

Stratigraphisch-fazielle und tektonische Betrachtungen zu Aufschlüssen in skythischen Grenzschiefern im Bereich der Annaberger Senke (Salzburg, Österreich)

von H. Mostler & R. Roßner⁺)

Zusammenfassung

Nicht nur der Hangendabschnitt der vorwiegend kalkig entwickelten Werfener Schichten in der Lammerschlucht ist oberskythischen Alters, sondern auch die basalen Gutensteiner Schichten sind aufgrund von Conodontenfunden in das Skyth zu stellen. Die zeitliche Einstufung wurde mit Ammoniten, Lamellibranchiaten, Foraminiferen, Crinoiden, Ophiuren und Conodonten vorgenommen.

Die Sedimente der oberen Werfener Schichten sind nach unseren mikrofaziellen Untersuchungen Ablagerungen des flachen Subtidals. Hinweise auf Gezeitensedimente konnten keine gefunden werden. Während sich in den Ostalpen zur oberskythischen Zeit von Westen nach Osten ein allmählicher Übergang vom Festlandbereich (Buntsandsteinfazies) über einen Gezeitenbereich (Servino) zu einem flachen Schelfmeer (obere Werfener Schichten bzw. Campiller Schichten) vollzog, ist in den Dinariden und Helleniden das Werfener Schelfmeer abrupt von Tiefwassersedimenten abgelöst. Subparallel verlaufende Grabensysteme, die zur skythischen Zeit angelegt wurden, wie z.B. der Siretgraben oder das Bükk-Apusener Grabensystem bzw. kleinere Gräben in Westserbien, sind Zeugen für die beginnende Zerlegung und Zerbrechung des über Mittel- und Osteuropa nach Kleinasien reichenden Schelfmeeres. Durch die Anlage der Gräben entstanden Wasserstraßen, die ein Eindringen hochmariner Faunen bis tief in den Schelfbereich möglich machten, ohne jedoch zu einem Austausch mit der Flachwasserfauna zu führen. Die Zerbrechung des Werfener Schelfbereiches in den Ostalpen setzt erst mit dem Anis (Pelson) ein.

Die tektonische Analyse der Annaberger Senke führte zu folgenden Feststellungen. Der Schuppenbau, als auch die Anlage der flachen Schieferung, die gut zur flachen Schuppenbildung paßt, ist vorgosauisch abgelaufen. Die SW-NE-Einengung der Lammermasse, möglicherweise durch den Nachschub des Tennengebirgsmassivs verursacht, ist als ein nachgosauisches Ereignis zu betrachten, aber

⁺) Anschriften der Verfasser: Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstr. 4, A-6020 Innsbruck; Dr. Reinhold Roßner, Institut für Geologie und Mineralogie, Schloßgarten 5, D-8520 Erlangen

auf jeden Fall älter als die SE-vergente schwache Einengung. Die darauffolgende Bruchtektonik geht auf eine in verschiedene Richtungen ablaufende Zerrung zurück.

Abschließend wird die ortsgebundene Stellung der Lammermasse und ihrer angrenzenden Gebiete diskutiert.

Summary

Limestones are predominating in the "Lammerschlucht" Upper Werfen formation. The Upper Werfen formation and the lowest part of Gutenstein limestones date back to the Upper Skythian. This could be determined with the help of ammonites, pelecypods, foraminifera, crinoids, ophiuroids and conodonts. According to our microfacial analyses the sediments of the Upper Werfen formation originated in the shallow subtidal. No signs of intertidal sediments could be found.

Three facies regions existed in the Eastern Alps during the Upper Skythian. Going west to east they are: an arid alluvial plain (Buntsandstein facies) followed by a small belt of a coastal silty mud plain (Servino facies) and then the area of a shallow subtidal sea (Campill facies).

In the Dinarides and Hellenides subtidal sediments of the Werfen formation are suddenly separated by deep water sediments. In the Upper Skythian systems of subparallel graben began, e.g. the "Siretgraben" or the "Bükk-Apusener Graben". They give evidence to tectonic activity of the breakdown of a broad shelf area (Middle and Eastern Europe and Asia Minor). The graben systems are like channels, in which pelagic fauna elements progress deeply into the shelf area. There the pelagic fauna does not mix with the fauna of the shallow shelf water.

The breakdown of the Werfen shelf area in the Eastern Alps starts in the Middle Anisian (Pelsonian).

Inhalt

1. Einleitung
2. Kurze Profilbeschreibung
3. Mikrofazies
4. Kurze Bemerkungen zur Mikrofauna
5. Paläogeographische Überlegungen
6. Tektonik
 - a) Regionalgeologische Position
 - b) Die Strukturen und ihre Deutung
7. Conclusion

Danksagung

Literatur

Tafelerläuterungen

1. Einleitung

Von Annaberg kommend durchläuft die sogenannte "Salzburger Dolo-
mitenstraße" auf dem Abschnitt durch die morphologische Depres-
sion der Annaberger Senke zwischen Tennengebirgs- und Gosaukamm-
Massiv ca. 3 km N' Annaberg eine schmale, von der Lammer eingee-
tiefte Schlucht, die im folgenden kurz als Lammerschlucht
bezeichnet wird (Abb. 1). Die hier bestehenden großen Aufschlüsse
in skyth-anisischen Grenzschichten bieten einerseits in Hinblick
auf die fazielle und paläogeographische Entwicklung im Oberskyth
und an der Grenze zum Anis, andererseits wegen der regionaltek-
tonischen Position einen Anreiz für Detailbetrachtungen.

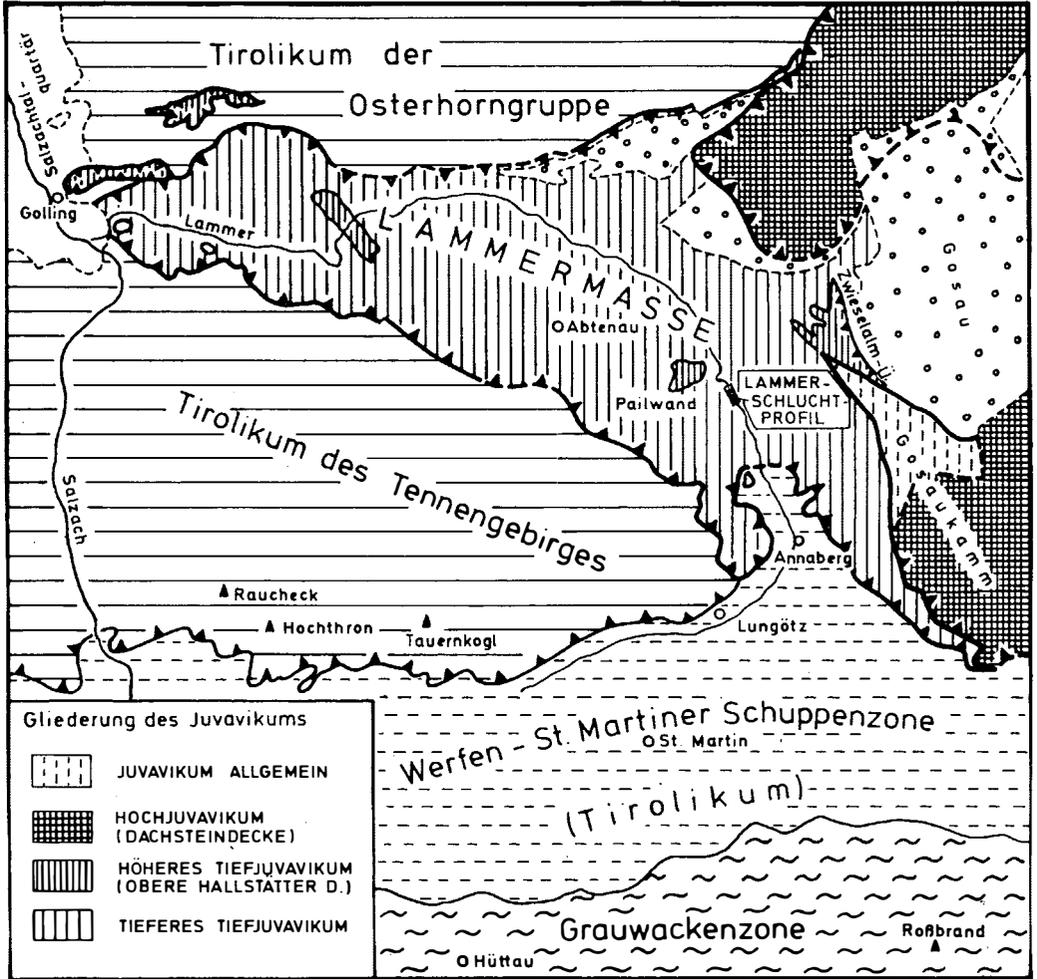


Abb. 1: Tektonische Übersichtskarte (nach TOLLMANN 1969a) mit Lage des Profils

Nach ersten punktförmigen Untersuchungen zur Mikrofazies und Stratigraphie (MOSTLER 1968) und Anmerkungen zur Tektonik (ROSSNER 1972) soll nun an Hand der vorliegenden Abhandlung eine zusammenfassende Darstellung der Aussagekraft dieser Aufschlüsse erfolgen. Sie ist insbesondere auch als Ausgangspunkt für eine großräumige Untersuchung der Faziesverhältnisse der Werfener Schichten insgesamt im ost- und südalpiner Raum gedacht.

2. Kurze Profilbeschreibung

Wie die in Abb. 3 (siehe Falttafel) gezeigte Ansicht eines Teils des Aufschlusses erkennen läßt, ist die Beeinflussung der Schichtlagerung durch Verfaltung in diesem Bereich gering (s. auch ROSSNER 1972, Abb. 3, Diagramm D32), die durch Bruchtektonik zwar intensiver (s. tektonischer Teil), aber im Einzelfall überschaubar ist. So konnte hier ohne große Schwierigkeiten an die Aufnahme eines Profils gegangen werden, das einige Bedeutung für die Ermittlung der faziellen Verhältnisse an der Skyth/Anis-Grenze hat.

Wie aus Abb. 2 hervorgeht, wird das Liegende des von uns untersuchten Profils von Schiefern (vorwiegend rote Tonsteine mit sandigen Einschaltungen) aufgebaut; siehe dazu auch Abb. 3, 4 und 5. Mit scharfem Farbumschlag von rot auf graugrün beginnen die ersten, z.T. noch dünnen Karbonatlagen, die, solange die graugrüne Färbung anhält, durch einen starken Silikatdetritusgehalt gekennzeichnet sind. Diese etwa 12 m mächtige Schichtfolge besteht aus einer engen Wechsellagerung von Tonsteinen und sandigen Kalken. Die Karbonatgesteine sind im tieferen Teil fossilfrei, im höheren Abschnitt treten, wenn auch spärlich, die ersten Lamellibranchiaten auf.

Darüber setzt sehr abrupt eine Rotserie ein (ca. 60 m mächtig), die sich im Liegenden vorwiegend aus eintönigen, sandigen Tonsteinen zusammensetzt, denen nur selten rote, lamellibranchiatenreiche Kalke zwischengeschaltet sind. In einer dieser Kalkbänke wurde ein schlecht erhaltenes Ammonitenbruchstück gefunden. Der mittlere Teil der Rotserie fällt durch mächtigere grüngefärbte Kalkbänke auf, die besonders reich an Crinoidenstielgliedern sind. Die mit ihnen vergesellschafteten roten, geringmächtigen Kalklagen führen ähnlich wie an der Basis der Rotserie recht häufig Lamellibranchiatenschill (in Bank LR 13 wurde ein Bruchstück eines *Tirolites* sp. gefunden). Im Hangendabschnitt der Rotserie dagegen alternieren engräumig rote Kalke mit Tonsteinen; erstere

Anmerkung:

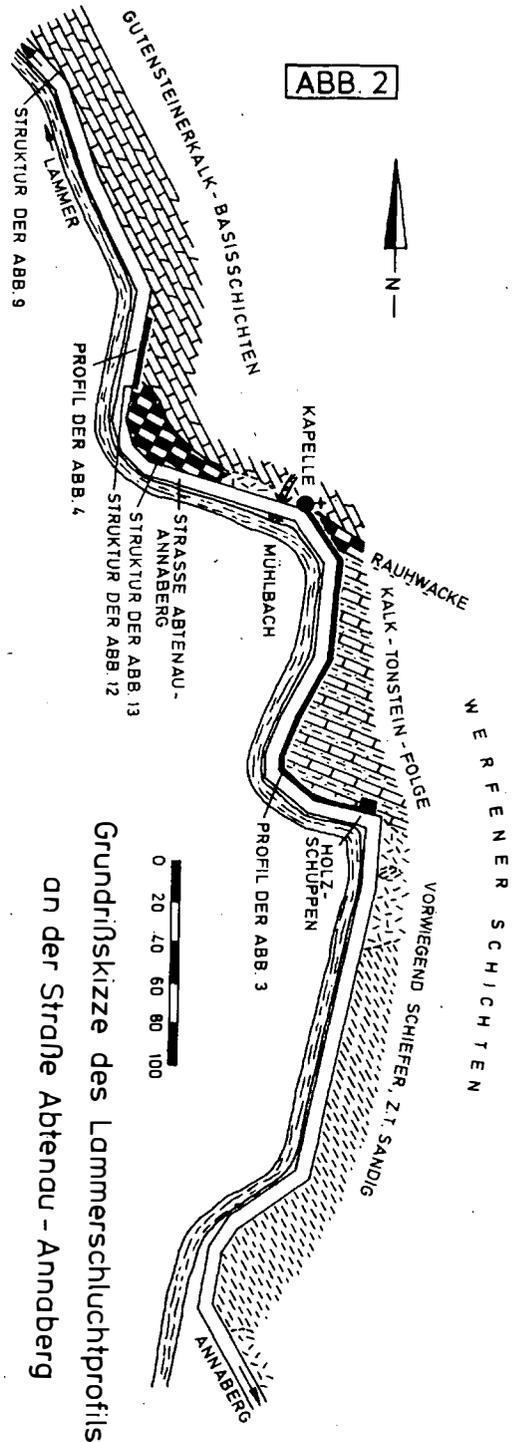
Im Zuge der Aufnahmen wurden auch drei Proben zur Untersuchung der Illitkristallinität entnommen. Die uns erst jüngst zugegangene Arbeit von SCHRAMM (1976: 24), hat dieselbe Lokalität auch mitberücksichtigt; nachdem die Werte einigermaßen mit denen von SCHRAMM übereinstimmen (unsere Werte liegen zwischen 6,2 und 7,1), braucht hier auf die Illitkristallinität nicht näher eingegangen zu werden.

sind wiederum reich an Lamelli-branchiaten (*Gervilleia* div. sp.). Der Top der Rotserie baut sich aus Kalkoolithen und roten Dolomitmänteln auf. In Bank LR25 wurden neben *Natirria costata* MÜNSTER auch andere, nicht näher bestimmbare Gastropoden gefunden. Die ebengenannten roten Dolomite leiten in gelbliche, allmählich porös zerfallende Dolomite über. Das rauhwackoide Aussehen hat frühere Bearbeiter analog den Reichenhaller Rauhwacken zu sprechen. Megaskopisch konnten hier bereits Cri-noidenstielglieder und anderer, nicht näher bestimmbarer Biogen-detritus erkannt werden. Die gelben, rauhwackoiden Dolomite schließlich werden von dünnbankigen, grauen bis dunkelgrauen Kalken, kalkigen Tonsteinen und Tonschiefern aufgebaut. Die von uns untersuchte, etwa 10 m mächtige Folge entspricht den Gutensteiner Basisschichten.

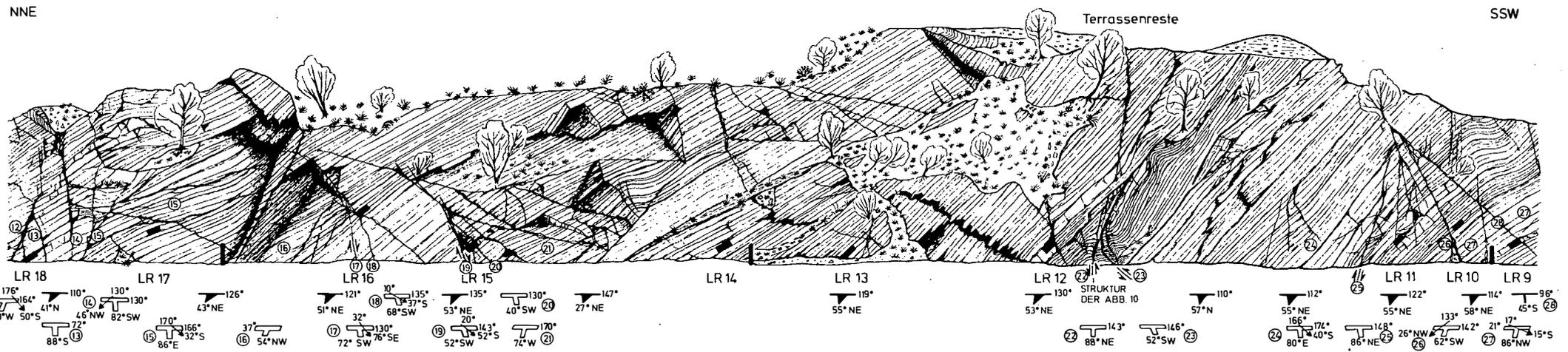
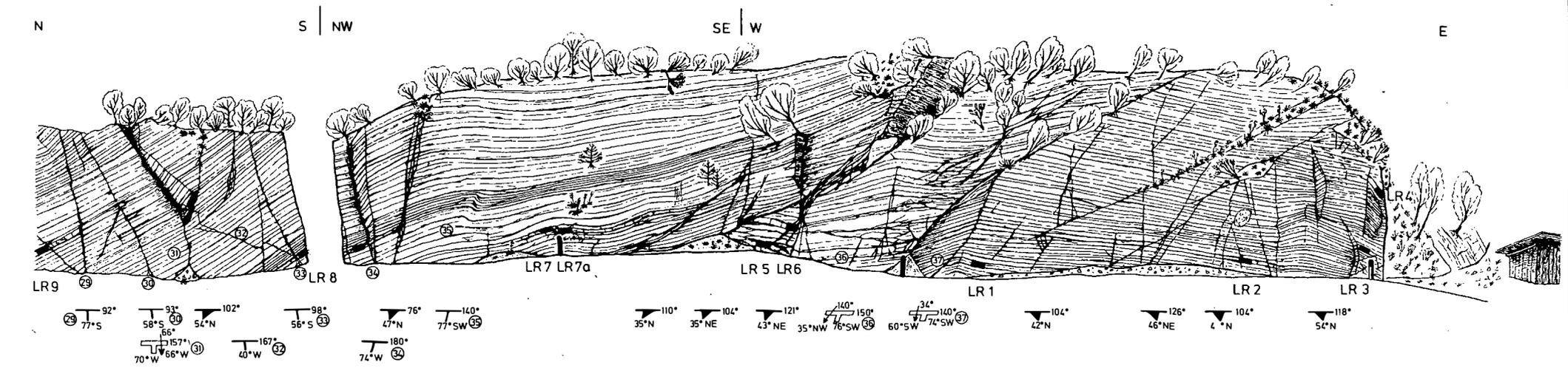
3. Mikrofazies

Die von den einzelnen Proben (siehe Abb. 5, Beilage) angefertigten Großschliffe ließen 7 deutlich voneinander unterscheidbare Mikrofaziestypen erkennen. Gemeinsam ist allerdings praktisch allen ein, wenn auch wechselnder, so doch charakteristischer Gehalt an detritischen Quarzen (z.T. authigen weitergewachsen) und Feldspäten (s. Abb. 5). Außerdem fehlt insgesamt bei den häufig auftretenden Echinodermenresten sowohl ein Mikritsaum, als auch eine Umkrustung.

Im folgenden seien die einzelnen Mikrofaziesgruppen mit ihren typisierenden Merkmalen und Besonderheiten zusammengestellt⁺).



Grundrisskizze des Lammer Schluchtprofils an der Straße Abtenau - Annaberg



Ausschnitt des Lammerschlucht-Profiles
 an der
 Straße Abtenau-Annaberg

Maßstab in der Horizontalen
 ca. 10 m

- Entnahmestelle und Nummer der Proben
- Tektonische Zeichen:
- Schichtung
 - Störungsfläche m. Rillung
 - große Kluft

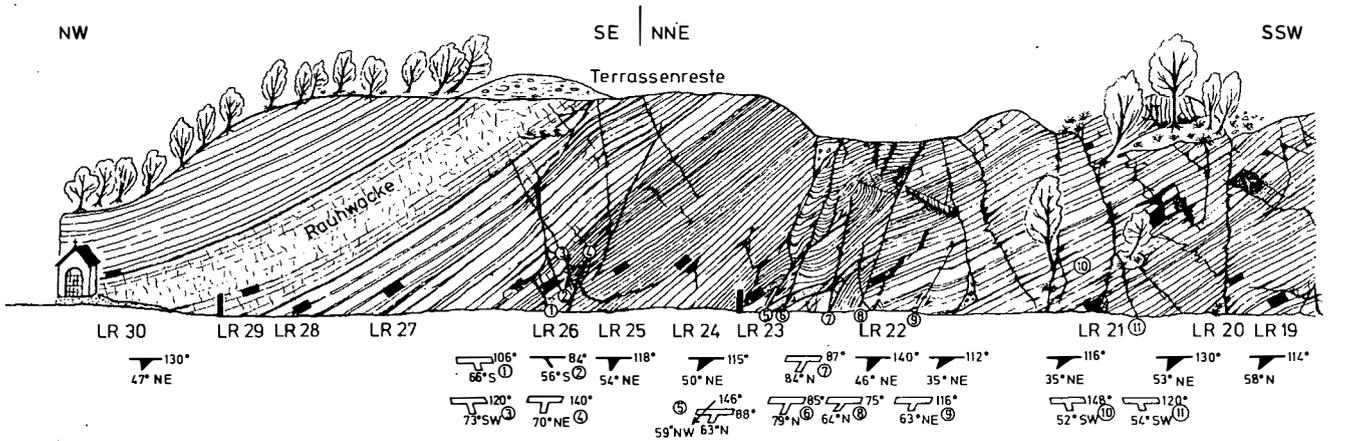


ABB. 3

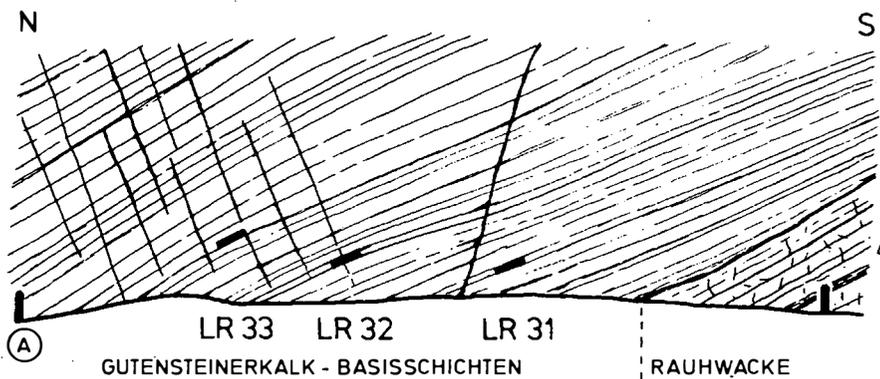


LR 36

LR 35

LR 34

(A)



(A)

LR 33 LR 32 LR 31

GUTENSTEINERKALK - BASISCHICHTEN

RAUHWACKE

ca. 2m

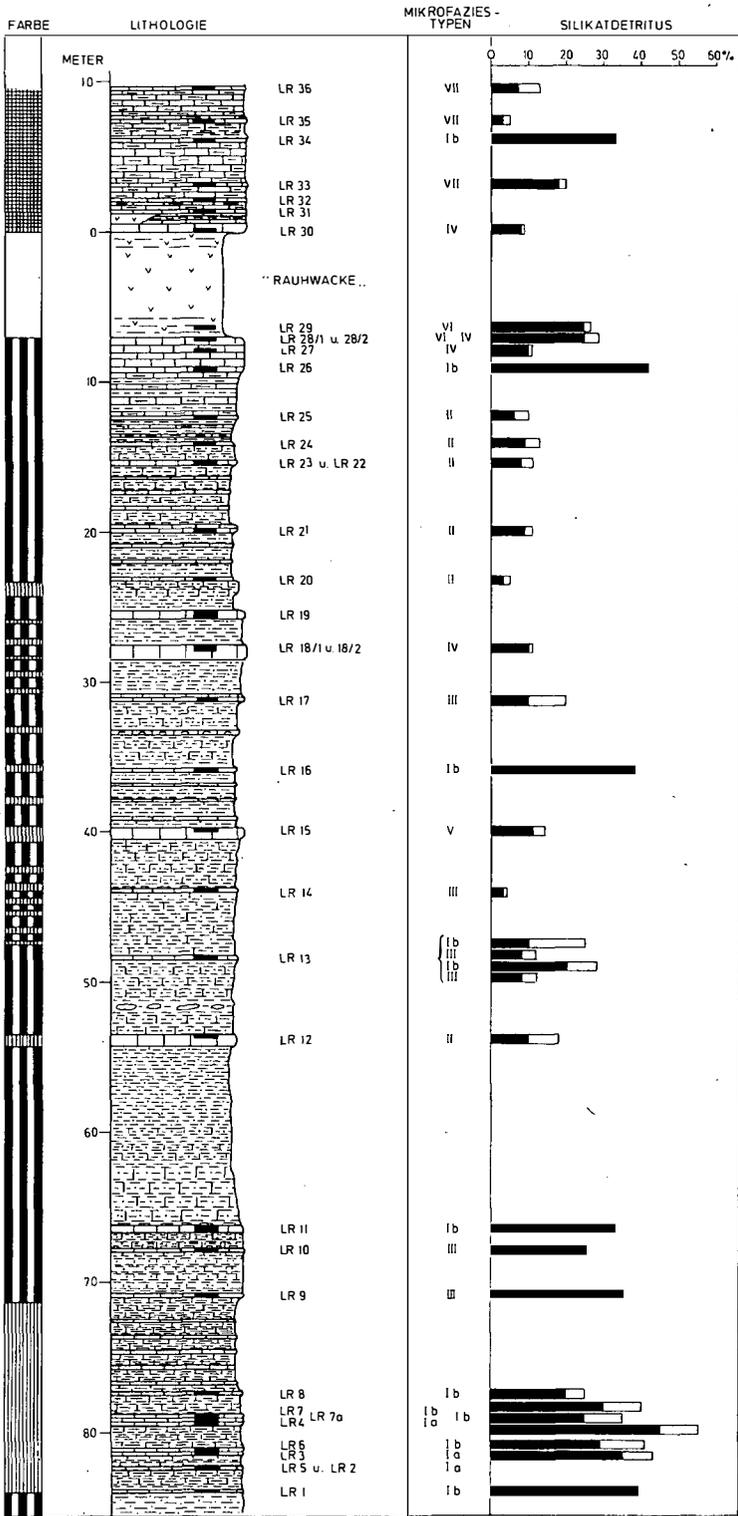
ABB. 4

Bereich der
Struktur Abb. 12

Mikrofaziestyp I (sandiger Typ)

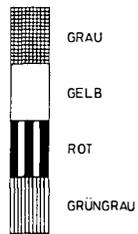
Charakteristische Kennzeichen sind hier ein relativ hoher Gehalt an detritischem, terrigenem Quarz (mit etwas Feldspat) zwischen 20 und 45% und ein sparitisches, kalzitisches Bindemittel (rekristallisierte Matrix), sodaß die Gesteine nach dem Verhältnis von Kalk- zu Silikatanteilen als stark feinsandige bis feinsandführende Kalksteine (nach FÜCHTBAUER 1959, 1970) oder sogar kalkige Quarzarenite (nach WIESENER 1972) zu bezeichnen sind. Zu dem genannten Silikatdetritus kommt außerdem ein wechselnder, praktisch immer zu beobachtender Glimmergehalt (bis 15%) sowie eine gelegentlich auftretende Glaukonitführung (LR1, 13, 26), wobei die Glaukonitkörner allerdings z.T. zu Pyrit umgewandelt sind. Ergänzend sei auf einen relativ hohen Gehalt an besonders auch opaken Schwermineralien verwiesen.

+) Die Prozentgehalte stellen Anteile der verschiedenen Bestandteile an der Schlißfläche dar. Sie wurden abgeschätzt nach Schaubildern von BACCILLE & BOSELLINI (1965), SCHÄFER (1969) und TERRY & CHILLINGAR (1955). Die Nomenklatur der überwiegend karbonatischen Typen folgt in etwas veränderter Form den Vorschlägen von MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK 1969, die der stärker sandigen Varietäten den Konzepten von FÜCHTBAUER (1959, 1970) und WIESENER (1972).



LEGENDE:

Farbe:



Lithologie:



Silikatdetritus:



Nach dem Auftreten von Biogenmaterial läßt sich der Typ I wie folgt in zwei Untertypen aufteilen:

Untertyp Ia

Ein Biogenanteil ist in allen hierher gehörigen Gesteinen nicht festzustellen, sodaß stark feinsandige, sparitische Kalksteine (nach FÜCHTBAUER 1959, 1970) bis kalkig-sparitische Quarzarenite (nach WIESENER 1972) vorliegen (s. Taf. 1, Fig. 1). Internschichtung in Form von mehr oder minder deutlicher Horizontalschichtung oder schwach ausgeprägte Schrägschichtung bilden das Hauptmerkmal des Gefüges.

Dieser Mikrofaziestyp tritt in den liegendsten Teilen des aufgenommenen Schichtpaketes (S. Abb. 5) auf und repräsentiert den Übergang von der sandig-tonigen Abfolge der darunter anstehenden Schichten zur sandig-kalki-tonigen Fazies unseres Profils.

Untertyp Ib

Die starken Sandschüttungen setzen sich zum Hangenden des Profils zu über den Schichten des Untertyps Ia noch einige Zeit fort (bis LR 8, s. Abb. 5), um dann nur noch gelegentlich aufzutreten. Die zugehörigen sandigen Mikrofaziestypen, die nun aber bereits einen Biogenanteil enthalten, werden zum Typ Ib zusammengefaßt.

Es handelt sich pauschal gesehen um kalkig-sparitische Bioklast-Quarzarenite (nach WIESENER 1972) sowie stark feinsandige, (z.T. schwach) bioklastführende sparitische Kalke (nach FÜCHTBAUER 1959, 1970) und sogar feinsandführende Bioklastarenosparite (LR 7a; s. Taf. 1, Fig. 2) (nach MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK 1969). Kennzeichnend ist, daß das Bioklastmaterial hauptsächlich aus abgerundeten Echinodermenbruchstücken (Ophiuren bei LR 1, LR 6; crinoiden ab LR 7; insgesamt bis 35%) besteht (s. Taf. 1, Fig. 2). Daneben treten Lamellibranchiatenschill (ab LR 6; die Schalen sind z.T. mikritisiert) und im allgemeinen vollständig erhaltene Foraminiferen (ab LR 6) in Erscheinung.

Je nach der Verfügbarkeit treten in den einzelnen Proben folgende Foraminiferen auf:

Meandrospira iulia (PREMOLI-SILVA) in LR 7a, 11, 13, 16, 26

Glomospirella sp. in LR 26, 34

Die Glomospirellen treten also bevorzugt in den oberen Abschnitten des Profils hervor.

Auf gelegentlich erkennbare, wenige umkrustete Körner (Einfach-oide, coated grains; bis 6% in LR 26) und Intraklaste (LR 8), die nicht als charakteristisch zu betrachten sind, sei der Vollständigkeit halber verwiesen.

Die Schichtungstypen variieren stark und lassen keine einheitlichen Grundzüge erkennen. So findet man ungeschichtete, horizontal parallelgeschichtete, schwach schräggeschichtete und flaserig geschichtete Typen sowie in einem Fall (LR 7) sogar durch slumping-Strukturen gestörte Schichtung.

Mikrofaziestyp II (Flasertypus)

Das Charakteristikum dieses Typs ist das immer wieder in Erscheinung tretende flaserige Gefüge, bedingt durch wechselnde Ablage-

rung feinen Kalkschlammmaterials (als Mikrosparrit mit wenig detritischem Quarz überliefert) und eingeschwemmten groben Bioklast-Ooid-Materials (mit hohem detritischem Quarzgehalt).

Insgesamt ist der Gehalt an detritischem, terrigenem Quarz- und Feldspatmaterial mit 5-10% deutlich geringer als bei Typ I, sodaß die hier zu beschreibenden Schichten nur mehr als Feinsand- bis Silt-haltig oder -führend zu bezeichnen sind. Ein detritischer Glimmergehalt ist auch hier gegeben.

Wie die Klassifikation als biogenreiche und -führende Mikrosparite und Bioarenobisrudosparite (Mikrosparite) zeigt, treten jetzt Biogene in den Vordergrund. Mit unterschiedlichem Vorherrschen findet man in erster Linie Crinoidenbruchstücke (5-25%) und Lamellibranchiatenschill (5-35%) (s. Taf. 1, Fig. 3), wozu noch Foraminiferen in geringen, aber wesentlichen Anteilen kommen.

Mit dem Biogendetritus sind z.T. Ooide (bis 5% bei LR12, 20, 25; s. Taf. 1, Fig. 3) und in geringen Mengen andere Rundkörperchen in Arenitkorngröße eingeschwemmt, die auch insgesamt betrachtet in dieser Mikrofazies bei LR12 das erste Mal auftreten. Als nicht charakteristisches Akzessorium sei noch der Glaukonit genannt, der hier auch pyritisiert sein kann.

Wie bereits erwähnt, ist das Hauptmerkmal des Mikrofaziestyps II das flaserige Gefüge, das primär auf die oben erwähnte wechselnde Schüttung feinen und groben Materials und damit z.T. verbundener Kleinrippelbildung zurückgeht (grobes Material wurde z.T. in Täler im feinen Material eingeschüttet; s. Taf. 1, Fig. 4). In einigen Fällen wurde durch starke Strömung und Turbulenz das feinkörnige Schlammmaterial dann wieder aufgearbeitet und im plastischen bis semiphistischen Zustand als Intraklast resedimentiert, wodurch Intraklastrudite (LR22) entstanden, die wir genetisch in diesen Mikrofaziestyp einbeziehen müssen. Eine stetige Turbulenz verhinderte offensichtlich auch das Aufwachsen von Organismen (z.B. von Foraminiferen) auf den Schalenresten.

Zu diesen sedimentären Vorgängen kommt eine diagenetisch-tektonische Überprägung, die durch Drucklösung und Druckflaserung das heutige unruhige Sedimentbild weiter ausmodellierete.

Bezeichnenderweise tritt der Flasertypus fast nur (mit Ausnahme von LR12) in einem eng begrenzten Abschnitt des Profils auf (s. Abb. 5). Die zugrundeliegenden Sedimentationsvorgänge waren im Bereich unseres Profils nur in einem recht beschränkten Zeitraum wirksam.

Mikrofaziestyp III (Muschelschilltypus)

Der hier charakterisierte Typ besitzt wie die vorhergehenden eine große Verbreitung innerhalb unseres Profils. Das typisierende Merkmal ist das Überwiegen von Lamellibranchiatenschill unter den Komponenten (bis 35%) (s. Taf. 2, Fig. 1), während Gastropodenschalen überhaupt nicht oder nur in sehr geringem Umfang (LR17) zu beobachten sind. Auffällig ist weiterhin ein in allen Fällen festzustellender, wenn auch insgesamt geringer Gehalt an mikrosparitischen Intraklasten. Die heute sparitische Matrix

ist gegenüber der des im Prinzip ähnlichen Typs VII ursprünglich offensichtlich weniger feinkörnig gewesen.

Anteilmäßig in den Hintergrund treten Biogene wie Crinoidenbruchstücke (fehlend bis max. 5%), Foraminiferen (nur *Meandrospiralium* (PREMOLI-SILVA)), ein bei Probe LR 10 (einmalig für das ganze Profil) aufgefundener Serpeltquerschnitt und ein Ammonitenquerschnitt (bei LR 9). Als nichtbiogene Komponenten trifft man gelegentlich Einfachooide an (bis 6% in LR 14, 17).

Insgesamt kann man unter diesem Typ feinsandführende oder silt-haltige, biogenführende Sparite (Typusbeispiel s. Taf. 2, Fig. 1) zusammenfassen, die auch Glaukonitgehalte aufweisen können (LR 9, 13).

Die Internschichtung ist in diesen Gesteinen z.T. durch Bioturbationen verwischt (LR 9) oder nur undeutlich als Horizontalschichtung noch erhalten und in letzterem Fall häufig durch Drucklösungsvorgänge überprägt. Einen Sonderfall bildet die Probe LR 17, wo die großen Lamellibranchiatenschalen, einheitlich mit der Wölbung nach oben eingeregelt, die Horizontalschichtung sehr gut erkennen lassen.

Mikrofaziestyp IV (Oolithtypus)

Bei diesem Typus stellen nun die Ooide den Hauptteil der Komponenten. Wegen der Färbung ihrer Schale (Fe-Fehalt) besitzen die Gesteine dieser Gruppe eine rötliche Gesamtfarbe. Der Mikrofaziescharakter ist der von ooidführenden Bioarenospariten und biogenführenden Ooarenospariten (s. Taf. II, Fig. 2 und 3), die einen relativ geringen terrigenen Quarz-Feldspat-Glimmer-Detritusgehalt besitzen (silt- bis feinsandhaltig oder -führend).

Die Ooide besitzen z.T. den Aufbau von Einfachooiden (LR 27, 28/2), z.T. von mehrschaligen Kügelchen. Für die Biogene sind z.T. recht große Schalen von Lamellibranchiaten und Gastropoden (insgesamt bis 15%) kennzeichnend, wobei auch der immer wieder zu beobachtende Crinoidendetritusgehalt nicht fehlt. Die Foraminiferenarten entsprechen den obengenannten Formen. Sie treten wiederum entsprechend der Verfügbarkeit auf (s. Tab. 1). Ihr Volumenanteil ist gering (bis 5%), insgesamt aber dann erhöht, wenn man ihr Auftreten im Kern von Ooiden mitbedenkt.

Randlich läßt sich auch das Bild des Schliffes von Probe LR 30 in den hier betrachteten Mikrofaziestyp mit hineinnehmen (s. Taf. 2, Fig. 4). Der bioklastreiche Sparit mit Gastropoden, Zweischalern, Crinoidenresten, eingeschwemmten Foraminiferen (*Glomospirella* aff. *grandis* SALAJ und *Glomospirella* sp.) und natürlich auch Ooiden enthält einige große ungerundete Lumps, bestehend aus Rundkörperchenarenospariten (s. Taf. 2, Fig. 4). Da die Lumps im allgemeinen nicht sehr weit transportiert sind, dürfte diese Fazies der eigentlichen Oolithfazies eng benachbart sein und kann deshalb hier angegliedert werden.

Was das Gefüge des Typs IV anbetrifft, so treten sowohl mehr oder minder deutliche Horizontalschichtung, als auch schwache Schrägschichtung und Schichtungslosigkeit in Erscheinung. Als Folge tektonischer und diagenetischer Einflüsse sind einige Proben stark von Stylolithen durchzogen (LR 18/1, 18/2, 30). In den

Schliffen von LR 27 und LR 28/2 sind als weitere Folge sekundärer Veränderung Dolomitgehalte von 10-25% festzustellen, die mit der Nähe des Dolomithorizontes bei LR 29 ("Rauhwacke", s. Mikrofaziestyp VI) zusammenhängen.

Mikrofaziestyp V (Crinoidensandtypus)

Diese Fazies ist auf die Probe LR 15 beschränkt, fällt aber so deutlich aus dem Rahmen der übrigen Typen heraus, daß sie nirgends angegliedert werden kann. Der Bioklastrudo- bis -arenosparit (s. Taf. 3, Fig. 1) ist grobsilt- bis feinsandhaltig und enthält neben wenig Schalenmaterial als Hauptkomponenten Crinoidenbruchstücke, die durch den Transport abgeschliffen sind (s. Taf. 3, Fig. 1). Als Folge gradiertter Schichtung verfeinert sich die Korngröße zum Hangenden, bis der Übergang in eine Siltlage stattfindet. Das Bindemittel besteht in den sehr crinoidenreichen Partien aus Sparit, der durch Umkristallisation aus Zement (Spatit) hervorgegangen ist.

In der Probe LR 15 wird die Crinoidensandpartie von Material des geflaserten Mikrofaziestyps II mit sammelkristallisierter Matrix als bindendes Medium der Komponenten unterlagert (s. Taf. 3, Fig. 2). Die Grenze zwischen den beiden Mikrofaziestypen innerhalb der Probe ist scharf und trotz der teilweise vorliegenden Überprägung durch Stylolithen als Erosionsgrenze zu deuten, die wahrscheinlich bei der Einschüttung des Crinoidensandes entstanden ist. Auf die Existenz von Erosionsvorgängen in diesem Zusammenhang weisen übrigens zackig ausgefranzte Schollen des liegenden Sediments im Crinoidensand hin.

Nahezu derselbe Mikrofaziestyp wurde von TOLLMANN 1976, s. 61 abgebildet (crinoidenreiche Werfener Kalke des Obercampill, Mürztaler Alpen), allerdings mit abweichender Interpretation. TOLLMANN gibt die Deutung, daß in einem in 15-30 m Tiefe gebildeten Crinoidenkalk im Zuge einer wahrscheinlichen Trockenlegung der Sedimentoberfläche Karsthohlräume entstanden sind. Ein transgredierender Oolith sehr geringer Bildungsteife füllte dann das Karstrelief aus.

Wir nehmen nun demgegenüber an, daß das Oolithmaterial über dem Crinoidendetritus-Kalk (der Resedimente eines dritten Sedimentsubstrats enthält) bei der Einschüttung erosiv und zwar subaquatisch das Relief geschaffen hat, das von TOLLMANN als Karstrelief gedeutet wird. Wie der Crinoidensand von LR 15 geht auch die Ooidsandschüttung des Beispiels von TOLLMANN nach oben in einen feinkörnigeren Sedimenttypus über.

Die in den oberen Werfener Schichten immer wieder lagenweise auftretenden Ooidschüttungen erzeugen, sobald die unterlagernden Sedimente feinkörniger sind, Erosionsdiskordanzen. Diese sind aber nicht mit jenen Erosionskontakten zu vergleichen, wie sie etwa zwischen den Bellerophonschichten und den transgredierenden Oolithen (Tesero-Horizont) der basalen Werfener Schichten z.B. in den Südalpen auftreten. Denn dort sind die als mikritische Kalke vorliegenden Bellerophonschichten wirklich einer "Verkarstung" unterworfen gewesen, mit Hohlraumbildung etc. (s. ASSERETO et al. 1973, Fig. 6, S. 190).

Mikrofaziestyp VI (Dolomittypus)

Die hier beschriebene Mikrofazies ist die des wohl markantesten Horizonts unseres Profils, der megaskopisch als Rauhwanke erscheinenden Partie (s. Abb. 5). Sie entspricht dem Niveau der Saalfeldener Rauhwanke (nach PIA 1923) oder Reichenhaller Rauhwanke (nach HAHN 1913) im Bereich des mittleren Teils der Nördlichen Kalkalpen.

Im Dünnschliff bietet die Rauhwanke der hier betrachteten Abfolge aber keineswegs das für diese Sedimentart typische Bild. Wir finden im Gegenteil einen Faziestyp mit feinsandführenden und -reichen, biogenführenden Spariten (mit bis 20% Crinoiden sowie Foraminiferen und Schalenresten in der Reihenfolge der Häufigkeit), wie er prinzipiell in den Rahmen der bisher behandelten Typen paßt. Das entscheidende Charakteristikum ist lediglich der erhöhte bis hohe Dolomitgehalt (20-85%), der für die hervortretende gelbliche Verwitterungsfarbe des Horizonts verantwortlich zu machen ist.

Interessanterweise hat bei einem der zugehörigen Fälle (LR28/1) die Dolomitisierung bevorzugt die Schalenreste erfaßt, die zu einem groben Dolosparit umgewandelt sind.

Das primäre Gefüge des Gesteins ist durch die Dolomitisierung stark verwischt, läßt aber dennoch die wesentlichen Erscheinungen, Horizontalschichtung oder turbulente Strukturen, keineswegs aber vielleicht zu erwartende brecciöse Ausbildung (PIA 1923, LEINE 1971) erkennen.

So dürfte der Dolomit wegen der Vergleichbarkeit der Mikrofazies mit den übrigen Typen des Profils wahrscheinlich spät-diagenetischer Entstehung sein.

Mikrofaziestyp VII (Mikrosparritypus)

Die hierher gehörigen Gesteine sind offensichtlich durch Rekristallisation (Sammelkristallisation) aus einem mikritischen Kalkschlamm sediment hervorgegangen. Wegen des hohen Biogehaltes haben wir es deshalb im wesentlichen mit quarzsilt- bis feinsandführenden Biomikrosparriten zu tun, wobei der Gehalt an organischen Resten sich in erster Linie auf Gehäusereste von Gastropoden und Lamellibranchiatenschill z.T. ruditischer Größe konzentriert (20-30%) (s. Taf. 3, Fig. 3). Letztere sind häufig mikritisiert oder z.T. herausgelöst. Hervorzuheben ist weiterhin, daß in der Mikrofazies von LR36 auch erstmals Brachiopoden- und Ostracodenschalen auftreten, wodurch das Bild dieser Fazies insgesamt eine Besonderheit gewinnt. Der Crinoidendetritusgehalt tritt in allen Fällen dieses Typs stark zurück. Als Foraminiferen sind anfänglich (LR33) noch Meandrosphiren neben Glomospirellen, in den obersten Teilen des Profils nur noch letztere vertreten. Sie fehlen in LR35 allerdings völlig.

Die Sedimente sind teils schichtungslos, teils geflasert (wobei die Flaserung durch Drucklösungserscheinungen verstärkt und überprägt wurde) oder durch Bioturbation stark zerwühlt, während ungestörte Horizontalschichtung auf einige kleine Bereiche beschränkt ist. Styrolithen sind häufige Erscheinungen.

Der Mikrofaziestyp VII tritt in dem Teil des Profils auf (s.

Abb. 5), der megaskopisch bereits zu den Gutensteiner Schichten i.w.S. (Gutensteiner Kalk-Basisschichten nach ROSSNER 1972) zu rechnen ist. Das Schliffbild weicht als Bestätigung dessen auch deutlich von den bisher gezeigten Typen ab (s. auch Auftreten von Brachiopoden und Ostracoden).

4. Kurze Bemerkungen zur Mikrofauna

Abgesehen von den Foraminiferen stammt die im folgenden aufgeführte Mikrofauna durchwegs aus Lösproben. Besonders reich an Mikrofossilien sind die aus Lamellibranchiaten- und Echinodermenschutt aufgebauten Kalke.

Foraminiferen wurden in den Lösproben keine gefunden; die von Dr. W. RESCH (Innsbruck) freundlicherweise bestimmten Foraminiferen wurden an anderer Stelle bereits aufgeführt. Stratigraphisch davon interessant ist nur *Meandrospira iulia*, zumal sie als Leitform für das Oberskyth gilt.

Die in den Dünnschliffen oft angetroffenen Kleingastropoden kommen relativ häufig auch im unlöslichen Rückstand vor. Zum Teil mag es sich hierbei wohl um embryonale bis juvenile Formen handeln. Die schlanken, hoch aufgewundenen (trochispiral) Formen dürften am ehesten dem Formenkreis um *Loxonema gracilior* entsprechen, während die breiten, kurzspindeligen Gehäuse eher in Richtung von *Natica* sp. weisen.

Die vielen kleinen Lamellibranchiatenschalen gehen im wesentlichen auf die Gattungen *Gervilleia* und *Anadontophora* zurück.

Weitaus am häufigsten vertreten sind die Echinodermaten. Im Gegensatz zu den vorher erwähnten Lamellibranchiaten und Gastropoden, die bei Anhalten der Flachscheffelsituation auch in das Anis hineinreichen, und damit stratigraphisch unbedeutend sind, sind die Echinodermaten, besonders die Crinoiden und Ophiuren, sehr gut stratigraphisch verwertbar. In den höheren Campiller Schichten sind sie oft so häufig, daß man von Crinoidenkalken sprechen kann. Aus diesen wurden mittels Essigsäureauflösung massenhaft besonders gut erhaltene Crinoidenskelettelemente isoliert. Es handelt sich hierbei vor allem um Stielglieder, untergeordnet um Brachialia und Cirrhalia.

Die Trochiten sind stets von pentagonalem Umriß, als ausgesprochene Seltenheit sind Übergänge von pentagonal zu subcircular. Wirklich kreisrunde Stielglieder, wie sie z.B. bei *Dadocrinus gracilis* im unteren Stielabschnitt so häufig vorkommen, fehlen. Auf Taf. 5, Fig. 1-4 bzw. Abb. 6, Fig. 2, sind jene hohen Stielglieder, die keine vollkommen pentagonale Gestalt mehr zeigen, abgebildet, und gerade diese zeigen gegenüber den flachen Trochiten eine völlig anders geartete Skulpturierung der Facetten. Vereinzelt treten jedoch ebenso hohe Stielglieder auf, die, was die Facettenskulptur betrifft, den flachen sehr ähneln. Um einer sich mit Crinoiden des Skyths befassenden Arbeit nicht vorzugreifen, soll hier nicht die systematische Stellung der Trochiten zu Worte kommen, sondern es sollen vielmehr der gute Erhaltungszustand und die Feinstruktur dieser angerissen werden. Dieser

ist auf eine frühe hauchdünne Fe-Mn-Hydroxyd - Pigmentierung zurückzuführen. Durch diese Fe-Mn-Imprägnation wurde der primäre Internbau konserviert, und somit fehlen, von wenigen stark angelösten Skeletteilen abgesehen, die bei der Essigsäureaufbereitung sonst unvermeidlichen Korrosionsspuren.

Die Substanz der untersuchten Crinoidenstielglieder wird von einem eisenreichen Dolomit gestellt. Die Umwandlung eines primär Mg-reichen Calcits in einen Fe-Dolomit vollzog sich ohne wesentlichen Verlust der primären Struktur, was sehr deutlich aus den Scan-Aufnahmen hervorgeht. Bezüglich des Feinbaues der Stielglieder lassen sich zwei Typen auseinanderhalten.

- 1) Sowohl die skulpturierten Gelenkflächen, als auch die Außenflächen weisen eine unterschiedliche Struktur auf. Kein wesentlicher Unterschied besteht im Aufbau der Feinstruktur zwischen dem Bereich um den Achsialkanal und jenem der Blätter und Crenellae; allen gemeinsam ist eine charakteristische löcherige Struktur (siehe Taf. 4, Fig. 10-12). Die Außenfläche ist bei diesem Typ durch einen markanten, sehr streng langgezogenen Bau gekennzeichnet (siehe Taf. 6, Fig. 1-4).
- 2) Dieser Typ zeigt im Bereich der Gelenkflächen eine ausgeprägt spongiöse Struktur (Taf. 5, Fig. 5-6). Nur in einem Falle wurde ein stäbchenförmiger Aufbau erkannt (Taf. 4, Fig. 8 bzw. Abb. 6, Fig. 5). Ob es sich hierbei um eine erste Anlage adradialer Crenellae handelt, müssen erst weitere Untersuchungen abklären. Die Außenflächen weisen im Gegensatz zum Typ 1) eine unregelmäßig maschige Struktur auf (siehe Taf. 5, Fig. 8-10).

Zunächst wäre man geneigt, in den zwei unterschiedlichen Bautypen artlich trennbare Elemente gefunden zu haben, doch zeigen die Untersuchungen der reich skulpturierten Gelenkflächen, daß dem nicht so ist. Der Unterschied im Skelettfeinbau vollzieht sich innerhalb des Stieles einer Art. Die distalen Stielglieder, die subcircular bis schwach pentagonal sind, aber nie einen wirklich kreisrunden Umriß aufweisen, halten sich an den erstgenannten Bautypus. Die flachen Trochiten, die den proximalen Stielabschnitt aufbauen, sind nach dem Bauprinzip des zweiten Typs angelegt.

Generell zeigen alle Stielglieder stets einen runden achsialen Kanal (siehe Abb. 6, Fig. 1-6); ein eigentliches Zentralfeld ist nicht entwickelt; der Zentralbereich ist eben oder nur leicht erhöht, aber immer glatt. Die Rosette, die aus fünf Blättern besteht, ist so angeordnet, daß die einzelnen Blätter nicht mit den fünf Ecken der Stielglieder zusammenfallen, sondern jedes Blatt trifft senkrecht auf die gerade verlaufende Außenkante (siehe Abb. 6, Fig. 5-6).

Die hier dargestellten Crinoidenstielglieder sind im höheren Skyth weit verbreitet und treten nicht nur innerhalb der Nördlichen Kalkalpen auf, sondern auch in den Südalpen, wie einer der Verfasser nachweisen konnte. Sie sind stratigraphisch gesehen sehr gut verwertbar.

Neben den Crinoiden sind die Ophiuren in den Lösungsrückständen

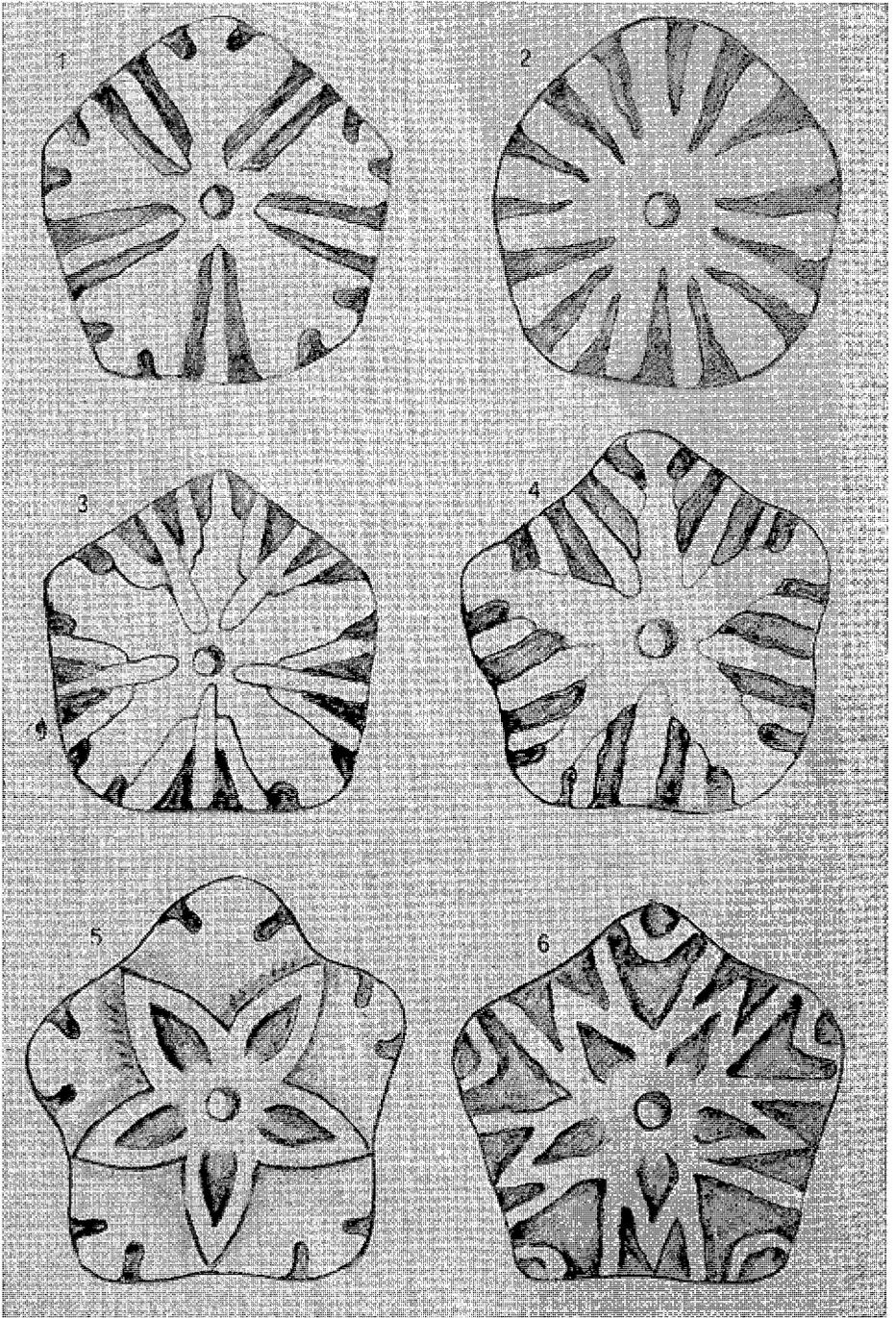


Abb. 6

sehr häufig, auch wenn sie einer nicht unbedeutenden Frachtsonderung unterworfen wurden. Auffallend sind die dicken, sehr massiven *Lateralia*. Aufgrund dieser kann man nun zweifelsohne von *Praeaplocoma hessi* LORIGA & CAVICCHI sprechen.

Hinweise auf Asteridenskelettelemente gibt es keine, auch nicht in den Südalpen, wie dies z.B. LEONARDI (1967: 123) anführt. Die Liegespuren von Asteriden sind nicht aufrecht zu erhalten, es handelt sich vielmehr um solche von Ophiuren.

Echinidenstacheln wurden überraschenderweise nur im Dünnschliff angetroffen; warum diese nicht im unlöslichen Säurerückstand auftreten, entzieht sich unserer Kenntnis.

Die stratigraphisch wohl bedeutendsten Mikrofossilien in den Werfener Schichten der Nördlichen Kalkalpen werden von den Conodonten gestellt. Obwohl mehrere Proben conodontenführend sind, ergaben sich bezüglich der Arbeit von MOSTLER 1968 keine neuen Formarten. Nach wie vor ist "*Polygnathus gardenae*" STAESCHE ausständig. Stratigraphisch bedeutsam allerdings ist es, daß die basalen Gutensteiner Schichten aufgrund der Conodontenführung (*Hadrodontina adunca* STAESCHE, *Hadrodontina anceps* STAESCHE, *Hadrodontina* n. sp. A STAESCHE, *Hindeodella triassica* MÜLLER, *Pachycladina inclinata* STAESCHE und *Pachycladina longispinosa* STAESCHE) noch in das Skyth zu stellen sind. Damit kann die von KRYSTAN (1974) geäußerte Vermutung bestätigt werden.

5. Paläogeographische Überlegungen

Das von uns untersuchte Profil ließ sich in sieben Mikrofaziestypen aufgliedern. Einige MF-Typen, wie z.B. MF Ib, verteilen sich über das ganze Profil, andere wiederum, wie MF V oder MF II sind auf einen nur kurzen Profilabschnitt beschränkt. Die immer wiederkehrenden Sedimenttypen gehen auf einen mehr oder minder periodisch ablaufenden, wahrscheinlich exogen diktierten Vorgang zurück, die seltener auftretenden dagegen hängen stark von der Verfügbarkeit der das Sediment aufbauenden Komponenten ab.

Zunächst wollen wir die die einzelnen Mikrofaziestypen charakterisierenden Merkmale herausgreifen.

- 1) Quarz- und Glimmerdetritusführung
- 2) Ooide
- 3) abgerollte Biogene
- 4) Schille
- 5) Erosionsdiskordanzen im cm-Bereich
- 6) Resedimente
- 7) Flaserschichtung, Linsenschichtung
- 8) Schrägschichtung

Die Schüttungen, bestehend aus Quarz und Glimmer, seltener aus Feldspat, dauern während des gesamten Oberskyths an (permanente Sand-Siltanlieferung). Sie variieren nur, was die Stärke der Anlieferung betrifft. Zum Hangenden hin konnte allerdings auch eine Korngrößenabnahme bis in den Siltbereich festgestellt werden.

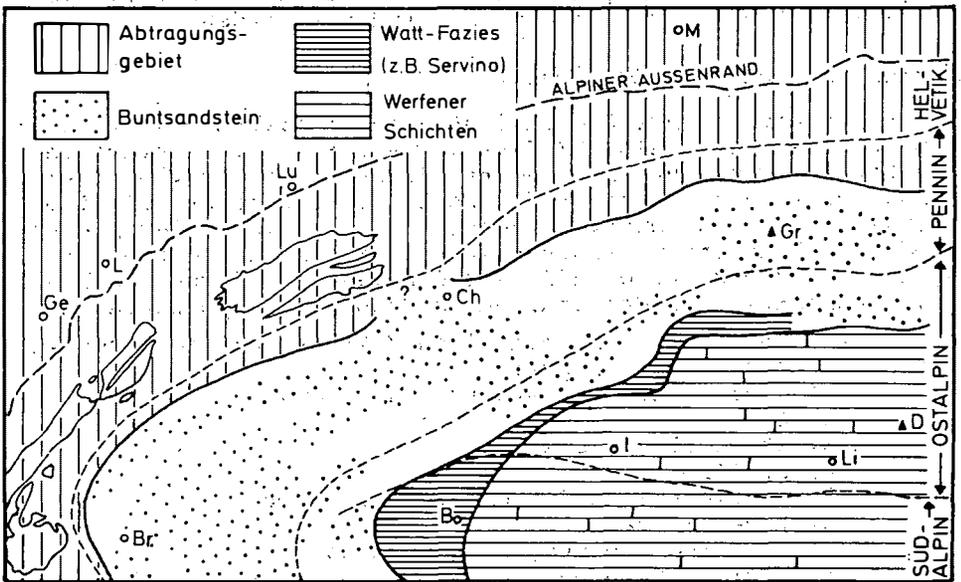
Die in den stark detritär verunreinigten Kalken auftretenden

Ooide sind ebenfalls das Produkt einer Schüttung. Ein Bezug von Ooid-Dünen, die über das Wasser aufragten, ist durchaus denkbar. Auf dem Weg zum Ablagerungsraum, möglicherweise über Ooidrinnen, wurden teilweise Sedimente mit Glaukonit (z.T. pyritisiert; reduzierendes Milieu) aufgearbeitet, worauf die mit den Ooiden auftretenden pyritisierten Glaukonitkörner hindeuten.

Daß ein Teil der in bestimmten Sedimenttypen auftretenden Organismen aus einem etwas entfernten Lebensraum stammt, belegen die oft stark abgerollten Biogene, die ortsweise sogar eine schwache Gradierung aufweisen. Produkte einer Frachtsonderung sind auch die Schille, die fast ausschließlich aus zerbrochenen Lamellibranchiatenschalen bestehen.

Erosionsrinnen wurden nur im cm-Bereich festgestellt; sie sind stets mit grobem Biogenmaterial gefüllt. Da meist die feinkörnigen, siltreichen Lagen erodiert wurden, bilden diese auch den überwiegenden Teil der Resedimente.

Die seltener auftretende Flaserschichtung (vorherrschend einfache Flaserschichtung) und häufiger auftretende Linsenschichtung (meist offene Dicklinsenschichtung) sowie stark zurücktretende Schrägschichtung sind ebenfalls Zeugen hierfür, daß eine starke Sedimentumlagerung stattfand.



B = Bergamo, Br = Briaçon, Ch = Chur, D = Dachstein, Ge = Genf, Gr = Großglockner, I = Innsbruck, L = Lausanne, Li = Lienz, Lu = Luzern, M = München

Abb. 7: Schema der Faziesverteilung im Oberskyth (Campill) im Zentralbereich der Alpen (großtektonische Verschiebungen rückgeführt nach GWINNER 1971, Abb. 134)

Gefüge und Komponenten sprechen ohne Ausnahme für stark bewegtes Flachwasser. Da nirgends sichere Anzeichen für einen Auftauchbereich festgestellt werden konnten, scheiden Ablagerungen im unmittelbaren Gezeitenbereich (Watten) aus. Die Mega- und Mikrofauna, vor allem Foraminiferen, Cephalopoden, Echinodermaten und Conodonten, sind wichtige Kriterien dafür, daß es sich hierbei um ein Subtidal mit normalen Salinitätsverhältnissen handeln muß; aufgrund der Sedimentgefüge war dieses sehr flach. Eine randliche bzw. indirekte Beeinflussung durch Gezeiten ist nicht ganz auszuschließen (möglicher Bezug der Ooide aus Gezeitenbeeinflussten Ooid-Dünen).

Wie bereits E. FLÜGEL (1972: 35) aufzeigte, sind die Werfener Schichten, sowohl was die sedimentologischen Daten ihrer klastischen Serie betrifft, wie auch die mikrofaziellen Merkmale der karbonatischen Einschaltungen so gut wie nicht untersucht. Es ist uns daher nicht oder nur zum Teil möglich, die Mikrofaziestypen auf die von BARTH und BÜCHNER untersuchten Werfener Kalke umzulegen. Wohl aber sind Profilvergleiche möglich. Die von BARTH in mehreren Profilen der Berchtesgadener Entwicklung erfaßten Werfener Kalke stimmen generell recht gut mit dem von uns untersuchten Profil überein. Auch dort setzen über roten Feinsandsteinen graue, sandige Kalke mit dünnen Mergellagen und hohem Quarz-Glimmergehalt ein. Darüber sind rote und graue Kalke mit Ooiden, Crinoiden und Lamellibranchiaten, vereinzelt auch Rippelmarken in den immer wieder dünnplattigen, glimmerreichen Partien eingeschaltet. Im Gegensatz zu unserem Profil kann ihre Mächtigkeit 40 m erreichen. Sie entsprechen unserem unteren und mittleren Teil der Rotserie. Die darüber folgenden grünlichen Kalke mit Crinoiden und Glaukonit dürften im Typus mehr unserer oberen Rotserie entsprechen, die durch den Flaser-typus gekennzeichnet ist. Abgeschlossen wird diese Schichtfolge von gelben Kalken und Dolomiten, die in Gutensteiner Kalke überleiten.

BÜCHNER beschreibt aus dem Gesäuse recht unterschiedlich entwickelte Werfener Kalke. Vergleichbar sind nur die bunten Kalke im Liegenden der Gutensteiner Schichten. Es handelt sich um bunte Kalke, die rot und grün gefärbt sind, denen Lagen aus Schiefen und Sandsteinen zwischengeschaltet sind. Die Kalke selbst setzen sich aus reichen Lumachellen zusammen, führen aber sehr häufig auch Ooide und Echinodermaten. Sie entsprechen im wesentlichen unserer Rotserie bzw. den roten Kalken mit den Ooiden sowie grünlichen Kalken, die BARTH besonders hervorhob.

Völlig abweichend sind zwei weitere von BÜCHNER beschriebene Kalkgesteinskomplexe, die er zu den Werfener Kalken stellt. Es sind dies einerseits dickbankige, z.T. massige Kalke, deren Mächtigkeit 60 m beträgt, und die durch Biogene wie Gastropoden, Foraminiferen und Echinodermaten sowie Intraklasten, Pellets und Onkoiden sowie Algenmatten ausgezeichnet sind. Bei diesen dürfte es sich unseres Erachtens um wesentlich ältere Karbonatgesteine handeln (eventuell sind es den Bellerophon-schichten analoge Sedimente, zumal sie mit Rauhbacken und Gipsen wechsel-lagern bzw. verzahnen).

Die im Hangendsten der Gipse auftretenden Kalke sind zwar vorwiegend graubraune, dünnbankige Mergelkalke, die sich als biogenreich herausstellten. Vorwiegend treten Crinoiden in Verbindung mit monaxonen, triaxonen, tetraaxonen Schwammnadeln auf, ein innerhalb der Werfener völlig fremder Sedimenttypus. Sie sind auch älter als die bunten Werfener Kalke, wie dies ja BÜCHNER (1970, Abb. 2) selbst darstellt. Von dieser Warte betrachtet sind also nur die bunten Kalke als "Werfener Kalke" zu betrachten, die ein zeitliches Analogon zu unserer Rotserie darstellen und die sich auch faziell sehr stark ähneln.

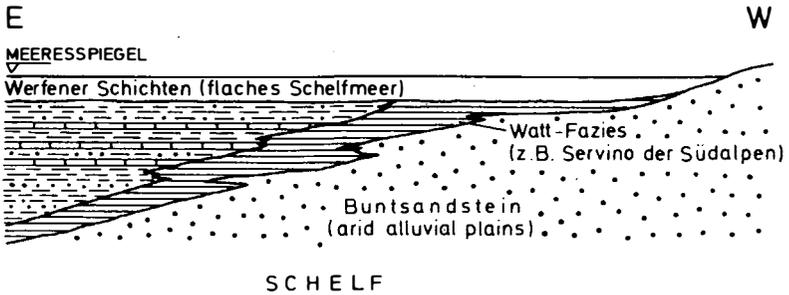
Höhere Werfener Schichten (Werfener Kalke) in ähnlicher Ausbildung finden sich in Mitteleuropa sowie Ost- und Südeuropa weit verbreitet und sind selbst über Griechenland nach Kleinasien hinweg zu verfolgen. Dieses weit ausgreifende, sehr flache Schelfmeer stellt eine Sonderentwicklung dar, die ihresgleichen im erdgeschichtlichen Ablauf ziemlich einzigartig dastehen dürfte. Das Westende (Abtragungsgebiet des umrahmenden Festlandes) des von Osten her vorgreifenden Schelfmeeres liegt auf der Linie Briancon-Chur (siehe Abb. 7). Diesem vorgelagert ist ein breiter Buntsandsteinstreifen, ein Ablagerungsbereich, der ohne Schwierigkeiten als eine "arid alluvial plain" gedeutet werden kann. Daran schließt eine typische Wattfazies (z.B. Servino der Südalpen; höhere Campiller Schichten Nordtirols), während die von uns bearbeiteten Werfener Kalke bereits dem flachen Subtidal mit Ammoniten, Conodonten etc. angehören (siehe Abb. 7 und Abb. 8, Fig. 1).

Eine tidal flat-Fazies, wie sie z.B. ČATALOV 1975 aus dem Oberskyth ("Campill") des Teteven Antiklinorums beschreibt (zentraler Vorbalkan), tritt nur untergeordnet auf. KRYSSTYN (1974: 46) deutet den Werfener Ablagerungsraum als eine große seichte Schelfbucht, mit der die Tethys zur Untertriaszeit im Westen endet. Den Schelfrand dazu markieren rote Cephalopodenkalke (Hallstätter Fazies), oft auch in Verbindung mit Vulkaniten (Griechenland, Türkei). Das nach diesem Autor westlichste Vorkommen von Cephalopodenkalken liegt bei Kcira (Albanien). Zum tieferen Meer (Tethysozean) wird das flachere Campiller Schelfmeer entweder von carbonate buildups (JACOBSSHAGEN 1972: 449) (siehe Abb. 8, Fig. 2) oder von Karbonatplattformen (Abb. 8, Fig. 3) (RAMOVŠ 1974: 161) begrenzt. Das Nebeneinander von Hallstätter Kalken (Tiefschwellenfazies), von Tiefwassersedimenten (Grauwacken, Tonschiefer und Radiolarite) einerseits und Flachwassersedimenten (Werfener) andererseits ohne vermittelnde Sedimente spricht für ein Niederbrechen entlang synsedimentärer Brüche des Schelfes und gleichzeitiges Öffnen des Tethysozeans (siehe BECHSTÄDT, BRANDNER & MOSTLER 1976). Zur selben Zeit, zum Teil auch etwas später, entsteht eine Reihe von subparallel verlaufenden Grabenbrüchen (Siretgrabensystem mit Ausläufern bis nach Schlesien in das Heiligenkreuzgebirge; Aspuseener Bükk-Bruchsystem sowie noch ein kleineres Bruchsystem in Westserbien, dessen Verlauf zur Zeit noch unklar ist). An diesen sich bildenden Wasserstraßen konnten hochmarine Faunen nach Nordwesten vorstoßen. Das Vordringen des Hauptastes des Tethysmeeres zu oberskythischer Zeit endete nach dem bisherigen

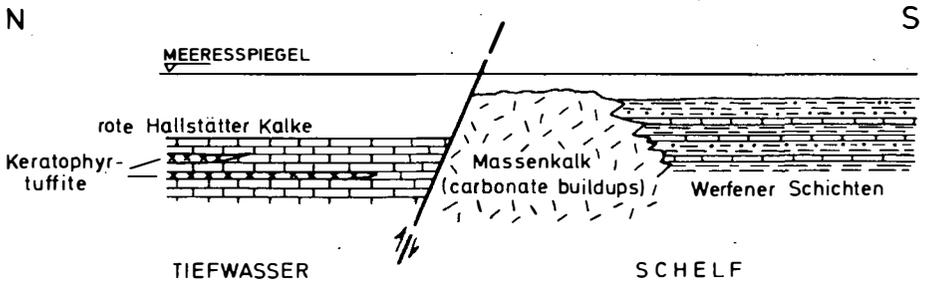
Wissensstand (siehe KRYSTYN 1974: 46) in Albanien. Über dem Siretsystem sind die hochmarinen Faunen wesentlich rascher und somit weiter nach Nordwesten vorgestoßen als im Hauptstrang des Tethysmeeres, zumal sie schon im untersten Anis das Heiligenkreuzgebirge erreicht haben (TRAMMER 1975).

Zusammenfassend wollen wir festhalten, daß die sich von Mitteleuropa über Südosteuropa nach Kleinasien erstreckenden typischen Campiller Schichten vorwiegend Sedimente eines sehr flachen Schelfmeeres (Epikontinentalmeer) darstellen. Weniger typisch ausgebildete und oft noch als Campiller Schichten bezeichnete Sedimente waren voll den Gezeiten ausgesetzt und bildeten zur oberskythischen Zeit echte tidal flat-Ablagerungen. Weitere detailliertere Untersuchungen sollen die hier entwickelten Vorstellungen überprüfen und verfeinern.

1. Ost- und Südalpen



2. Chios-Epidaurus



3. Westserbien - Bosnien

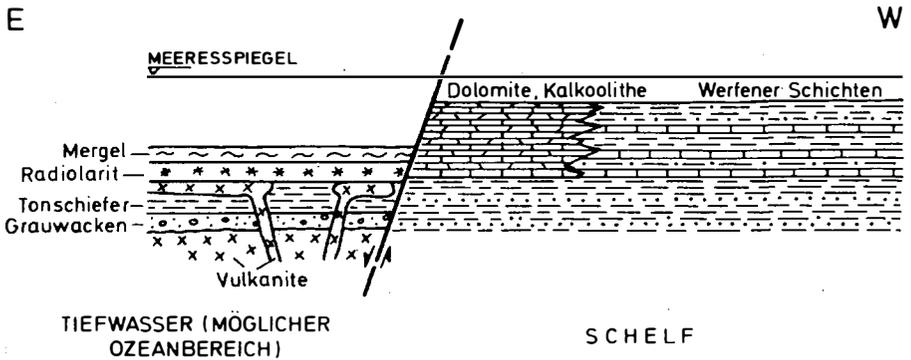


Abb. 8: Paläogeographische Modelle der Sedimentationsverhältnisse im Oberskyth (Campill) für die Alpen, Dinariden und Helleniden.

6. Tektonik

a) Regionalgeologische Position

Wie bereits früher dargestellt (ROSSNER 1972, S. 50) hat die geologische Struktur der Annaberger Senke mancherlei Deutungen erfahren.

Sie reichen von den auf extremen Deckenbauvorstellungen fußenden Gedanken KOBERS und TOLLMANNs (siehe TOLLMANN et al. 1970; Abtauchen des Tirolikums (Tennengebirge) nach E unter das Hochjuvavikum des Gosaukamm-Dachstein-Massivs im Bereich der Senke) über die gemäßigten Auffassungen NOWAKs, HAHNS, SPRENGLERs und DEL-NEGROs (Literatur s. ROSSNER 1972; Gosaukamm-Dachstein-Massiv als Fortsetzung des tirolischen Tennengebirges und nicht deckentektonisch bedingte Entstehung der Annaberger Senke) bis zu den Autochthonievorstellungen TRAUTHs (1937) und SCHLAGERs (1967 und 1968).

Nach dem Deckenbaukonzept TOLLMANNs (TOLLMANN 1969a und TOLLMANN et al. 1970) gehört der Bereich unseres Aufschlusses zu der vorgosauisch durch N-gerichtete Bewegungen in die heutige Position gebrachten Lammerdecke (TOLLMANN 1968), dem tieferen Teil des tiefjuvavischen Deckenkomplexes (s. Abb. 1). Genauer betrachtet befinden wir uns im SE-Sporn dieser großtektonischen Einheit, wo sie sich bis auf 1-2 km der im Annaberger Halbfenster weit nach N reichenden Werfen-St. Martiner Schuppenzone annähert (TOLLMANN 1969a, Taf. 1). Damit gelangt man in diesem Teil der Lammerdecke in die Nachbarschaft einer Zone, die in bedeutenderem Umfang von jüngeren, illyrisch pyrenäischen (nach TOLLMANN et al. 1970, S. 103) i.w.S. S-vergenten Bewegungen beeinflusst worden sein soll. Wie TOLLMANN (TOLLMANN et al. 1970, S. 103) zugibt, sind diese tektonischen Vorgänge zwar schwach gewesen, doch wird Ihnen vom gleichen Verfasser (1969a) andererseits eine solche Bedeutung zugestanden, daß der intensive Schuppenbau des St. Martiner Schuppenlandes auf sie zurückgeführt wird. Die wichtige Frage, inwieweit sich diese Ansicht aufgrund der tektonischen Elemente und Formen des hier behandelten Aufschlusses bestätigen läßt, soll Gegenstand einiger Erörterungen im folgenden sein.

b) Die Strukturen und ihre Deutung

(1) Faltungsformen

Bei der ersten Aufnahme des Lammerschluchtprofils (ROSSNER 1972, S. 51 und Abb. 3, S. 9) wurde auf das Vorhandensein zweier Gruppen von Faltelementen mit unterschiedlicher Streichrichtung und Vergenz hingewiesen. Das sind zunächst die NW-SE-streichenden Strukturen mit NE-Vergenz (ROSSNER 1972, Abb. 3, Diagramm D21), deren Faltenformen relativ steile, nach SW einfallende Mittelebenen zeigen (s. letztgenannte Literatur, Abb. 16 und zum Vergleich auch Abb. 14). Diese Mittelebenen passen in keiner Weise zu der horizontal liegenden oder flach nach NE eintauchenden Schieferung, wie man sie vor allem im S-Teil des Aufschlusses erkennt (ROSSNER 1972, Abb. 17). Wie weiter unten noch gezeigt wird, lassen die mechanisch zu der erwähnten NE-vergenten Faltung gehörigen Erscheinungen erkennen, daß sie infolge einer

Mitverstellung der genannten Schieferung jünger sind als diese. Deckenbewegungen wie jene, die die Nordkalkalpen in die heutige Position gebracht haben, waren sicher mit der Formung flacher Schubbahnen und liegender bis stark überkippter Falten (wenigstens in tieferen Stockwerken) verbunden. Das dazugehörige Element ist bei uns die flache Schieferung, die z.T. sogar die Rekonstruktion von Tauchfalten zuläßt (ROSSNER 1972, Abb. 19). Damit sind die erwähnten, NE-vergenten Falten unseres Aufschlusses aber mit Sicherheit keine Leitformen des Großdeckenbaus.

Trotzdem sind sie keine lokalen Erscheinungen. Betrachtet man nämlich den Gesamtverlauf der Lammermasse (s. Abb. 1 oder TOLLMANN 1969a, Taf. 1), so sieht man, daß deren S-Grenze, der Tennengebirgsnordrand, NW-SE-Streichen zeigt, und dieser Richtung folgen ja auch unsere Falten. Neben dieser Tatsache ist weiterhin darauf hinzuweisen, daß wir NE' unseres Profils auf eine strukturell recht gut vergleichbare Erscheinung stoßen, auf die NW-SE-verlaufende und NE-vergente, steile Zwieselalmüberschiebung (oder besser -aufschiebung, s. Abb. 1), die bekanntlich nachgosaisches Alter besitzt. Unsere NE-vergenten Falten repräsentieren den gleichen Baustil, weshalb sie ohne größere Schwierigkeiten als die für eine nachgosaische Überprägung zumindest des SE-Teils der Lammermasse und der angrenzenden Bereiche (N'Gosaukamm und Tennengebirge) leitenden Strukturen i.S. SCHWANs (1964) anzusehen sind.

Der Mechanismus wäre in einer schraubstockartigen Einklemmung und Zusammenpressung der SE' Lammermasse zwischen den Blöcken des Gosaukamms und des Tennengebirges zu suchen, was wiederum auf einen nachgosaischen Nachschub des Tennengebirges von SW her zurückgeführt werden kann. Als Folge davon paßten sich die neu entstehenden Strukturen im N-Teil der Annaberger Senke in ihrem Streichen dem "möglicherweise durch eine recht alte Anlage bedingten" (CORNELIUS in CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952) NW-SE-streichenden NE-Rand des Tennengebirges an. Auch die im ganzen Zwieselalmgebiet nach den Angaben SCHLAGERS (1967, S. 260) ausgeprägten Ostvergenzen ließen sich durch die Anschubbewegungen des Tennengebirges von SW erklären.

Hinweise auf eine solche Beanspruchung findet man, allerdings mit umgekehrten Vorzeichen, auch im W und SW unseres Aufschlusses (s. Abb. 1) am Rand des Tennengebirges in den von CORNELIUS & PLÖCHINGER (1952, Taf. IX, Prof. XIII und XIV) dargestellten NW-SE-streichenden, aber SW-vergenten Faltenzügen von Jura und Obertrias im Bereich der Schallwand und des Großen Traunsteins, die von den beiden Autoren ganz im Sinne der hier geäußerten Vorstellung als Rückstauerscheinungen gedeutet werden (CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952, S. 197).

Angesichts der Tatsache, daß weiter W' am N-Rand des Tennengebirges SW-vergente Antiklinal- und Synklinalzüge (Synklinalen der Strubberge nach CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952, S. 194 und 195, sowie Taf. IX, Prof. X-XII; TOLLMANN 1969a, Taf. 1) innerhalb der Lammermasse vorhanden sind, die in diesem Ausmaß meiner Ansicht nach nur schwer durch relativ schwache, jüngere Rückstaubewegungen erklärbar sind, läßt den Gedanken nicht abwegig

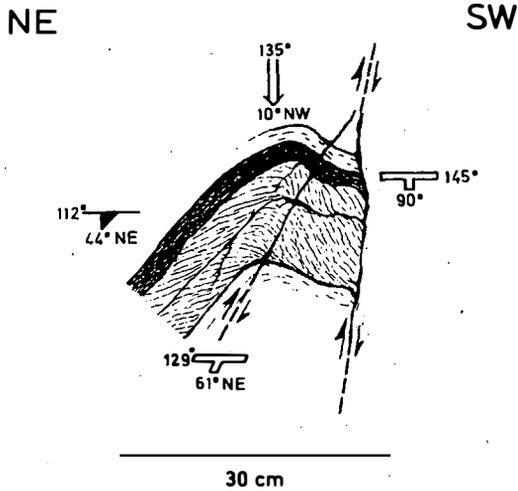


Abb. 9: SW-vergente Aufschiebung (Lage s. Abb. 2)

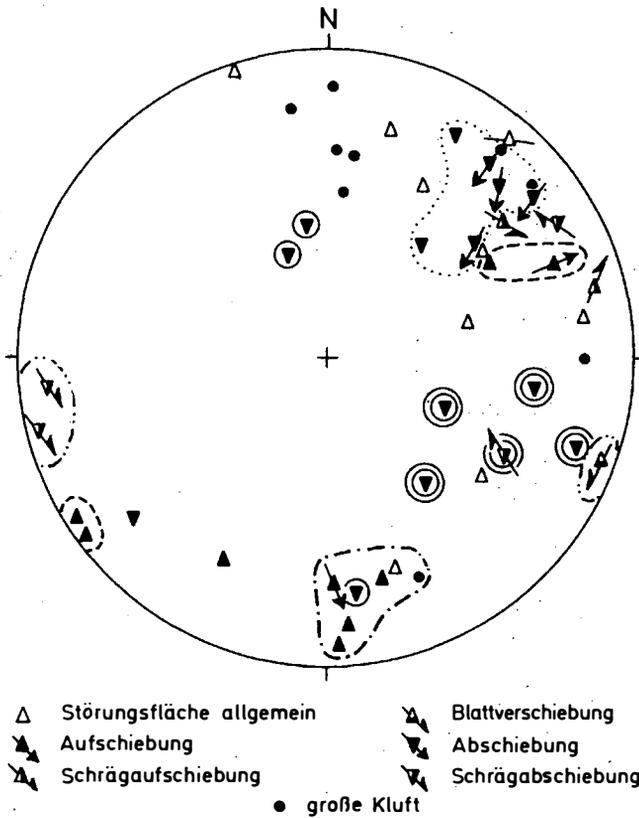


Abb. 10: Diagramm der wichtigsten Störungsflächen (Erläuterung s. Text)

erscheinen, daß die Lammermasse weitgehend autochthone bis para-autochthone Stellung besitzt, wie dies bereits von TRAUTH (1936) und neuerdings von SCHLAGER (1967 und 1968) und ZANKL (1962) herausgestellt wurde, und daß die Rückstaustrukturen im Bereich der Schallwand nur jüngere Überprägungen bereits bestehender älterer, primärer Randfaltungen mit etwa gleicher Richtung am S-Rand einer tektonisch inkompetenten Zone (Lammermasse mit Hallstätter Fazies) darstellen.

Dem von einem diskordanten Angrenzen der internen Tektonik der Lammermasse an ihren S-Rand ausgehenden Argument TOLLMANNs für eine Allochthonie dieser Zone (1968, S. 230) ist als wesentlicher Einwand entgegenzuhalten, daß die Strukturen der Lammermasse weitgehend konkordant zum N-Rand des Tennengebirges verlaufen, wie dieser Autor selbst in seiner tektonischen Karte (TOLLMANN 1969a) zeigt.

Allein aus der tektonischen Beanspruchung der zur Tennengebirgs-einheit gehörigen, jurassischen Strubberg-Schichten oder aus dem Vorhandensein von Breccien (Strubberg-Breccien), die sich noch dazu als syndimentäre Gleitmassen oder Olisthostrome (nach HÖCK & SCHLAGER 1964) erwiesen, läßt sich wohl nur schwer ein hinreichender Beweis gegen die Autochthonie und für den Ferntransport der Lammermasse erbringen, wie dies von CORNELIUS & PLÖCHINGER (1952, S. 195) versucht worden ist. Die Darlegungen TOLLMANNs (1968, S. 230, 237, sowie 1970, S. 106), die sich auf die Natur und Zusammensetzung der Strubberg-Schichten beziehen, weisen zwar mit Recht darauf hin, daß die Existenz von Schollen mit Hallstätter Gesteinen in den erwähnten Olisthostromen allein ohne Kenntnis ihrer Einschubrichtung keinen eindeutigen Gegenbeweis gegen die Allochthonie liefern kann. Sie ist aber andererseits wegen der Nähe von Hallstätter Gesteinen in der Lammermasse eher noch ein Hinweis, auf keinen Fall als Gegenbeweis zur Autochthonie zu werten. Doch kann und soll hier nicht weiter spekuliert werden, zumal an dieser Stelle, zu diesem Problemkreis keine weiteren Tatsachen beigetragen werden können.

Aber SE-NW-streichende Rückstauerscheinungen mit SW-Vergenz findet man nicht nur in großem Ausmaß an den erwähnten Stellen am NE-Rand des Tennengebirges, sondern im kleintektonischen Bereich auch in unserem Profil, und zwar vor allem in den Werfener Schiefeln im Südteil des Aufschlusses (s. Abb. 2). Es sind dies, wie Abb. 17 in ROSSNER 1972 (S. 36) und Abb. 9 der vorliegenden Abhandlung (Lage s. Abb. 2 und 3) zeigen, Strukturen, die im Stil durchaus zum sonstigen Bild S-vergenter Strukturen in diesem Raum passen (s. ROSSNER 1972, S. 35 und 36), aber im Streichen parallel zu den N-(NE-)vergenten Formen bei ROSSNER 1972 (Abb. 3, Diagramm D₂₁) verlaufen. Die Deutung als SW-vergente, mechanisch mit den NE-vergenten Strukturen in Verbindung stehende Rückstauererscheinungen wird gestützt durch die Tatsache, daß z.B. die Struktur bei LR 11 (Abb. 3) direkt mit zugehörigen NE-vergenten Aufschiebungen gleichen Streichens verknüpft ist (s. auch Diagramm Abb. 10, gestrichelte Bereiche). Die Verstellung der älteren Schieferung durch die Struktur Abb. 9 zeigt, was schon oben angedeutet worden ist: diese NW-SE-streichenden Pressungserscheinungen sind jünger als die zur Schieferung

gehörige tektonische Beanspruchung.

Die zweite große Gruppe von Faltenstrukturen unseres Profils wird von den jüngeren, SE-vergenten Formen gebildet (s. ROSSNER 1972, Abb. 3, Diagramm D₂₁), deren Achsen bevorzugt nach NE einfallen. Der Morphologie nach handelt es sich hier um aufrechte bis schiefe Falten, die auf eine recht wenig intensive Pressungsbeanspruchung zurückgehen müssen (Abb. 11, Lage s. Abb. 2 und ROSSNER 1972, Abb. 16).

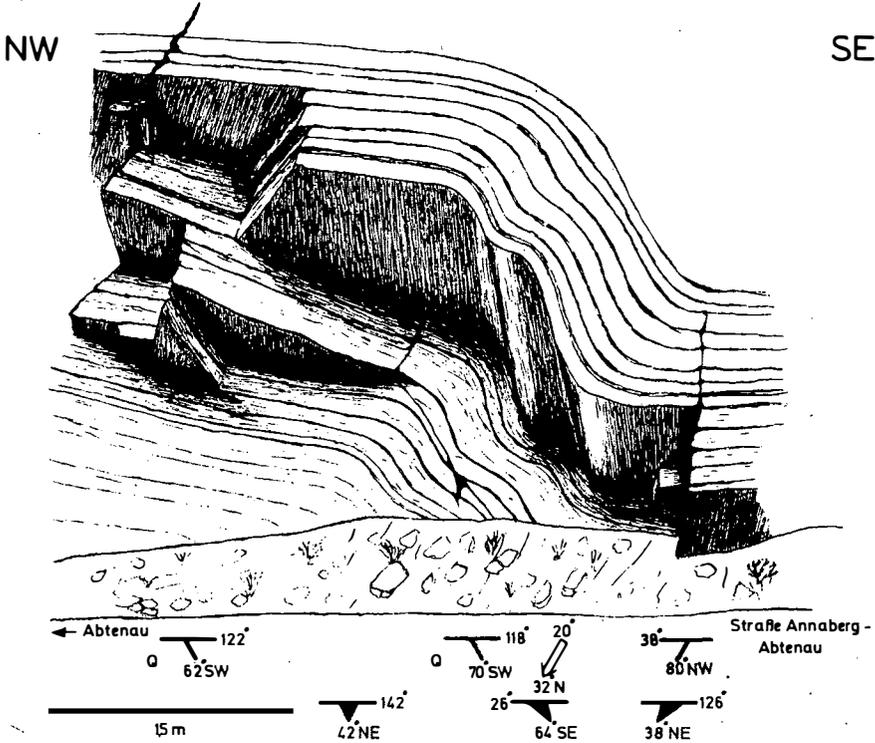


Abb. 11: Beispiel einer SE-vergenten Strukturform (Lage s. Abb. 2)

Mit der S-Vergenz wird in unserem Raum vielfach die Entstehung der Schuppenzüge des St. Martiners Schuppenlandes in Verbindung gebracht (s. z.B. TOLLMANN 1969a). Wie bereits 1972 (ROSSNER 1972, S. 37) muß auch heute betont werden: wir befinden uns im Bereich des Lammerschluchtprofils nur wenig entfernt von der

tektonischen Grenze Schuppenland-Lammermasse. Wären die Schuppenzüge des Schuppenlandes durch S-vergente Bewegungen entstanden, so hätten sich diese bei dem vorliegenden Ausmaß der Schuppenbildung (s. ROSSNER 1976) auch in der überlagernden Lammermasse vor allem so nahe an der tektonischen Trennlinie beider Zonen noch stark bemerkbar machen müssen (bei dem allgemein anerkannten jungen Alter der S-Bewegungen muß die Lammermasse ja auch nach der Deckenauffassung schon an ihrem jetzigen Platz gewesen sein). Die erwähnten und gezeigten S-vergenten Strukturen im Bereich der SE' Lammermasse sind aber keinesfalls als Leitformen eines Schuppenbaus auszuweisen.

Überhaupt muß die Bedeutung der S-Bewegungen in diesem Teil der Annaberger Senke gegenüber den Ansichten TOLLMANNs 1969a (Taf.1) beträchtlich herabgesetzt werden. So dürfte z.B. die SW-vergente Aufschiebung bei TOLLMANN (1969a, Taf. 1), die von der SW-Seite des Buchberg-Riedels bis zur Bischofsmütze mit NW-SE-Streichen durchlaufen soll, nach der Darstellung SCHLAGERs (1967, Taf. 16 und Profile Taf. 17) im NW-Teil möglicherweise gar nicht vorhanden und im SE eine Bruchstörung sein, deren Natur zwar von SCHLAGER nicht ganz geklärt werden konnte (1967, S. 261), die aber zum Teil ganz deutlich, wenn auch steil, nach SE einfällt (SCHLAGER 1967, Taf. 17, Prof. 24 und 31), also auf keinen Fall eine S-gerichtete Bewegungskomponente aufweisen kann.

Wenn man vielleicht auch nicht so weit geht und die N-vergenten Strukturen in unserem Bereich als Leitstrukturen für einen N-vergenten Bau des Schuppenlandes heranzieht (die Strukturen des Lammerschluchtprofils wären von der Form her nicht sehr geeignet), so zeigen diese doch andererseits, daß in diesem Raum die Hauptbeanspruchungen (im Sinne der Intensität) vorherrschend N-vergenten Charakter besaßen. Die Schuppenbewegung muß mit einer starken Beanspruchung, also mit einer Hauptbeanspruchung zusammenhängen, und damit muß auch hier wieder darauf verwiesen werden, daß die zur Schuppenbildung im St. Martin Schuppenland gehörige Beanspruchung nur N-vergent sein kann.

Was das Einfallen der Faltenachsen betrifft, so zeigen sowohl die NE-, als auch die SE-vergenten Erscheinungen ein deutliches Gefälle nach E. Dieses Faktum weist auf den ersten Blick in Richtung der Deckenbauvorstellungen TOLLMANNs, die von einem Abtauchen der Lammermasse am W-Rand des Gosaukammes unter die hochjuvavische Dachsteinmasse ausgehen. Doch ist auch hier bei näherem Hinsehen kein eindeutiges Kriterium für die zur Kalkmasse des Gosaukamm-Dachstein-Massivs tektonisch liegende Position der gesamten Lammermasse gegeben. Denn die in unserem Profil und weiter S' (Aufschluß I bei ROSSNER 1972, S. 33 ff.) erschlossenen Werfener und tiefanisischen Schichten stellen auch bei einer Autochthonie der Lammermasse und des Gosaukammes die allerdings stratigraphisch und nicht tektonisch liegenden Teile der ganzen Schichtenfolge dar und müssen unter die Kalkmasse mit ihren jüngeren Schichten abtauchen. Man kann einer solchen Erklärung des Achsenfallens bei einer Ortsgebundenheit der einzelnen Zonen entgegenhalten, daß die Skyth/Anis-Grenze, die wir ja in topographisch tiefer Position im Lammerschluchtprofil antreffen, weiter E' um ca. 200 m höher liegt und damit eigentlich ein An-

steigen der Schichten und Achsen nach E zu erwarten wäre. Doch würde eine derartige Argumentation auch die Deckenbauvorstellungen treffen, denn auch nach diesem Konzept gehören beide erwähnten Stellen (Lammerschluchtprofil und W-Hang des Riedelkar-Buchberg-Riedel-Zuges W' des Gosaukammes) zur gleichen Einheit, allerdings eben zur Lammerdecke.

Die Lösung dieses Problems ist wahrscheinlich in NW-SE-streichenden, unter Quartär verborgenen und durch aufgeschlepptes Haselgebirge verhüllten Brüchen mit Absenkung der W-Partie zu suchen. Diese sind möglicherweise auch für die Abtrennung der zum Gosaukamm gehörigen Randschollen im SW desselben verantwortlich (s. SCHLAGER 1967, S. 261). Wie unten gezeigt wird, lassen sich für diese Brüche in unserem Profil ebenfalls Anzeichen im kleintektonischen Bereich finden (Diagramm Abb. 10, punktierte Zone).

(2) Bruchtektonik

Mit der zuletzt angeführten Bemerkung ist bereits zu einem weiteren wichtigen Teil des Strukturinventars unseres Aufschlusses übergeleitet worden. Überraschend ist, daß gerade hier, in einer Position, die nach dem Konzept des juvavischen Deckenbaus einem relativ tiefen Stockwerk angehört (Lammerdecke als tiefer Teil des Tiefjuvavikums), und wo höhere Stockwerke, zumindest die obere Hallstätter Decke des Tiefjuvavikums, nach den als Deckenklippen gedeuteten Hallstätter-Fazies-Vorkommen an der Pailwand und S' davon (s. TOLLMANN 1969, Taf. 1 und TOLLMANN et al. 1970, Abb. 1) die in der Lammerschlucht anstehenden Schichten überlagert haben sollen, daß also in einer solchen Position ein deutliches Vorherrschen der Bruchtektonik gegenüber der Falten tektonik festzustellen ist, und das, obwohl die Werfener Schichten hinsichtlich ihrer Kompetenz zu plastischer Verformung geradezu prädestiniert sind. Vielleicht ist das doch ein Hinweis auf eine tatsächlich höhere Position der Lammermasse, als nach dem Deckenbaukonzept anzunehmen ist, und damit vielleicht auch auf ihre autochthone Stellung.

Die bedeutenderen und größeren Harnisch- und Kluftflächen des Profils wurden in das Diagramm der Abb. 10 eingetragen.

Die Darstellung in diesem Diagramm erfolgte nach der bekannten Methode von HOEPPENER (1955), wobei zur direkten Verdeutlichung der Störungsart im Sinne der von CLOOS (1936, S. 232 ff.) getroffenen Einteilung die von ROSSNER 1972 (S. 41) verwendeten und bei KNEIDL (1971/72, S. 108) nochmals näher erläuterten Zeichen Verwendung finden.

Die in der gestrichelten Zone liegenden Verschiebungsflächen wurden bereits oben als die zur SE-NW-streichenden Faltung dieses Raumes gehörigen Elemente analysiert. Zu dieser Faltung gehören als Längsklüfte aber auch zahlreiche, im Bereich N' der Rauhackenbank (s. Abb. 2) anzutreffenden, mit Kalzit erfüllten Klüfte, auf die bereits bei ROSSNER (1972, S. 9, Abb. 3, Diagramm D₂₀ und S. 44) hingewiesen wurde.

Auch die SE-vergenten Pressungserscheinungen mit ihren steilen Mittelebenen besitzen eine zugehörige Schar von Verschiebungs-

28 Abb. 12: X-Sprung in Gutensteiner Kalk-Basisschichten (durch Raster getönt) und unterlagernden "Rauhacken".

S

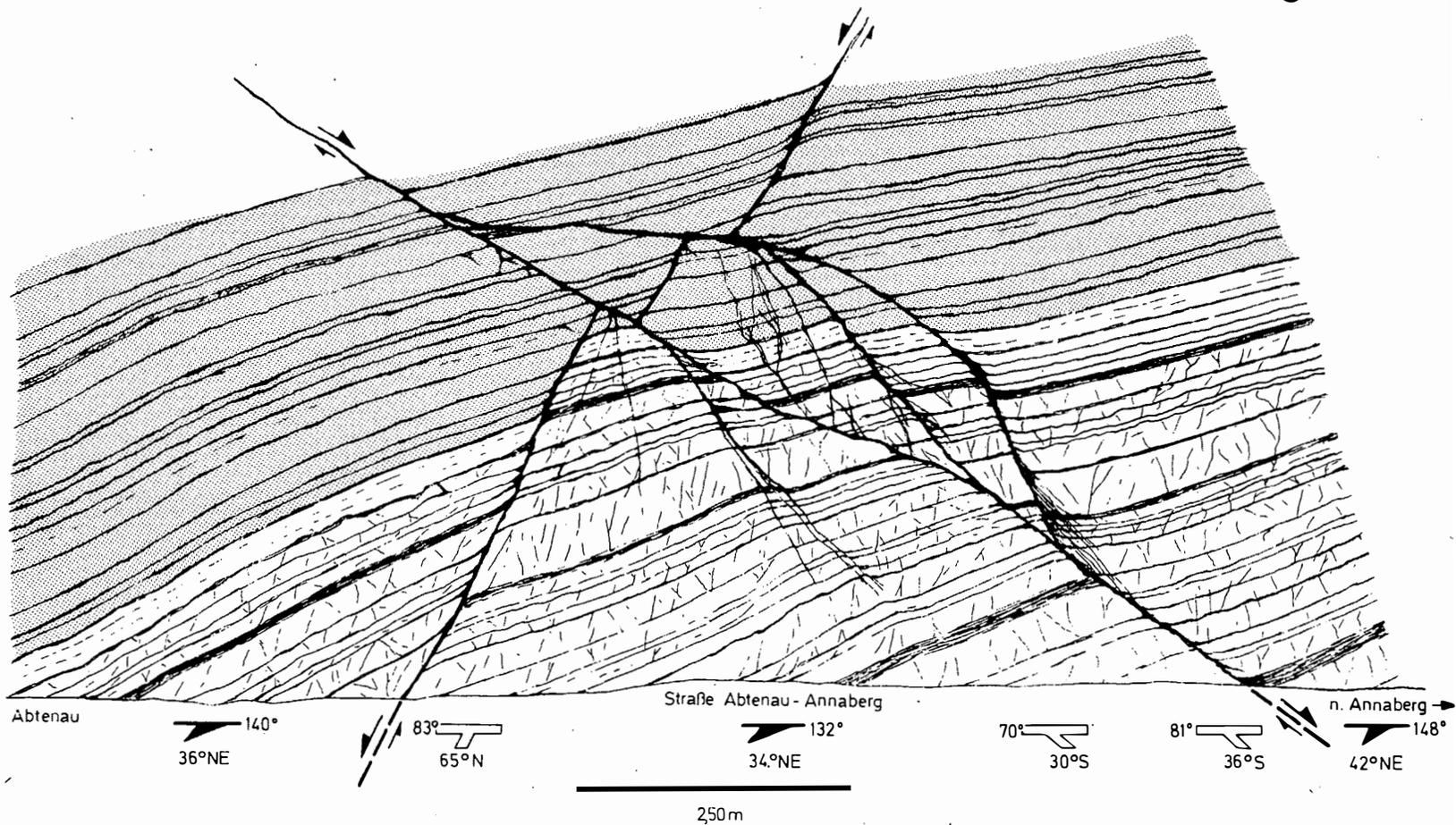
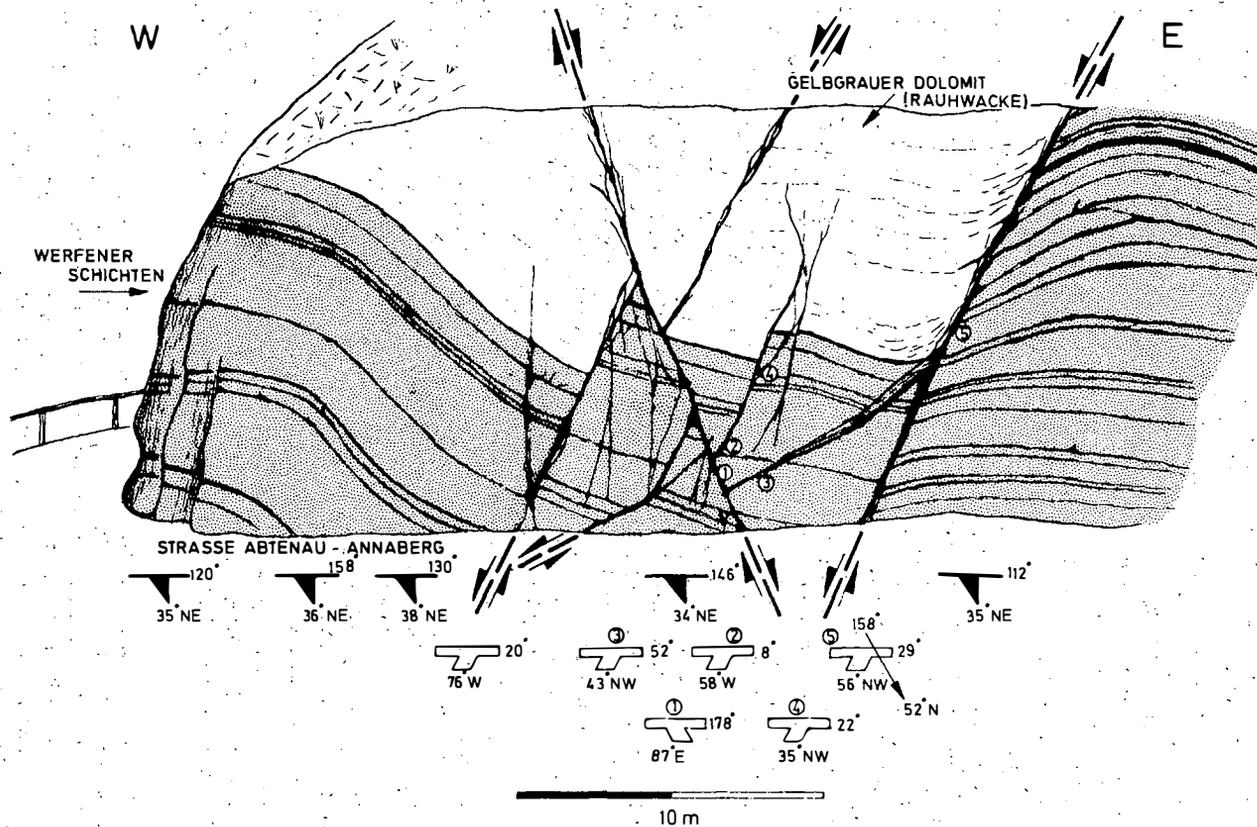


Abb. 13: Ausweitende Bruchtektonik in "Rauhacken" und oberen Werfener Schichten



flächen mit entsprechend steilem Einfallen in NNW- bis NW-Richtung (strichpunktierte Zone des Diagramms Abb. 10, Strukturen s. Abb. 3 bei LR 11). Es sind dies natürlich keine den Störungsbahnen des Schuppenlandes entsprechende Flächen.

Zu den Einengungsformen sind als diagonale Scherungsstörungen wohl auch die in der strichdoppelpunktierten Zone des Diagramms Abb. 10 gelegenen Schrägabschiebungen zu rechnen, die schon fast blattverschiebenden Charakter besitzen. Sie gehören in weiterem Sinne nach TOLLMANN (1969b, S. 283) zur Schlußphase der tangentialen Einengung des Orogens, sind damit wahrscheinlich gleichaltrig oder jünger als die SE-vergenten Strukturen, die ja noch mit einer, wenn auch schwachen, Tangentialeinengung zusammenhängen müssen.

Neben diesen auf Einengung zurückführenden Elementen treffen wir auf eine Reihe anderer Klüfte und Verschiebungsflächen, die durch Ausweitung entstanden sind. Hervorzuheben sind darunter besonders die im NE-Quadranten des Diagramms Abb. 10 gehäuft auftretenden steilen bis mittelsteilen Abschiebungen nach SW, die nur mit einer in größerem Rahmen bestehenden Bruchtektonik gleichen Bewegungssinns am W-Hang des Gosaukammes in Verbindung gebracht werden können (s. auch Ende von Kapitel (1)). Daß Brüche dieser Richtung in diesem Abschnitt der E' Kalkalpen durchaus zum normalen Bild gehören, zeigt die bruchtektonische Karte TOLLMANNs (1969b, Texttaf. 1) recht deutlich.

Hinzu kommen nun von der Erscheinungsform her recht bedeutende Strukturen, die auf Ausweitung in der N-S-Richtung (einfach umringelte Pole des Diagramms Abb. 10) und in der NNW-ESE-Richtung (doppelt umringelte Pole des Diagramms Abb. 10) zurückzuführen sind, Die zugehörigen Strukturformen sind in Abb. 12 und 13 dargestellt, Die entsprechenden Bruchrichtungen sind für den mehrmals geknickten Verlauf des Lammertales im Bereich des behandelten Profils verantwortlich.

Die rupturellen Erscheinungen, die sich auf Zerrungstektonik zurückführen lassen, sind auch in erster Linie für die Entstehung der morphologischen Annaberger Senke verantwortlich, z.T. infolge einer Zerlegung des Schichtverbandes, was wiederum die fluviatile und glaziale Erosion begünstigte.

Die übrigen in Diagramm Abb. 10 eingetragenen Flächen lassen sich ohne Zwang keinem der bisher besprochenen Systeme zuordnen, weshalb darauf auch nicht näher eingegangen wird.

Die zuletzt untersuchten ausweitenden Bruchstrukturen gehören entsprechend TOLLMANN (1969b, S. 285) in das kratogene Frühstadium bis Hauptstadium der Ostalpen, sind also wohl sehr jung.

Ergänzend sei zum Abschluß der Betrachtungen des tektonischen Inventars des Lammerschluchtprofils darauf hingewiesen, daß weder Anhaltspunkte für die von SICKENBERG (1928) postulierten starken E-W-Bewegungen, noch für SPENGLERs Schubkeil des Lammertales (SPENGLER 1951, s. hierzu auch ROSSNER 1972, S. 50; dort auch Literaturangabe der beiden letztgenannten Arbeiten) zu beobachten sind.

Anmerkung zum Kapitel Tektonik

Nach der endgültigen Fertigstellung des Manuskripts (April 1976) erschien in den Sitzungsberichten der Österreichischen Akademie der Wissenschaften (m.-n.Kl., Abt. I, 184, 237-257) von Prof. TOLLMANN (Wien) ein Artikel: "Zur Frage der Parautochthonie der Lammereinheit...". Trotz früherer Widerstände äußert er sich hier positiv zu dieser Problematik, vor allem auch aufgrund von kleintektonischen Strukturanalysen im Zentralbereich der Lammerereinheit. Die dort vorgebrachten Argumente ergänzen die unsrigen in erfreulicher Weise und lassen insgesamt die ortsgebundene Stellung der Lammermasse in neuem, günstigem Licht erscheinen.

7. Conclusion

Der in der Lammerschlucht sehr gut erschlossene Hangendabschnitt der Werfener Schichten zeigt einen überwiegend karbonatischen Aufbau. Der überraschend hohe Fossilreichtum macht es möglich, diesen Schichtkomplex stratigraphisch gut in den Griff zu bekommen. Eine zeitliche Einstufung gelang sowohl mit Hilfe der Megafauna als auch Mikrofauna, insbesondere durch Ammoniten und Conodonten; aber auch die Foraminiferen, Crinoiden und Ophiuren haben zu einer klaren Einordnung dieser in das hohe Skyth beigetragen. Die basalen Gutensteiner Schichten sind nach der Conodontenführung noch in das Oberskyth zu stellen.

Die stets durch Silikatdetritus beeinflusste Karbonatgesteinschichtfolge ließ sich in sieben Mikrofaziestypen aufgliedern, wovon ein Typus bereits den basalen Gutensteiner Schichten zuzurechnen ist. Einige Mikrofaziestypen sind über das ganze Profil verteilt, andere wiederum auf engsten Raum beschränkt. Abgesehen von einer permanenten, nur in der Intensität stark schwankenden Sand- und Siltschüttung sind auch die Ooide und viele Biogene als geschüttetes Material zu betrachten. Schillagen, Erosionsrinnen, Flaser- und Schrägschichtung sind ebenso Zeugen einer starken Sedimentbewegung. Nirgends aber konnten sichere Anzeichen für Auftauchbereiche, wie z.B. zeitweises Trockenlegen etc. festgestellt werden. Sowohl Sedimentaufbau, als auch Biogenführung weisen auf einen durchgehend subtidalen Ablagerungsbereich; von Ablagerungen eines Gezeitenmeeres im oberen Skyth kann man in dem von uns untersuchten Raum nicht sprechen.

Vom Untersuchungsgebiet im Lammertal ausgehend wurde die Schelfsituation des höheren Skyth in Mittel-, Süd- und Osteuropa bzw. im westlichen Teil Kleinasiens diskutiert. Ein besonderes Augenmerk wurde hierbei der scharfen Grenze zwischen den seichten Werfener Schelfmeersedimenten und den Ablagerungen des Tiefwassers beigemessen. Das unmittelbare Nebeneinander von Werfener Flachwasserablagerungen und Hallstätter Kalken mit Pyroklastika einerseits, sowie Werfener Schichten und Tonschiefer in Vergesellschaftung mit Grauwacken und Radiolariten andererseits, weist auf ein einschneidendes tektonisches Ereignis zur skythischen Zeit hin, das von den Autoren mit einer frühen Öffnungsphase des "Tethysozeans" in Zusammenhang gebracht wird. Hinweis hierfür ist eine Reihe von subparallel verlaufenden Grabensysteme-

men wie etwa das Siretgrabensystem, das Apusener Bükk-Bruchsystem etc., die sicher schon in skythischer Zeit angelegt wurden. An den durch die Bruchtektonik entstandenen Wasserstraßen konnten die hochmarinen Faunen vordringen, den ostalpinen Raum allerdings erst nach dem Niederbrechen eines Großteils des Flachschelfs im mittleren Anis erreichen.

Die Werfener Schichten des höheren Skyth (Campiller Schichten) sind vorwiegend Sedimente eines sehr flachen Schelfmeeres. Sie sind in den Ostalpen weit verbreitet und werden im Westen über einen schmalen Abschnitt, der sich aus Sedimenten eines Gezeitenmeeres zusammensetzt, von den terrestrischen Ablagerungen des Buntsandsteins abgelöst.

Aufgrund der im tektonischen Teil angeführten Überlegungen lassen sich folgende Stadien strukturgeologischer Gestaltung im Bereich der Annaberger Senke unterscheiden:

a) Entstehung einer flachen Schieferung, die wohl mit einer wie auch immer gearteten Deckenbewegung zusammenhängt. In Anlehnung an den 1972 (ROSSNER 1972, S. 51 und 52) dargestellten Mechanismus der Schuppenbildung im Werfen-St. Martiner Schuppenland möchten wir die Schieferung mit der im erwähnten Artikel postulierten N-Bewegung der Kalkmassive in Verbindung bringen, nicht zuletzt auch deswegen, weil die flache Schieferung sehr gut zum Baustil der flachen Schuppenbahnen paßt.

Das Alter dürfte nach der damit wohl zusammenhängenden Überschiebung von Neokomschichten am S-Rand der Osterhorngruppe durch die Lammermasse (CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952, S. 198-199) postneokom oder vielleicht nach TOLLMANN (in TOLLMANN et al. 1970, S. 100) austroalpin ("postunteraptisch") sein. Nach dieser Überlegung besäße dann auch die Schuppenbildung vorgosauisches Alter i.w.S.

b) SW-NE-Einengung, besonders der SE' Lammermasse, vielleicht durch einen S-N- oder SW-NE-Nachschub der Kalkmassive, insbesondere des Tennengebirges. Das Alter dürfte bei einem Zusammenhang der in Verbindung damit entstandenen Strukturen mit der Zwieselalmüberschiebung nachgosauisch, aber älter als c) sein.

c) SE-vergente schwache Einengung, die von TOLLMANN in die illyrisch-pyrenäische Phase gestellt wird.

Es ergibt sich hier bezüglich der Altersverhältnisse von b) und c) eine Diskrepanz zu den Auffassungen SCHLAGERS 1967 (S. 259), der die S-vergenten Bewegungen in ein älteres Stadium als die N-gerichteten Nachschubbewegungen des Gosaukamm-Massivs einordnet.

d) Zerrung in verschiedenen Richtungen und damit zusammenhängende Bruchtektonik.

Aus den Gegebenheiten unseres Aufschlusses ist keine eindeutige Entscheidung für oder gegen den Teildeckenbau im Raum zwischen Tennengebirge, Gosaukamm und Osterhorngruppe möglich, doch sind sicher einige Hinweise vorhanden, die mehr in Richtung einer

ortsgebundenen Stellung der Lammermasse und ihrer angrenzenden Bereiche weisen.

Bei einer autochthonen Lage der Hallstätter Fazies der Lammermasse zwischen der tirolischen Fazies wäre erstere zwischen den tirolischen Kalkstöcken bei der mit der Schuppenbildung in der Werfen- St. Martiner Zone verbundenen Deckenbewegung nach N mittransportiert und als tektonisch inkompetente Zone z.T. mit N-, z.T. mit S-Vergenz auf den stabileren Rahmen aufgefaltet und aufgeschoben worden. Es kann so leicht der interne Faltenbau in der Lammermasse erklärt werden, den wir in Resten z.B. in den Strubberg-Synklinalen und anderen, mehr oder minder konkordant zum S-Rand verlaufenden Faltelementen finden.

Ein Transport von Massen verschiedenartiger Fazies mit unterschiedlicher Kompetenz bei der Platznahme des nordkalkalpinen Oberostalpins muß zulässig sein, sonst würde auch die Argumentation für die Deckennatur der Lammermasse als Vielfaziesdecke unglaubwürdig.

Danksagung

Für Diskussionen möchten wir Herrn Dr. BRANDNER (Innsbruck), Herrn Dr. KRYSZYN (Wien) und Herrn Dr. RESCH (Innsbruck) danken. Herr Dr. RESCH hat freundlicherweise auch die Bestimmung der Foraminiferen übernommen.

Für Bereitstellung der Reisemittel und für Verbrauchsmaterialien sind wir dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich sowie der Deutschen Forschungsgemeinschaft zu Dank verpflichtet.

Literatur

- ASSERETO, R.; BOSELLINI, A.; FANTINI-SESTINI, N. & W.C. SWEET (1973): The Permian-Triassic Boundary in the Southern Alps (Italy). In: The Permian-Triassic Systems and their mutual Boundary, A. LOGAN & L.V. HILLS, ed. - Canadian Soc.Petrol. Geol.Spec.Publ., 2, 176-199.
- BACCELLE, L. & A. BOSELLINI (1965): Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentarie. - Annali d'Universita di Ferrara, N.S., Sez. IX, Sci.Geol.Pal., IV (3), Ferrara.
- BACHMANN, G.H. & V. JACOBSHAGEN (1974): Zur Fazies und Entstehung der Hallstätter Kalke von Epidauros. - Z. Deutsch.Geol.Ges. 125, Hannover.
- BECHSTÄDT, T.; BRANDNER, R. & H. MOSTLER (1976): Das Frühstadium der alpinen Geosynklinalentwicklung im westlichen Drauzug. - Geol.Rdsch. 65, Stuttgart.
- BÜCHNER, K.-H. (1970): Geologie der nördlichen und südwestlichen Gesäuse-Berge (Obersteiermark, Österreich). - Dissertation, Marburg/Lahn.
- ČATALOV, G. (1975): Facies Analysis of the Svidol Formation (Lower Triassic) of the Teteven Anticlinorium (Central Fore-Balkan). - Geologica Balcanica 5, Sofia.
- CLOOS, H. (1936): Einführung in die Geologie. - 503 S., Berlin (Borntraeger).
- CORNELIUS, H.P. & B. PLÖCHINGER (1952): Der Tennengebirgs-Nordrand mit seinen Manganerzen und die Berge im Bereich des Lammertales. - Jb.Geol.B.A., 95, 145-225, Wien.
- FLÜGEL, E. (1972): Mikrofazielle Untersuchungen in der alpinen Trias; Methoden und Probleme. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 21. Bd., Teil 1, Innsbruck.
- FÜCHTBAUER, H. (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. - Erdöl und Kohle, 12, 605-613, Hamburg.
- FÜCHTBAUER, H. & G. MÜLLER (1970): Sedimentpetrologie Teil II: Sedimente und Sedimentgesteine. - 726 S., Stuttgart (Schweizerbarth).
- GWINNER, M.P. (1971): Geologie der Alpen. - Schweizerbarth'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- HAHN, F. (1913): Grundzüge des Baus der Nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. - Mitt.Geol.Ges. in Wien, 6, 1. Teil: 238-357, 2. Teil: 374-501, Wien.
- HÖCK, V. & W. SCHLAGER (1964): Einsedimentierte Großschollen in den jurassischen Strubbergbrekzien des Tennengebirges (Salzburg). - Anz.Österr.Akad.Wiss., math.-naturw.Kl., 1964, 228-229, Wien.
- HOEPFNER, R. (1955): Tektonik im Schiefergebirge. - Geol.Rdsch., 44, 26-58, Stuttgart.
- JACOBSHAGEN, V. (1972): Die Trias der mittleren Ost-Ägäis und ihre paläogeographischen Beziehungen innerhalb der Helleniden. - Z.Deutsch.Geol.Ges. 123, Hannover.
- KNEIDL, V. (1971/72): Vorschlag zur Systematisierung von Verschiebungsflächen. - Ber.Naturf.Ges.Freiburg i.Br., 61/62, 105-109, Freiburg.
- KRYSTYN, L. (1974): Die *Tirolites*-Fauna (Ammonoidea) der unter-

- triassischen Werfener Schichten Europas und ihre stratigraphische Bedeutung. - Sitzber.Österr.Akad.Wiss., math.-naturw. Kl. Abt. I, Bd. 183.
- LEINE, L. (1971): Rauhacken und ihre Entstehung. - Geol.Rdsch., 60, 488-524, Stuttgart.
- LORIGA, C.B. & A.B. CAVICCHI (1969-71): *Praeaplocoma hessi* n.gen. n.sp. Un'Ofiura del Werfeniano (Trias inferiore) del Gruppo della Costabella, Dolomiti. - Mem. Geopal.del Univ. di Ferrara, vol. II, Ferrara.
- MOSTLER, H. (1968): Conodonten aus den Werfener Schichten (Skythium) der Nördlichen Kalkalpen (Salzburg). - Sitzber.Österr. Akad.Wiss., math.-naturw.Kl. Abt. I, 178, Wien.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.U. & P.H. TOSCHEK (1969): Karbonatsedimentologische Arbeitsgrundlagen (Begriffe, Erläuterungen, Hinweise). - Alpenkundliche Studien IV. Veröff.Univ.Innsbruck, 8, 32 S., Innsbruck.
- PIA, J.v. (1923): Geologische Skizze der Südwestecke des Steirischen Meeres bei Saalfelden, mit besonderer Rücksicht auf die Diploporengesteine. - Sitzber.Akad.Wiss.Wien, math.-naturw. Kl. Abt. I, 132, 35-79, Wien.
- RAMOVŠ, A. (1974): Die Trias Jugoslawiens. - "Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias", Symposium Wien, Mai 1973, Schriften. Erdwiss.Komm.Österr.Akad.Wiss., 2, 45-55, Wien.
- ROSSNER, R. (1972): Die Geologie des nordwestlichen St. Martiners Schuppenlandes am Südostrand des Tennengebirges (Oberostalpin). - Erlanger geol.Abh., 89, 57 S., Erlangen.
- SCHÄFER, K. (1969): Vergleichs-Schaubilder zur Bestimmung des Allochemgehaltes bioklastischer Karbonatgesteine. - N.Jb. Geol.Paläont.Mh. 1969/3, 173-184, Stuttgart
- SCHLAGER, W. (1967): Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse (Österreich) II. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 17 (1966), 205-282, Wien.
- SCHLAGER, W. (1968): Hallstätter und Dachsteinkalk-Fazies am Gosaukamm und die Vorstellung ortsgebundener Hallstätter Zonen in den Ostalpen. - Verh.Geol.B.A., 1967, 50-70, Wien.
- SCHWAN, W. (1964): Begriff und Bedeutung der Leitstrukturen. - Geotekt. Forsch., 19, 1-47, Stuttgart.
- SICKENBERG, O. (1928): Das Ostende des Tennengebirges. - Mitt. Geol.Ges. Wien, 19 (1926), 79-139, Wien.
- TERRY, R.D. & G.V. CHILLINGAR (1955): Summary of "Concerning Some Additional Aids in Studying Sedimentary Formations" by M.S. SHVETSOV. - J.Sed.Petr., 25, 229-234, Menasha/Wisc.
- TOLLMANN, A. (1968): Bemerkungen zu faziellen und tektonischen Problemen des Alpen-Karpaten-Orogens. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 18 (1967), 207-248, Wien.
- TOLLMANN, A. (1969a): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 2. Teil: Der Mittelabschnitt. - Mitt.Geol.Ges. in Wien, 61 (1968), 124-181, Wien.
- TOLLMANN, A. (1969b): Die Bruchtektonik in den Ostalpen. - Geol. Rdsch., 59, 278-288, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. & E. KRISTAN-TOLLMANN (1970): Geologische und mikro-paläontologische Untersuchungen im Westabschnitt der Hallstät-

- ter Zone in den Ostalpen. - *Geologica et Palaeontologica*, 4, 87-145, Marburg.
- TRAMMER, J. (1975): Stratigraphy and facies development of the Muschelkalk in the south-western Holy Cross Mts. - *Acta Geologica Polonica*, Vol. 25, No. 2.
- TRAUTH, F. (1937): Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. - *Mitt.Geol.Ges. in Wien*, 29 (1936), 473-573, Wien.
- WIESENER, H. (1972): Klassifikation und Entstehung terrigener und karbonatischer Sedimentgesteine. - *Mitt.Geol.Ges. in Wien*, 64 (1971), 219-236, Wien.
- ZANKL, H. (1962): Die Geologie der Torrener Joch-Zone in den Berchtesgadener Alpen. - *Z.Deutsch.Geol.Ges.*, 113 (1961), 446-462, Hannover.

Tafelerläuterungen

TAFEL 1

- Fig. 1 Kalkig-sparitischer Quarzarenit; Mikrofaziestyp Ia; Teilbereich von Probe LR26 (24x).
- Fig. 2 Feinsandführender Bioklastarenosparit (mit Crinoidenresten); Mikrofaziestyp Ib; Probe LR7a (20x).
- Fig. 3 Feinsandhaltiger Mikrosparit mit Biogenen (Schill, Crinoidenreste) und wenigen Ooiden; Mikrofaziestyp II; Probe LR12 (12,5x).
- Fig. 4 Schwach grobsilthaltiger Intraklast- und Plastiklastrudosparit mit wenigen Bioklasten (Crinoidenreste) und Foraminiferen (dunkle Punkte); Mikrofaziestyp II; Probe LR22 (9x).

TAFEL 2

- Fig. 1 Feinsandführender Sparit mit Bioklasten (Schalenreste) und Biomorphen (Foraminiferen, schwarze Punkte); Mikrofaziestyp III; Probe LR 10 (7,5x).
- Fig. 2 Silthaltiger Ooarenosparit mit Bioklasten (Schalenreste); Mikrofaziestyp IV; Probe LR 18/1 (12,5x).
- Fig. 3 Feinsandhaltiger, biogenführender Ooarenosparit; Mikrofaziestyp IV (6,5x).
- Fig. 4 Lump aus Ooarenomikrosparit in feinsandhaltigem, bioklast-(Gastropoden und Zweischaler)reichem Sparit mit Einfachoooiden; zu Mikrofaziestyp IV; Probe LR30 (13x).

TAFEL 3

- Fig. 1 Feinsandhaltiger, Bioklast-(Crinoiden)rudosparit bis -arenosparit; Mikrofaziestyp V; Probe LR15 (11,5x).
- Fig. 2 Erosionsgrenze zwischen einer Crinoidensandschüttung (Mikrofaziestyp V) und unterlagerndem Kalkschlammsubstrat (Mikrofaziestyp II) in Probe LR15 (8,5x).
- Fig. 3 Feinsandführender Biomikrosparit mit Gastropoden-Gehäuseresten; Mikrofaziestyp VII; Probe LR36 (24x).

TAFEL 4

- Fig. 1-4 Substellat begrenzte Stielglieder aus dem proximalen Stielbereich; Untertrias der Nördlichen Kalkalpen (50x).
- Fig. 5, 7 zeigen die Feinstruktur der Gelenkoberfläche von Fig. 2 (Fig. 5: 25x, Fig. 7: 1250x).
- Fig. 6 Feinstruktur, randlich von grobspätigem Calcit überwuchert (250x).
- Fig. 8-9 Subpentagonale Trochiten aus dem mittleren bis proximalen Stielbereich mit charakteristischer Rosette. Die Außenseiten der einzelnen Blätter sind durch einen stäbchenförmigen Bau gekenn-

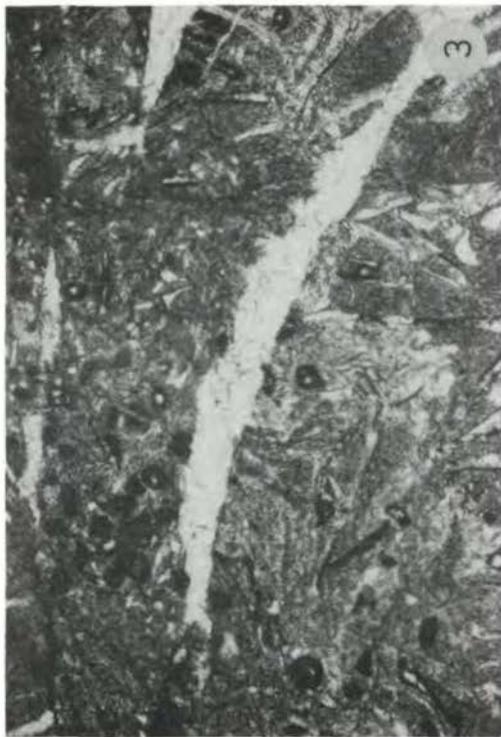
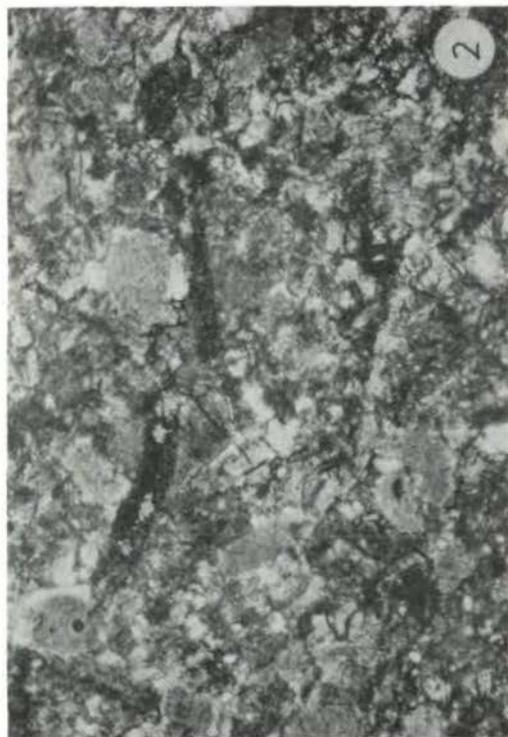
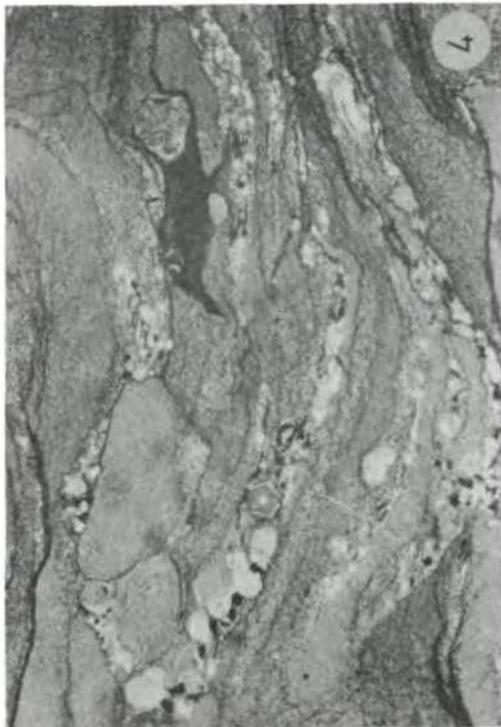
- zeichnet; morphologisch betrachtet würden sie schwachen Ansätzen von Crenellae entsprechen (50x).
 Fig. 10 Pentagonales Stielglied mit bis in den Zentralbereich reichender, sehr regelmäßiger Berippung (70x).
 Fig. 11-12 Stark vergrößerte Ausschnitte von Fig. 10, um den löcherigen Feinbau aufzuzeigen (Fig. 11: 450x, Fig. 12: 2300x).

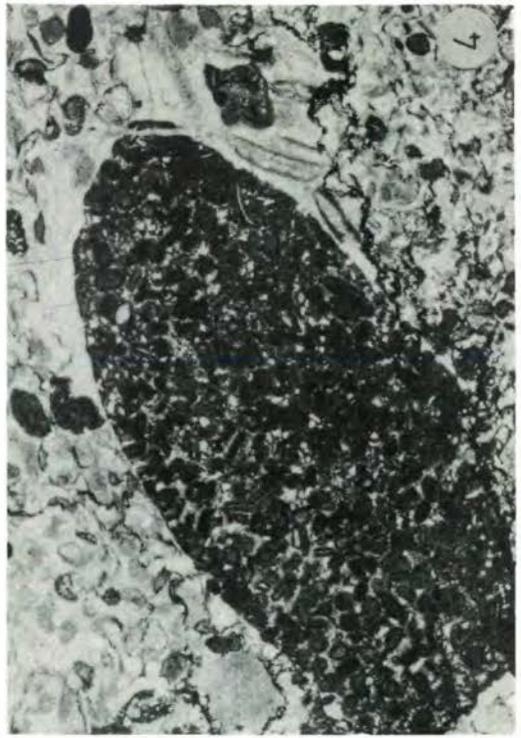
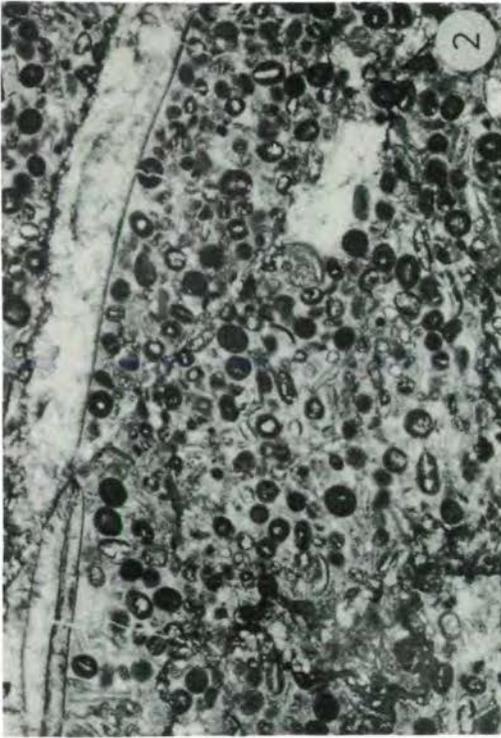
TAFEL 5

- Fig. 1-4 Die hohen, subcircularen Stielglieder sind bis in den Zentralbereich berippt. Auch bei schwacher Vergrößerung kann man schon den generellen Feinbau der Gelenkfläche, als auch der Außenfläche erkennen (50x).
 Fig. 5-7 soll die Feinstruktur der Gelenkflächen verdeutlichen. Typisch ist die schon bei 120-facher Vergrößerung erkennbare spongiöse Struktur; eine weitere Auflösung (600x) zeigt die unregelmäßigen Maschen und schließlich bei 1000-facher Vergrößerung eine blockige Struktur.
 Fig. 8-10 Unregelmäßig große, meist langgezogene Poren am Außenrand. Es handelt sich um die Teilbereiche von Fig. 1, 3 und 4 derselben Tafel (Fig. 8: 120x, Fig. 9: 270x, Fig. 10: 1100x).
 Fig. 11-12 Substellate Stielglieder mit spongiöser Struktur der Gelenkfläche (Fig. 11: 50x, Fig. 12: 70x).

TAFEL 6

- Fig. 1 Stielglied aus dem distalen bis mittleren Stielabschnitt mit einer Skulpturierung von der Art, wie sie in Abb. 6, Fig. 1, dargestellt ist. Auf der Außenseite tritt eine sehr gesetzmäßige Feinstruktur auf (50x).
 Fig. 2-4 Es wird hier der streng langgezogene Bau der Außenfläche dargestellt. Bei 2300-facher Vergrößerung (Fig. 4) erkennt man im Gegensatz zu Fig. 8-10 auf Taf. 5 eine mehr blättrige Entwicklung der Calcitbausteine.
 Fig. 5 u. 9 Angebohrte Stielglieder, die stärker korrodiert wurden (Fig. 5: 50x, Fig. 9: 60x).
 Fig. 6 zeigt einen Bereich der Anbohrung, d.h. den Feinbau im Inneren des Stielgliedes von Fig. 5 (1000x).
 Fig. 10 Korrosionsspuren, durch Essigsäure verursacht; Ausschnitt aus Fig. 5 (600x).
 Fig. 8 u. 11 Mit Fig. 11 wird ein Teilausschnitt des in 50-facher Vergrößerung vorliegenden Stielgliedes abgebildet. Es stellt den Ausschnitt eines Gelenkbereiches dar (Fig. 8: 50x, Fig. 11: 800x).

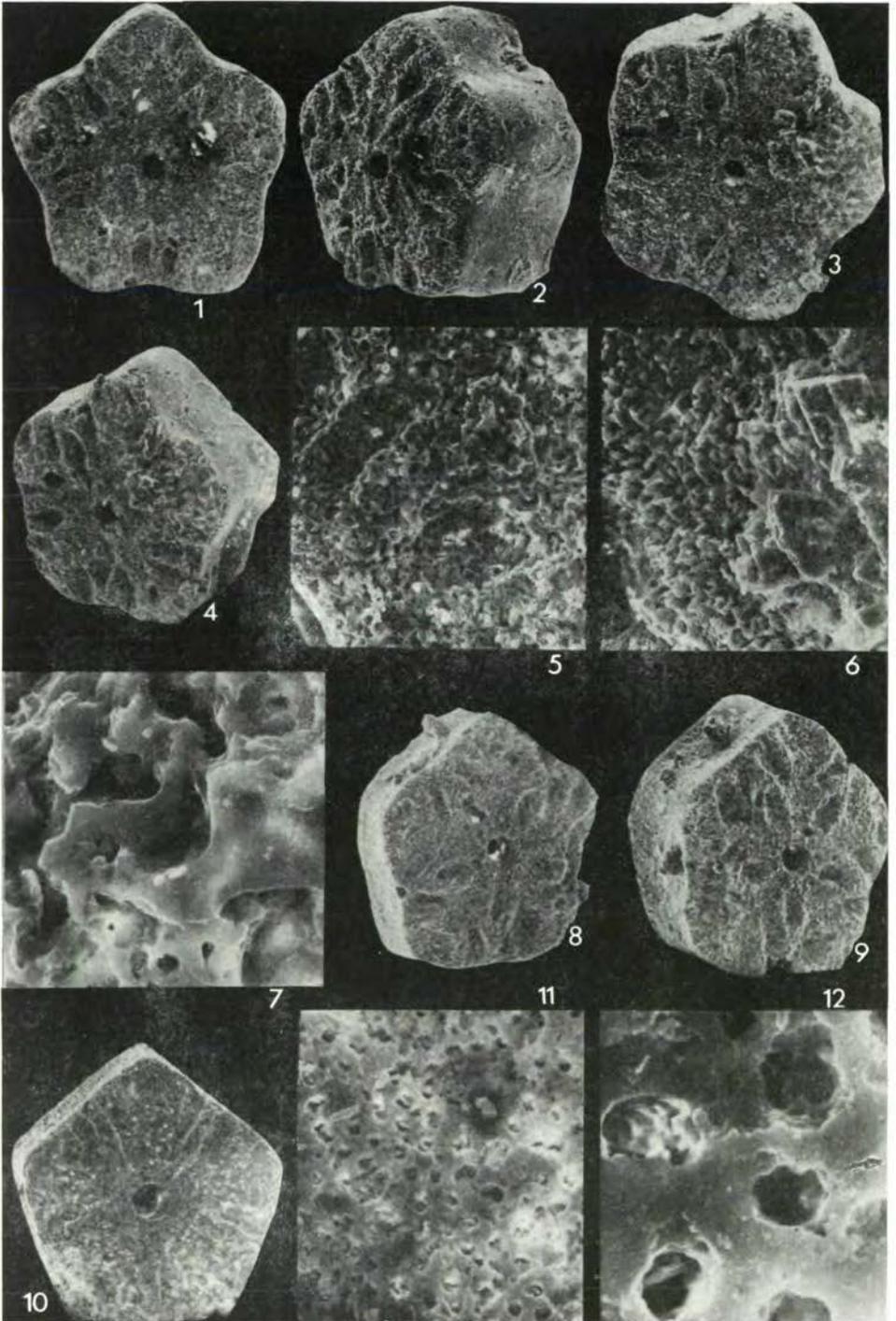




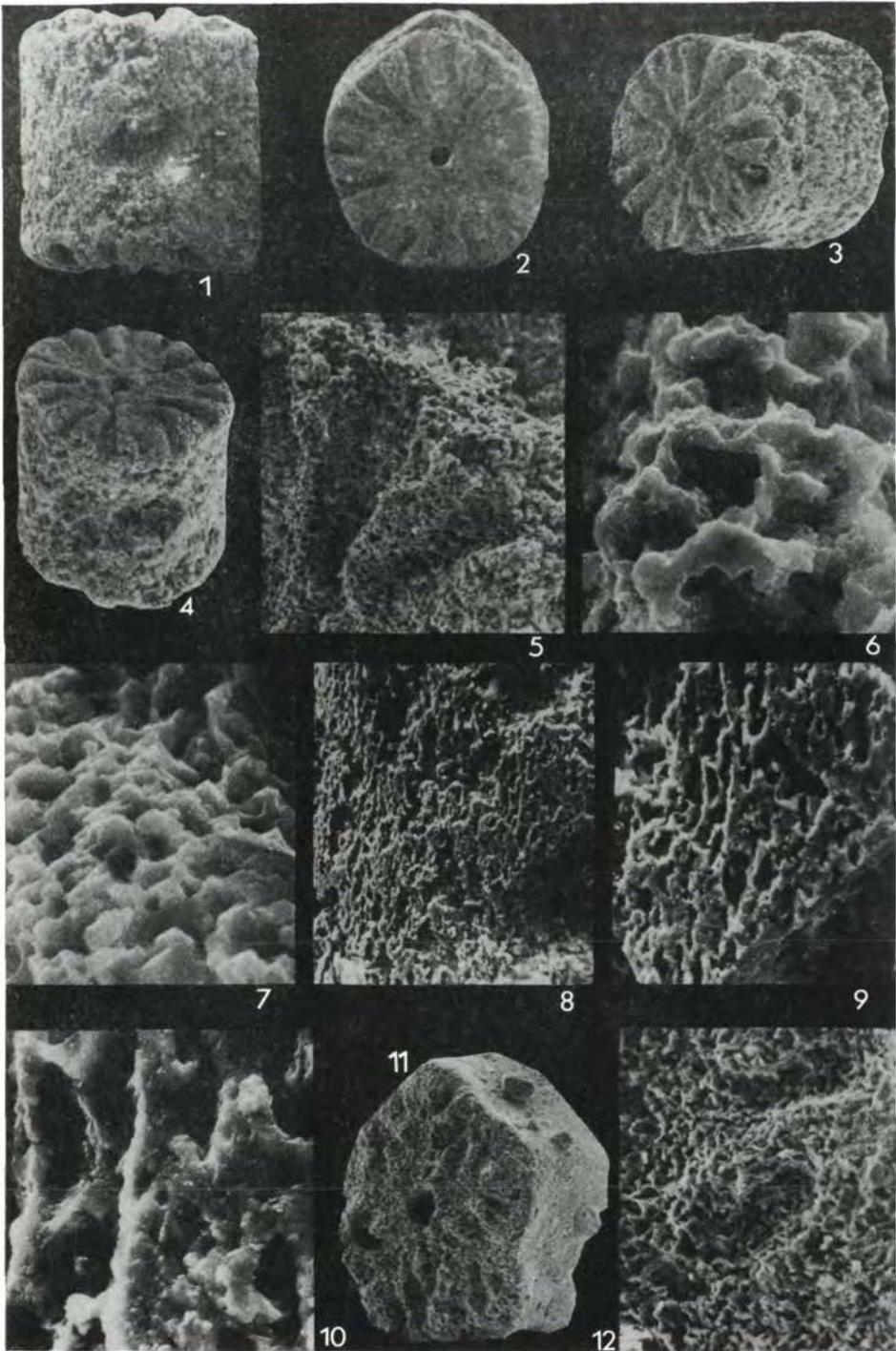
Tafel III



Tafel IV



Tafel V



Tafel VI

