügen und Stromatholithenrasen, die auch hier das Riffwachstum beendeten. Die folgenden dm-geschichteten laminierten Dolomite sind dem Oberen Sardedolomit der Südalpen völlig gleich.

Das einzige trennende Glied zwischen den Profilen des westlichen Drauzuges und dem Profil der Olinger Dolomiten (s. Beil. 1) sind die im Drauzug so weit verbreiteten Wurstelkalke, die im Profil dem Unteren Sardedolomit gegenüber stehen. Sicherlich ist die Wurstelkalkfazies eine Sonderfazies, die ein derartiges Überhandnehmen der Bioturbation ermöglichte. Aber genauso wie die, eigentlich im Unteranis der Südalpen nur selten vorkommende Fazies des Unteren Sardedolomites, ist die Fazies der Wurstelkalke auf den Flach- bis Flachstwasserbereich beschränkt. In beiden Sedimentationsräumen erfolgte eine gewisse terrigene Beeinflussung – in den Südalpen jedoch stärker als im Drauzug. Ähnliche Bioturbationserscheinungen wie im Drauzug sind z. B. in den Vizen-tinischen Alpen häufig, nur wirkt sich hier eine Zerflaserung des Gesteines infolge der geringen tektonischen Beanspruchung kaum aus. In den Nordalpen sind dagegen im Alpinen Muschelkalk Wurstelkalke weit verbreitet. Allerdings kann auf Grund der sonst verschiedenartig ausgebildeten Faziesabfolge, d. h. dem Fehlen eines tektogenetisch geprägten Sedimentationsablaufes, an eine Verbindung mit dem nordalpinen Faziesraum nicht gedacht werden.

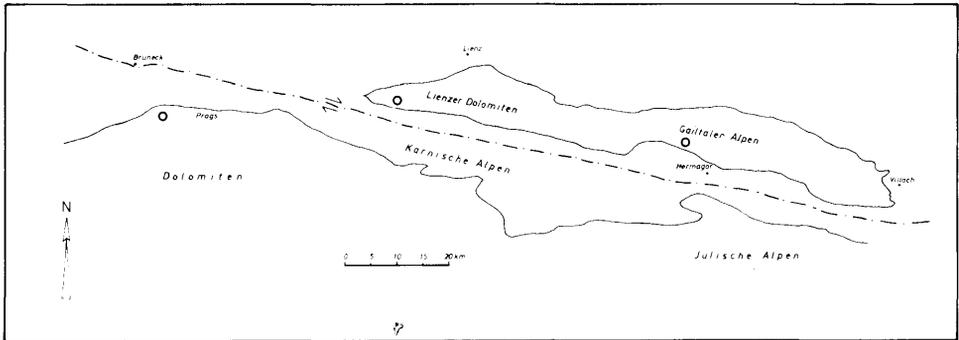


Abb. 2

Gleich südlich des westlichen Drauzuges, in den Karnischen Alpen, wird man allerdings vergeblich nach einer ähnlichen Faziesabfolge wie die der Olinger- und Prager Dolomiten suchen. Gerade hier im Bereich der Karnischen Alpen befinden wir uns im Raum der pelagischen Sedimentation des „karnisch-belluneser Beckens“ (BOSELLINI, A., 1955), wo der für die Lienzer- und Prager Dolomiten so bezeichnende terrigene Einfluß nicht mehr zur Geltung kommen kann.

Um die beiden so stark ähnlichen Sedimentationsräume der Lienzer- und Prager (Olang) Dolomiten einander näher zu bringen, könnte man, rein hypothetisch, an E/W-Bewegungen entlang der Periadriatischen Naht denken. Diese Seitenverschiebung hätten sich allerdings nicht in dem Ausmaß vollzogen, wie de JONG, 1967 u. a. und LAUBSCHER, 1971 dies annehmen. Außerdem wäre zu diskutieren, inwiefern sich diese Bewegung in einem einzelnen Akt vollzogen hätte, oder in mehreren Etappen, d. h. die relative Lagerung des Drauzuges zu den Südalpen wäre zu verschiedenen Zeiten eine Verschiedene gewesen. Auch dürfte sich diese Bewegung nicht allein auf die alpin-dinarische Grenze beschränkt haben; zahlreiche ca. parallele Störungssysteme könnten ebenso als Bewegungsflächen gedient haben. So könnte man z. B. das Dobratschmassiv als einen „hängengebliebenen“ Rest einer großen Lateralverschiebung deuten. Durch die später erfolgte N-S Kompression erlangte dieses Gebirge seine heutige tektonische Stellung. Detaillierte fazielle Untersuchungen der liegenden und hangenden Schichtserien könnten noch einiges zum Problem der alpidinarischen Grenze beitragen.

Am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck untersucht eine Arbeitsgruppe den Gebirgsbau des Drautalzug. Die vorliegende Arbeit analysiert die Ergebnisse des ersten Geländesommers. Dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich gilt der Dank für Reise- und Sachbeihilfe.

D. Angeführte Schriften

- BECHSTÄDT, T. & BRANDNER, R. (1970): Das Anis zwischen St. Vigil und dem Höhlensteintal (Prager- und Olang Dolomiten, Südtirol). – Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg (9-103), Innsbruck 1971, (Festband d. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck).
- BEMMELEN, R. W. van (1957): Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich) (erster Teil). – Jb. Geol. B. A., **100**, 2, 179-212, Wien.
- (1961): Beitrag zur Geologie der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich) (zweiter Teil, Die Zentralen Gailtaler Alpen). – Jb. Geol. B. A., **104**, 213-237, Wien.
- BEMMELEN, R. W. van & MEULENKAMP, J. E. (1975): Beiträge zur Geologie des Drauzuges (Kärnten, Österreich) (dritter und letzter Teil). – Jb. geol. B. A., **108**, 213-268, Wien.
- BOER, J. de (1963): The Geology of the Vicentinian Alps. (With special reference to their paleomagnetic history). – Geol. Ultraiectina, Nr. 11, Utrecht.
- BOSELLINI, A. (1965 a): Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Trias e alcune considerazioni sui possibili rapporti con la tettonica alpidica. – Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trid., Vol. **XV**, III, 1-68, Trento.
- FRISCH, J. (1968): Sedimentologische, lithofazielle und paläogeographische Untersuchungen in den Reichenhaller Schichten und im Alpinen Muschelkalk der Nördlichen Kalkalpen zwischen Lech und Isar. – 133 S., unveröff. Diss. T. H. München.

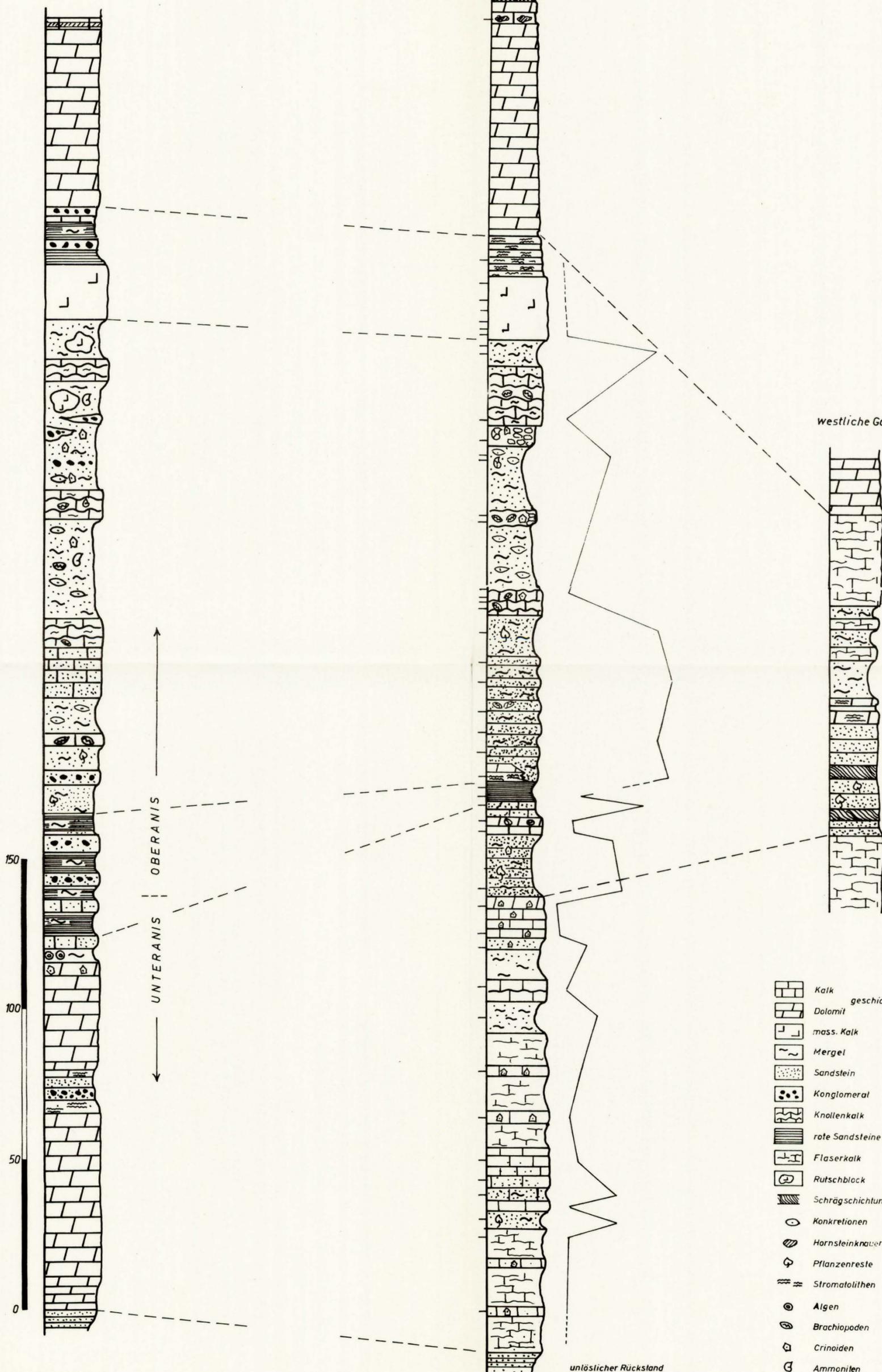
- FÜCHTBAUER, H. (1967 b): Der Einfluß des Ablagerungsraumes auf die Sandstein-Diagenese im Mittleren Buntsandstein. — *Sediment. Geol.*, **1**, 159-179, Amsterdam.
- GEYER, G. (1903): Zur Geologie der Lienzer Dolomiten. — *Verh. Geol. R. A.*, **9**, 165-195, Wien.
- GRÜNDEL, J. & RÖSLER, H. J. (1963): Zur Entstehung der oberdevonischen Kalkknollengesteine Thüringens. — *Geologie*, **12**, (9), 1009-1038, Berlin.
- HINZE, C. & MEISCHNER, D. (1968): Gibt es rezente Rotsedimente in der Adria? — *Marine Geol.* **6**, 53-71, Amsterdam.
- HUMMEL, K. (1932): Zur Stratigraphie und Faziesentwicklung der südalpinen Mitteltrias. — *N. Jb. Min. Beil. Bd.*, **68**, 403-462, Stuttgart.
- JONG, K. A. de (1967): Paläogeographie des ostalpinen oberen Perms, Paläomagnetismus und Seitenverschiebungen. — *Geol. Rdsch.*, **56**, 103-115, Stuttgart.
- KAHLER, F. & PREY, S. (1963): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Nassfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen. — *Geol. B. A.*, 116 S., Wien.
- KOBER, L. (1923): Bau und Entstehung der Alpen. — 280 S., Berlin (Borntraeger).
(1938): Der Geologische Aufbau Österreichs. — 204 S., Wien (Springer).
- LAUBSCHER, H. P. (1971): Das Alpen-Dinariden-Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys. — *Geol. Rdsch.*, **60**, 3, 813-833, Stuttgart.
- RICHTER, Rud. (1936): Marken und Spuren im Hunsrückschiefer. (II. Schichtung und Grundleben). — *Senck.*, Bd. 18, Nr. 3/4, 215-244, Frankfurt a. M.
- ROTHPLETZ, A. (1888): Das Karwendelgebirge. — *Z. Dt.-österr. Alpen-Ver.*, **19**, 401-470, München.
- SARNTHEIN, M. (1965): Sedimentologische Profilvereihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. — *Verh. Geol. B. A.*, 1/2, 119-162, Wien.
- SCHÄFER, W. (1962): *Aktuo-Paläontologie*. — 666 S., Frankfurt a. M. (Kramer).
- SCHLAGER, W. (1963): Zur Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **13** Bd., 41-120, Wien.
- SIOLI, H. (1957): Sedimentation im Amazonas Gebiet. — *Geol. Rdsch.*, **45**, 608-633, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1963): *Ostalpensynthese*. — 256 S., Wien (Deuticke).
- TRURNIT, P. (1968 a): Drucklösungsstadien innerhalb der Entwicklung einer Geosynklinale. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **6**, 376-384, Stuttgart.
- WALKER, T. R. (1967): Formation of Red Beds in modern and ancient deserts.— *Geol. Soc. Amer. Bull.* **78**, 353-368, New York.
- WARCH, A. (1966): Weitere triassische Tuffe und Tuffite in den zentralen Gailtaler Alpen. — *Carinthia II*, Jg. **76**, Klagenfurt.



Sammelprofil
Olang Dolomiten, Südtirol

Lienzer Dolomiten

westliche Gailtaler Alpen



- Kalk geschichtet
- Dolomit
- mass. Kalk
- Mergel
- Sandstein
- Konglomerat
- Knollenkalk
- rote Sandsteine u. Mergel
- Flaserkalk
- Rutschblock
- Schrägschichtung
- Konkretionen
- Hornsteinknäueln
- Pflanzenreste
- Stromatolithen
- Algen
- Brachiopoden
- Crinoiden
- Ammoniten

Tafel-Erklärungen

Tafel I

Bild 1: Vorwitternde Crinoidenspreu (*Dadocrinus gracilis* BUCH).
Flaserkalkabfolge.

Bild 2: Bioturbater Flaserkalk. An der Grenze der „Wursteln“ zur umhüllenden Matrix treten Innenschrumpfungsrisse auf. Die Grenzen wurden durch eine Stylolithisierung verschärft.

Bild 3: Schichtfläche eines bioturbaten Flaserkalkes.

Tafel II

Bild 1: Flaserkalkabfolge, unterer Teil des Profiles „Alplspitz“.
Wechselagerung von verschieden stark durchwühlten Material.

Bild 2: Abfolge von L - F - Hohlraumgefügen verschiedener Ausbildung.

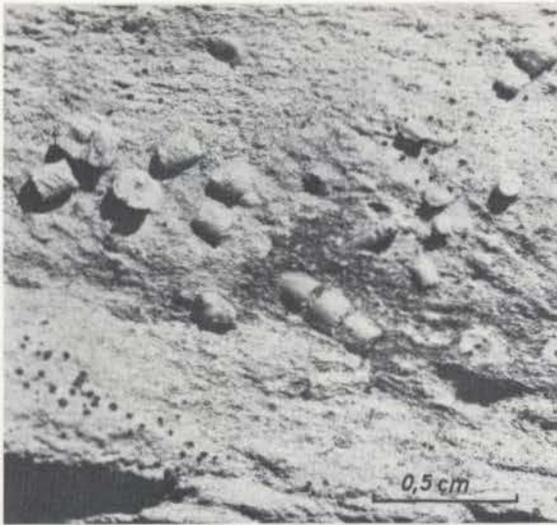
Bild 3: Im oberen Teil des Bildes Weiterwachssaum von Kalifeldspat an einem zersetzten Feldspat. Sandsteinkomplex.

Tafel III

Bild 1: Flute-casts. Sandsteinkomplex.

Bild 2: *Olangocoelea otti* BECHSTÄDT & BRANDNER. Riffkomplex.

Tafel I



1

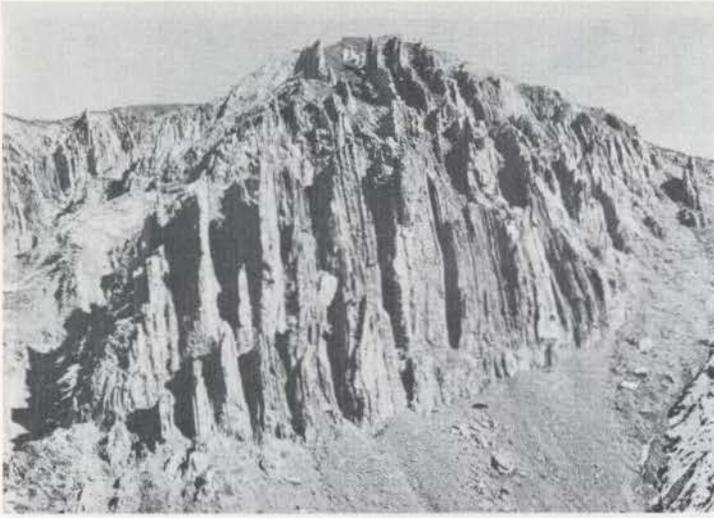


2



3

Tafel II



1

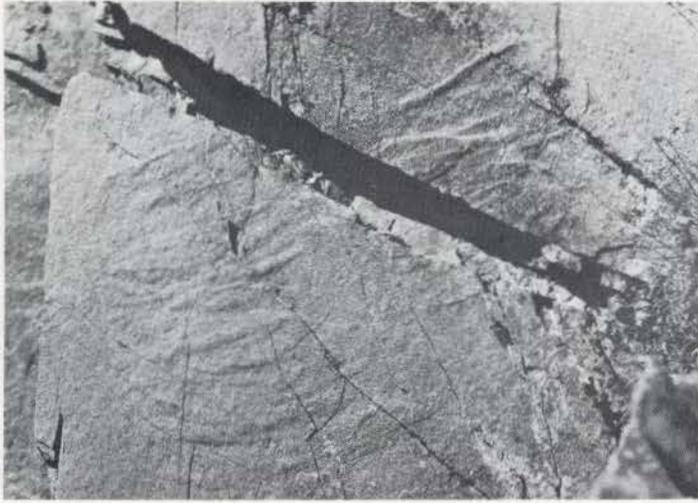


2



3

Tafel III



1



2