

## LITHOSTRATIGRAPHIE UND PALÄO GEOGRAPHIE DER TRIAS AM NORDRAND DER PALE DI SAN MARTINO (DOLOMITEN, ITALIEN)

K.-H. Roeder & A. Muehl, Tübingen

Mit 10 Abbildungen

**Zusammenfassung:** Am Nordrand der Pale di San Martino (Dolomiten) ist eine durchgehende Schichtfolge vom Skyth bis ins Oberladin aufgeschlossen. Lithostratigraphische und fazielle Untersuchungen ermöglichen eine paläogeographische Rekonstruktion.

Im Oberskyth erfolgt nach der "Badia-Transgression" eine Verflachung des marinen Sedimentationsraumes. Die Entwicklung mündet in eine Emersion und subaerische Erosion des Gebietes im mittleren Anis. Nach der fluviatilen Sedimentation der Abtragungsprodukte beginnt im Oberanis und Unterladin eine Phase stärkerer Subsidenz und Karbonatproduktion. Es entstehen ausgeprägte Faziesgegensätze, der Reliefunterschied zwischen der Karbonatplattform und dem Becken erreicht 900 m.

Im Grenzbereich Unter-/Oberladin tauchen zumindest Teile der Plattform auf und werden der Verkarstung unterworfen.

Im Oberladin folgen starke Eruptionen, Vulkanite und Vulkanoklastika füllen das Becken und bedecken den Plattformanhang. Das Aufdringen eines Subvulkans steht mit dem Intrusivkörper von Predazzo-Monzoni in Verbindung.

**Abstract:** A complete succession ranging from Scythian to Ladinian deposits is exposed in the northern Pale di San Martino area. Paleogeographic reconstruction is based on lithostratigraphic investigations and facies analyses.

The "Badia-Transgression" was followed by a shallowing of the marine sedimentary environment during the Upper Scythian and Lower Anisian. Emersion and subaerial erosion of the area took place during the middle Anisian. The denudational debris was deposited in braided river sediments. Subsidence started again during the Upper Anisian and reached its maximum intensity in the Early Ladinian. Difference in relief between the carbonate platform and the basin grew up to almost 900 m.

Subsequently, parts of the carbonate platform were emerged and karstified. Huge masses of volcanics and volcanoclastics filled the basin and covered the slope in the Late Ladinian.

A subvolcano associated with the intrusion area of Predazzo-Monzoni rose in the centre of the area during the Late Ladinian.

### 1. Einleitung

Seit mehr als 100 Jahren sind die Dolomiten das klassische Gebiet für Faziesuntersuchungen in der Trias. Bereits 1879 verfaßte MOJSISOVICS sein ausführliches Werk über die Geologie der Dolomiten, ein modernes Gegenstück hierzu bildet die Abhandlung von LEONARDI (1967). Trotz einer Vielzahl von detaillierten Arbeiten in den Dolomiten gibt es nur wenige Informationen aus dem Gebiet nördlich der Pale di San Martino (Abb. 1 und 2). Die hier vorgestellten Ergebnisse führten zur Erstellung einer geologischen Karte (Abb. 3) und ermöglichen die Korrelation mehrerer Profile (Abb. 4), die Aussagen über die paläogeographische Entwicklung dieses Areal vom Skyth bis zum Oberladin zulassen.

Eine erste umfassende Bearbeitung der Pale di San Martino stammt von CASTIGLIONI (1939). Danach er-

stellte SOMMAVILLA (1970) eine Arbeit über die oberladinischen Monzonite und Latite im Zentrum des Arbeitsgebietes. PISA et al. (1978) untersuchten die anisischen Ablagerungen in den südöstlichen Dolomiten. Das westlichste der dargestellten Profile liegt innerhalb des Arbeitsgebietes. Ein Profil der Buchensteiner Schichten und eine Rekonstruktion des unterladinischen Beckenrandes wurde von BOSELLINI & FERRI (1980) veröffentlicht. SARDI & ARDIZZONI (1984) konzentrierten sich auf die oberladinische Entwicklung des Magmatismus und der Tektonik. ROEDER (1987) bearbeitete die unterladinischen Faziesbereiche vom Rand der Karbonatplattform bis zum Becken. ZAMPIERI (1987) untersuchte den ladinischen Schlerndolomit und den karnischen Cassianer Dolomit der Pale di San Martino.

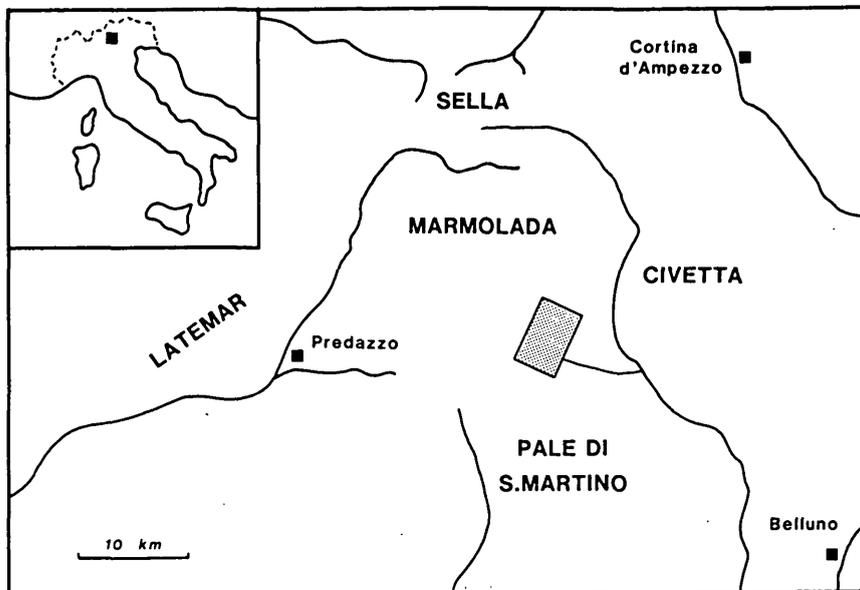


Abb. 1:

Lage des Arbeitsgebietes am Nordrand der Pale di San Martino, Provinz Belluno

## 2. Lithostratigraphie und Mikrofazies

### 2.1. Werfener Schichten (BRONN, 1832)

Eine umfangreiche Arbeit zur Sedimentologie und Biostratigraphie der Werfener Schichten stammt von BROGLIO LORIGA et al. (1983). Die lithostratigraphische Unterteilung in acht Einheiten ("Memברי") dient als Grundlage der weiteren systematischen Untersuchungen.

Von den oberen Werfener Schichten (Campiler Schichten) sind im Arbeitsgebiet das Memברי di Val Badia und das Memברי di Cencenighe vertreten. Vom Memברי di Val Badia, das nach PISA et al. (1978) skythisches Alter hat, sind nur 20 m aufgeschlossen. Es besteht aus glimmerreichen Sand- und Siltsteinen mit gelblicher Färbung und zahlreichen Mergelzwischenlagen, Hummocky-Schrägschichtung zeigt einige Sturmereignisse an.

Das Memברי di Cencenighe folgt im oberen Skyth, was durch das gemeinsame Vorkommen der Foraminiferen *Meandrospira pusilla* (HO) und *Meandrospira cheni* (HO) zu bestimmen ist. Es hat eine Mächtigkeit von 70–80 m und besteht aus stark glimmerhaltigen und meist kräftig roten Sand- und Siltsteinen und wenigen Mergellagen. Kennzeichnend sind zahlreiche Oolith-Horizonte, die mehrere Meter mächtig werden können (oolitic bioclastic grainstones). Die Ooide sind sekundär stark verformt, an- und eingebrochen (Abb. 5A). Seltene Hiatusooide (BERG, 1944) zeigen zeitweise leicht übersalzene Verhältnisse an. Zum Teil führte eine relativ starke Wasserbewegung zu guter Sortierung der Ooide. Dagegen wird eine

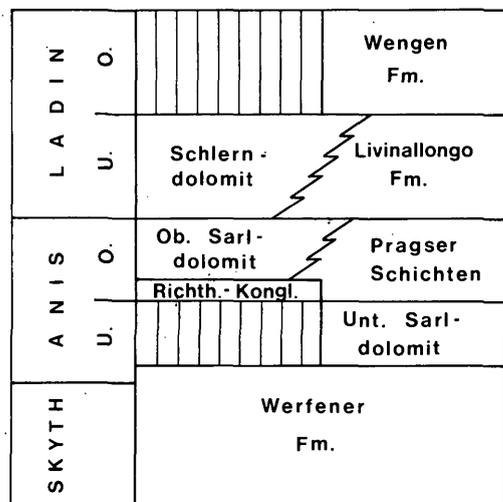


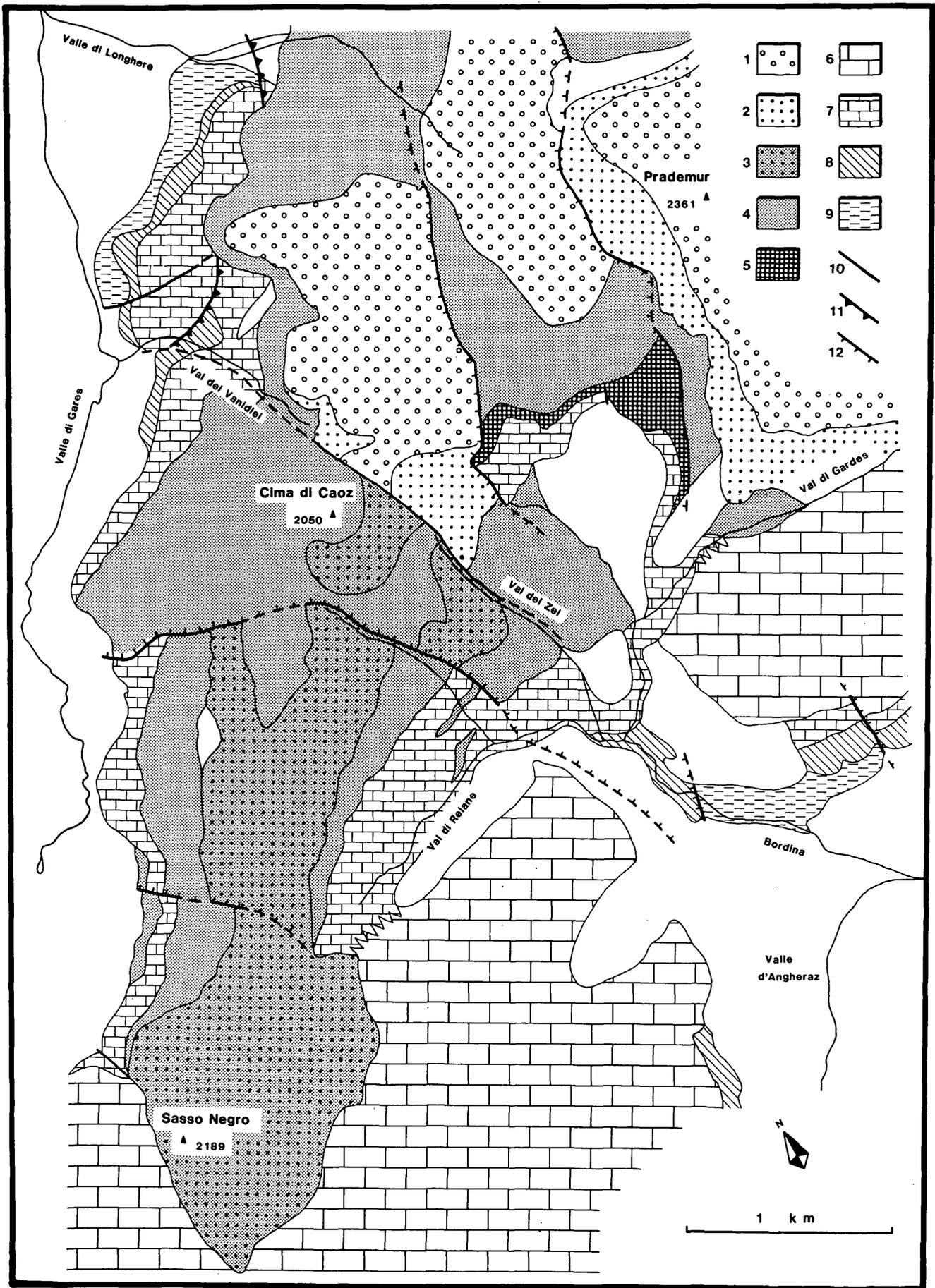
Abb. 2:

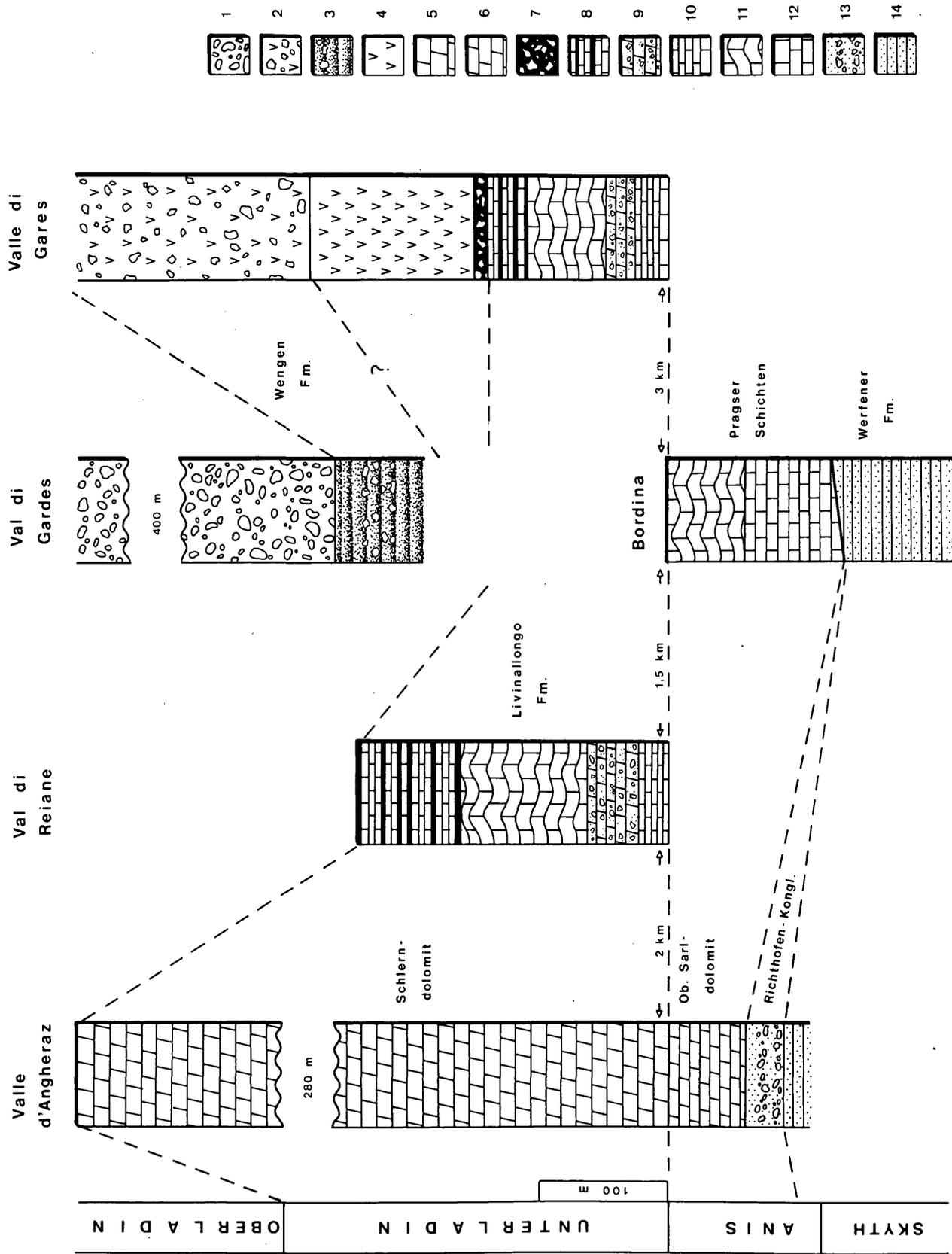
Lithostratigraphisches Schema der Unter- und Mitteltrias in den Dolomiten

Abb. 3: →

Geologische Lage des Arbeitsgebietes

- 1) Marmolada-Konglomerat, 2) Hyaloklastite von Fernazza, 3) Pillow-Breccie, 4) Pillow-Lava, 5) Tuff-Kalk-Breccie, 6) Schlern-dolomit, 7) Buchensteiner Schichten, 8) Pragser Schichten, 9) Werfener Formation, 10) Störung mit unbekanntem Bewegungssinn, 11) Aufschiebung, 12) Abschiebung



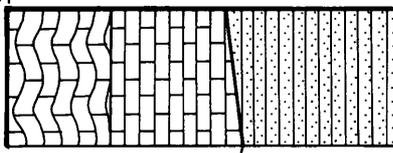
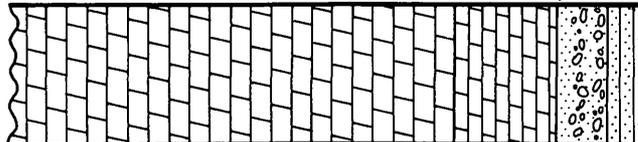
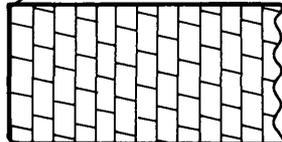
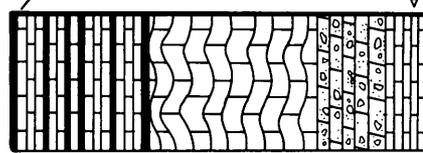
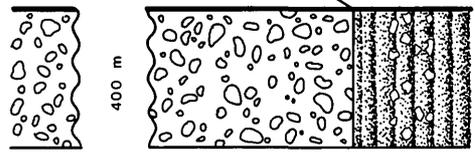
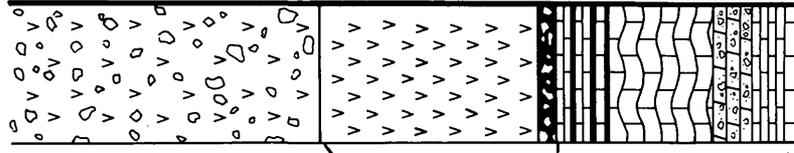


Valle di Gares

Val di Gardes

Val di Reiane

Valle d'Angheraz



OBERLADIN

UNTERLADIN

ANIS

SKYTH

100

Wengen Fm.

Livinalongo Fm.

Schlern-dolomit

Ob. Sarl. dolomit

Richtofen-Kongl.

Prager Schichten

Werfener Fm.

Bordina

3 km

1.5 km

2 km

?

400 m

280 m

gelegentliche und lokal geringere Wasserbewegung an dem Vorherrschen von zwei Ooidgrößen zusammen mit verschiedenen großen Lithoklasten deutlich. Die Oolithe sind fossilarm. Lediglich die Foraminiferengattung *Meandrospira* tritt häufig auf und bildet im unteren Abschnitt des Membro di Cencenighe meist die Kerne der Ooide. Sie ist außerdem in den Siltsteinen zum Teil massenhaft vertreten. Gegen das Hangende nehmen die Meandrospiren ab und Lithoklasten werden als Ooidkerne häufiger, was für eine steigende Tendenz der Wasserbewegung innerhalb des Membro di Cencenighe spricht.

Im unteren Abschnitt findet sich noch ein 2 m mächtiges Konglomerat, dessen Gerölle aus demselben Oolith-Horizont stammen, in den sie eingebettet sind. Es dürfte auf kleinere tektonische Bewegungen im oberen Skyth zurückgehen. Starke Pyritbildung spricht für zeitweilig euxinische Verhältnisse.

## 2.2. Unterer Sarldolomit (PIA, 1937)

Mit dieser Formation beginnt bereits die Faziesheteropie in den Dolomiten, die ihren Höhepunkt im Unterladin erreicht. Von PISA et al. (1978) wird die Formation des Unteren Sarldolomits in zwei Einheiten zerlegt. Der tiefere Teil wird als Membro di San Lucano mit einer sandigen bis evaporitischen Ausbildung beschrieben, beim höheren Teil handelt es sich um den eigentlichen Unteren Sarldolomit (syn.: Dolomia di Frassené). Beide Einheiten fehlen im Kartierungsgebiet durch Abtragung; sie finden sich ledig-

← Abb. 4:

Lithostratigraphische Korrelation der Profile:

1) Gerundete Gerölle der Pillow-Lava in vulkanogener Matrix, grob gebankt (Marmolada-Konglomerat); 2) Pillow-Breccie mit vulkanogener Matrix, nicht gebankt; 3) arenitische und pelitische, häufig gradierte Tuffe. In der Nähe des Paläoslopes mit Cipit-Blöcken (Hyaloklastite von Fernazza); 4) Pillow-Lava; 5) dickbankige bis massige, helle Dolomite (Schlerndolomit); 6) hellgraue Kalkarenite und Dolomite (Oberer Sarldolomit); 7) Breccie mit Klaster der Buchensteiner Schichten in tuffitischer Matrix (Tuff-Kalk-Breccie); 8) laminierte, dünnbankige Mikrite und Turbidite (Bänderkalke) mit sauren tuffitischen Einschaltungen (Pietra Verde); 9) Dolomitbreccie in den Buchensteiner Schichten; 10) schwarze, bituminöse Plattenkalke der Buchensteiner Schichten; 11) dunkle Knollenkalke (Kalke von Morbiac und Knollenkalke der Buchensteiner Schichten); 12) dickbankige, bioklastische Kalke (Kalkarenite von Listolade); 13) Gerölle der Werfener Formation und des Unteren Sarldolomits in sandiger Matrix (Voltago-Konglomerat); 14) rote und hellbraune Sand- und Siltsteine, Oolithe, Kalke und Mergel (Werfener Formation)

lich in Form von Geröllen in der nächsten Einheit, dem Voltago-Konglomerat.

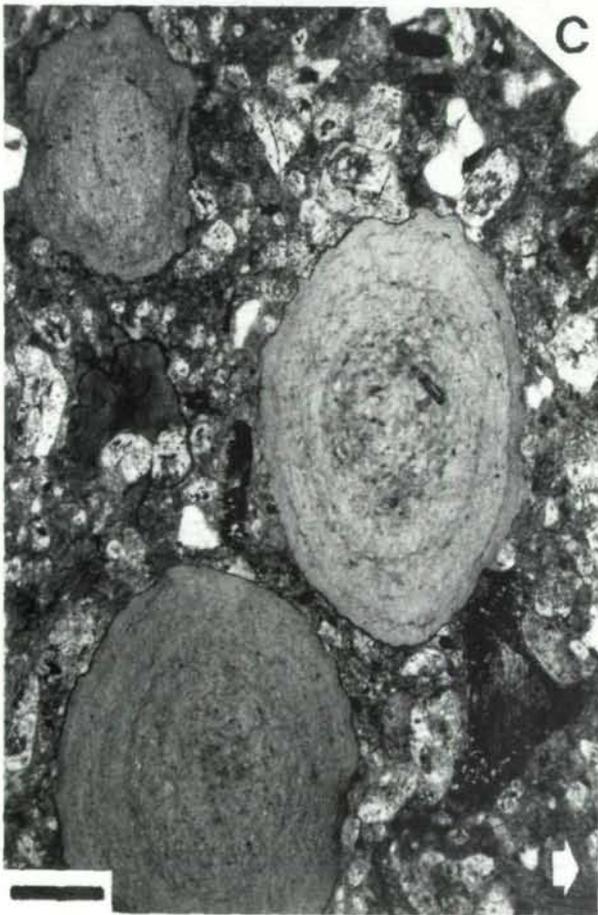
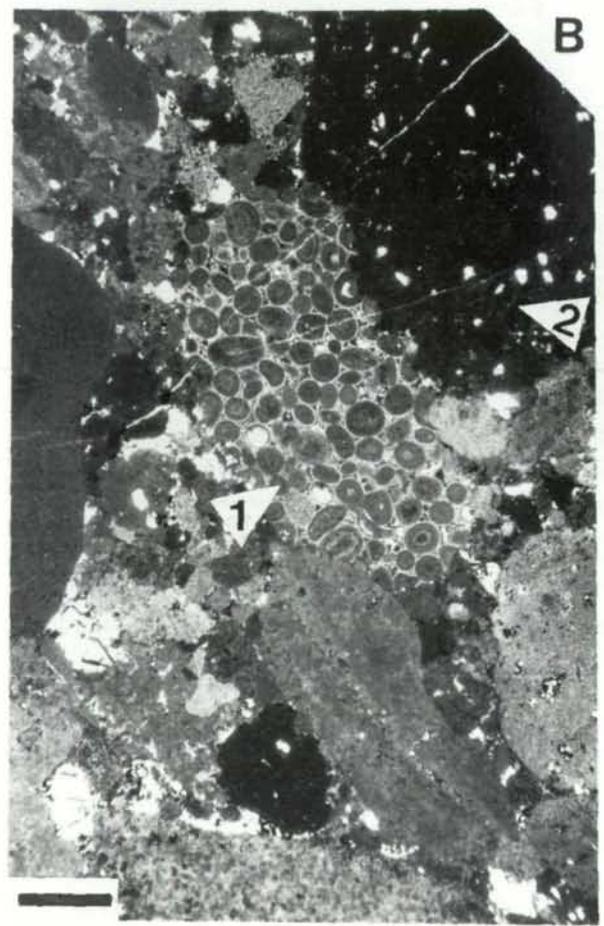
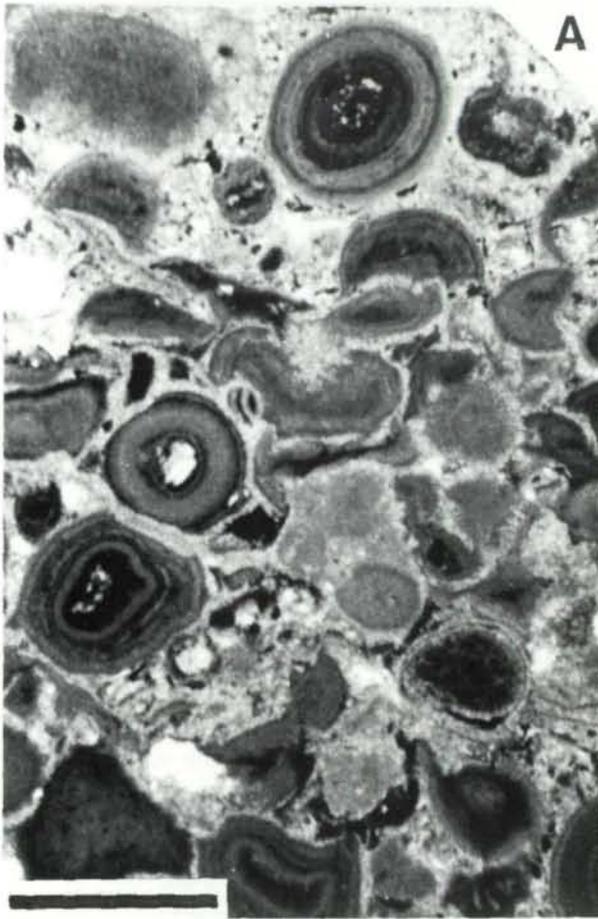
## 2.3. Pragser Schichten (PIA, 1937)

PISA et al. (1978) merken an, daß den Pragser Schichten der Rang einer Gruppe zukommt ("Gruppo di Braies"). Das Liegende wird von der Formation des Unteren Sarldolomits gebildet, im Hangenden folgt die Formation der Buchensteiner Schichten oder der Schlerndolomit. Lateral sind sie mit dem Oberen Sarldolomit zu parallelisieren. Die Gruppe der Pragser Schichten setzt sich aus einer Wechselfolge von Sandsteinen, Mergeln, Kalken und Konglomerat-Horizonten zusammen.

Voltago-Konglomerat (FARABEGOLI et al., 1977): Das Konglomerat entspricht den "Peresschichten" (PIA, 1937) und den "Mittleren Peresschichten" (BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970). Es handelt sich um mehrere Konglomerat-Horizonte, von denen aufgrund gleicher Schüttrichtungen und gleicher lithologischer Zusammensetzung angenommen werden kann, daß sie von demselben Hebungsgebiet stammen. Die größte Mächtigkeit hat das Konglomerat im Valle d'Angheraz mit 25 m (Abb. 4). Im Valle di Gares und im Valle di San Lucano liegen die Mächtigkeiten unter 10 m. Die einzelnen Horizonte haben nur geringe laterale Erstreckung, da der Transport der Gerölle entsprechend dem Richthofen-Konglomerat nach ROSSI (1973) in braided streams erfolgte.

Die Komponenten des Konglomerats setzen sich überwiegend aus Oolithen und Sandsteinen der Werfener Schichten und mikrokristallinen Dolomiten zusammen, die als Gerölle des Unteren Sarldolomits interpretiert werden. Die Matrix ist meist ein roter, glimmerführender Feinsandstein (Abb. 5B).

Die Mächtigkeit des Konglomerats, die Größe der Gerölle und ihr Rundungsgrad nehmen im Gebiet von Nordwesten nach Südosten ab, die Sortierung der Komponenten und Schrägschichtungen nehmen in dieser Richtung zu. Im Arbeitsgebiet wurden Teile der Werfener Schichten (Skyth) und der Untere Sarldolomit (Bithyn?) erodiert. Daraus geht hervor, daß ab dem Ende des Bithyn eine Hebung stattfand, die für die Konglomeratschüttung verantwortlich ist und deren Zentrum nordwestlich des Gebietes lag. Nach BOSELLINI (1964) reicht die Erosion im Gebiet des Dorsale Badioto-Gardenese bis in die Bellerophonschichten des Perms. Das Arbeitsgebiet liegt somit am Rand dieses Hebungsgebietes. Für die paläogeographische Rekonstruktion ist es von Bedeutung, daß die Konglomerat-Horizonte im SE über dem Membro di Cen-



cenighe folgen, während sie im NW bis in wesentlich höhere stratigraphische Einheiten reichen können (Kalke von Morbiac).

Kalkarenite von Listolade (Calcareniti di Listolade; PISA et al., 1978):

Mit dieser Einheit beginnt eine Entwicklung zur weniger terrigen beeinflussten Fazies. Mudstones, bioclastic wackestones, lime grainstones und Einschaltungen von feinklastischen Sedimenten sind charakteristisch. Biosparite grainstones, oolitic grainstones und peloidal grainstones sind schlecht sortiert und enthalten außerdem Foraminiferen, Echinodermen, Lamellibranchiaten, Gastropoden, Brachiopoden und Ostracoden in Form von Bioklasten. Bei den Ooiden handelt es sich meist um Einfachooide, deren Kerne von Intraklasten und selten auch von Foraminiferen gebildet werden. Gelegentliche Sturmereignisse zeigen sich an zentimetergroßen mud pebbles in einigen Schichten.

Die bis 85 m mächtigen Kalkarenite von Listolade können leicht wellig bis knollig ausgebildet sein. Dann ähneln sie in Fazies und Fossilreichtum den jüngeren Knollenkalken von Morbiac, allerdings ist der terrigene Sandanteil deutlich höher. Unregelmäßige Wechsellagerungen von Kalken, Mergeln und Tonen führen zu der knolligen Ausbildung. Zum Hangenden wird diese Fazies häufiger, sodaß ein kontinuierlicher Übergang zu den Morbiac-Kalken besteht. Dies läßt sich jedoch nicht als eigene lithologische Einheit definieren, wie von PISA et al. (1978) beschrieben, die an dieser Stelle von den "dunklen Kalken von Framont" sprechen.

Im Bordina-Tal schaltet sich im oberen Abschnitt ein etwa 15 m mächtiger Feinsandstein-Horizont ein, der im Millimeterbereich schräggeschichtet und im oberen Teil bioturbat ist. Er ist fossilieer. Hierbei dürfte es sich um eine distale Sandschüttung handeln, die dem Richthofen-Konglomerat (Obere Peresschichten nach BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970) zugerechnet werden kann. Der Se-

← Abb.5:

A) Oolitic grainstone mit an- und eingebrochenen Ooiden; Dünnschliff, Membro di Cencenighe, Valle di Longhera. B) Voltago-Konglomerat mit schwach gerundeten Komponenten der Werfener Formation (1) und des Unteren Sarldolomits (2); Dünnschliff, Valle d' Angheraz. C) Pietra-Verde-Lage mit Lapilli in den Bänderkalken; Dünnschliff, Valle di Gares. Pfeil weist nach oben. D) Stromatolith und einzelne Dolomitkristalle in kalkig erhaltenem Schlerndolomit; Dünnschliff, Val di Gares, Pfeil weist nach oben. Maßstab jeweils 1 mm.

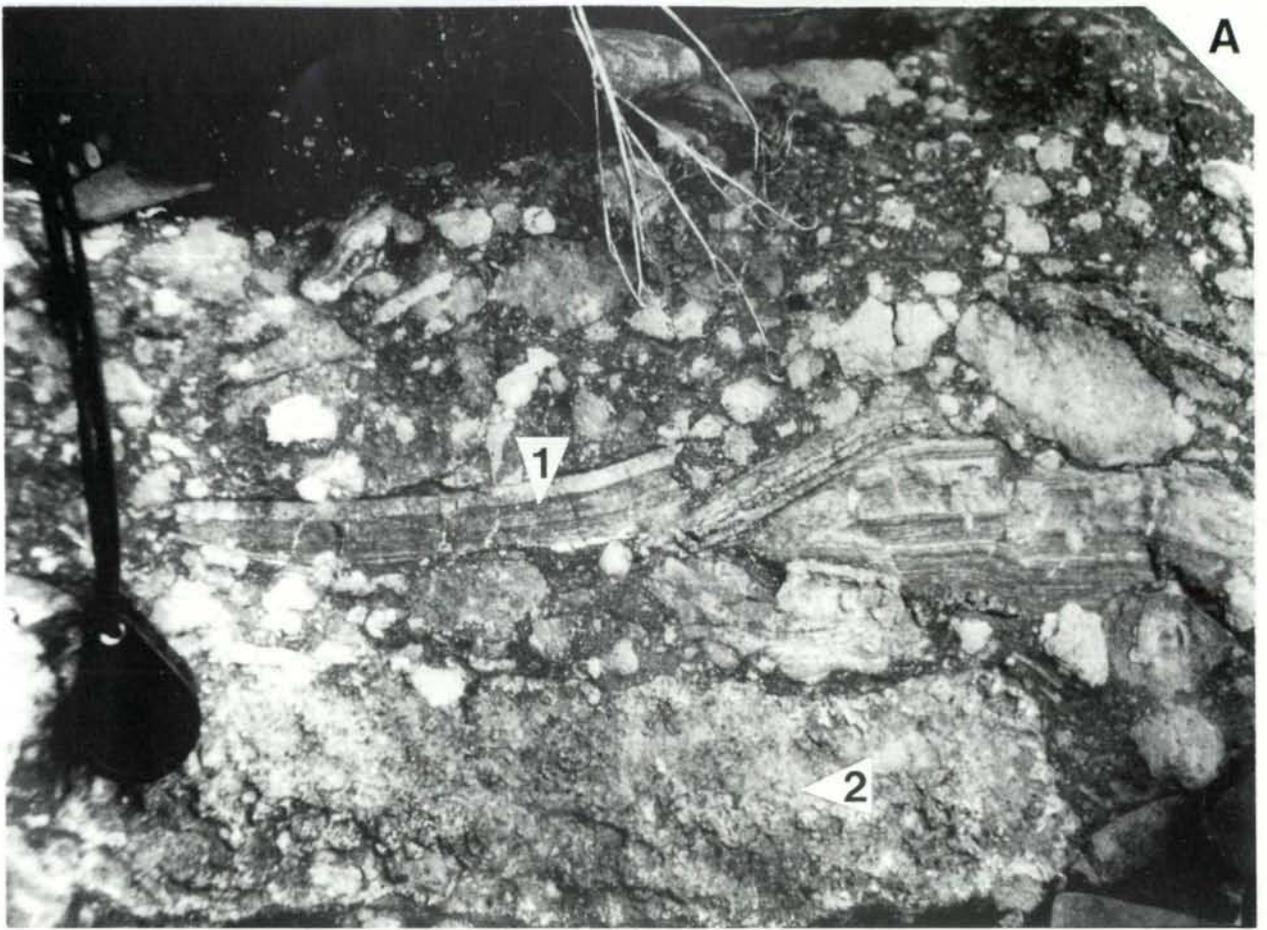
dimentationsraum der Kalkarenite von Listolade entspricht einer offenen Lagune oder Bucht mit oolithischen Barren.

Kalke von Morbiac (Calcari scuri di Morbiac; PISA et al., 1978):

Im Illyr bilden sich zwei unterschiedliche Faziesräume heraus: Zum einen im äußersten Südwesten des Arbeitsgebietes die Plattform des Oberen Sarldolomits, zum anderen die entsprechende Beckenfazies, die Knollenkalke von Morbiac.

Das Zentrum des Beckens lag in nördlicher Richtung, die Mächtigkeit der Kalke erreicht dort 95 m. Der Einfluß des Oberen Sarldolomits drückt sich in wenigen bio- und lithoklastischen Horizonten aus, deren Komponenten aus einem Flachwasserbereich stammen. Insgesamt sind es sehr einheitliche Sedimente mit Mergeln und fossilreichen Kalken in knolliger Ausbildung. Mikrofazial handelt es sich hauptsächlich um bioclastic wackestones und peloidal wackestones ohne Sortierung. Schalenreste stammen von Mollusken, daneben kommen Ostracoden, Pflanzenreste und wenige Foraminiferen vor. Pelloide sind häufig. Der Übergang der Kalkarenite von Listolade in die Knollenkalke von Morbiac ist durch besonderen Fossilreichtum gekennzeichnet. Hier findet man vor allem Mollusken als Makrofossilien. Holzreste, die über 1 m Länge erreichen, beschränken sich auf diesen Bereich. Auch treten Kiesellagen und verkieselte Grabgänge gehäuft auf. Die knollige Struktur der Morbiac-Kalke kommt durch unregelmäßige Zwischenlagen von Mergeln in den Mikriten zustande. Die Entstehung läßt sich auf mehrere Vorgänge zurückführen:

Starke Bioturbation ist für die gesamte Einheit charakteristisch. Außerdem bilden besonders im unteren Abschnitt oft Makrofossilien die Kerne der Kieselknollen. Nach FÜRSTICH (1973) können sich diese synsedimentären Konkretionen durch die Bioturbation bei der Diagenese zu Knollenkalken kompaktieren. Schrumpfrisse in den Knollen, die mit unverfestigtem, mergeligem Sediment gefüllt sind, sprechen für eine Beteiligung frühdiaenetischer Vorgänge an der Knollenbildung. Gleiche Biogene in den Knollen und Mergeln, gekappte Biogene und Klüfte an den Rändern der Knollen, eng zusammengepreßte Tonfasern zwischen dicht aufeinanderliegenden Knollen, sowie laterale Übergänge von Knollen und Mergeln sind nach BECHSTÄDT & BRANDNER (1970) Anzeichen für spätdiaenetische Knollenbildung. Die Sedimente der Kalke von Morbiac wurden im tiefer neritischen Bereich bei ruhigen Bedingungen abgelagert.



Oberer Sarldolomit (PIA, 1937):

Zeitgleich mit den Kalken von Morbiac entsteht die Flachwasserfazies des Oberen Sarldolomits. Er ist im Süden des Valle d'Angheraz ausgebildet und hat eine Mächtigkeit von 60 m. Wird er vom Schlerndolomit des Ladins überlagert, so ist eine Grenzziehung schwierig. In weiß-grauen, porösen Dolomiten und Kalkareniten, die dickbankig oder massig sind, findet man Reste von Lamellibranchiaten, Foraminiferen, Brachiopoden, Crinoiden und Algen, sowie Intraklasten und Peloide.

#### 2.4. Buchensteiner Schichten (RICHTHOFEN, 1860)

Die Buchensteiner Schichten (syn. Livinallongo-Formation) bestehen aus Beckensedimenten des Unterladins und sind zeitgleich mit den Plattformsedimenten des Schlerndolomits. In der Übergangszone von der Karbonatplattform in das Becken verzahnen sie sich mit den Ablagerungen des Plattformhanges. Aufschlüsse dieser Verzahnung finden sich im Südwesten des Val di Reiane und im mittleren Valle di Gardes (Abb. 3).

Plattenkalke:

Über den Kalken von Morbiac folgen dunkelgraue bis schwarze Plattenkalke, die häufig dolomitisiert sind. Ein typisches Kennzeichen dieser Einheit ist eine millimeterfeine Lamination, die auf ein Fehlen von Bioturbation und ruhige, gleichmäßige Sedimentationsverhältnisse hindeutet. Der Bitumengehalt läßt auf Sauerstoffmangel schließen. Daneben kommen noch Pyritbildungen und einzelne Kiesellagen und -linsen vor.

Die Mikrofazies setzt sich aus microbioclastic calcisiltites und wackestones zusammen. Der Fossilinhalt besteht aus bis zu 25% kalzitisierten Radiolarien, die kaum deformiert sind. Als Bioklasten sind Gastropoden, Ostracoden, Foraminiferen und Dasycladaceen vorhanden. Die Mächtigkeit liegt relativ konstant bei 30 m. In der Mitte der Plattenkalk-Einheit befindet sich ein 4–7 m mächtiger Breccienhorizont, der als debris-flow-Ablagerung gedeutet wird (Abb. 6A). Im Hangenden der Plattenkalke setzt mit einer scharfen Grenze eine 20–50 m mächtige Dolomitbreccie ein, die nach oben in die Knollenkalke übergeht. PISA et al. (1978: 89 f. und Fig. 20) fassen diesen Komplex als Breccie der Karbonatplattform auf, die nach

← Abb. 6:

A) Debris-flow-Horizont mit Klasten aus den Plattenkalken (1) und dem Schlerndolomit (2), Borodina. B) Pflanzenrest in den Bänderkalken, Valle di Gares.

Westen zu durch eine synsedimentäre Störung begrenzt wurde.

Knollenkalke:

Die Knollenkalk-Einheit besteht aus grauen Kalken mit einer Bankung von 5–40 cm. Die Knolligkeit ist unterschiedlich ausgeprägt. Auf den Schichtflächen sind häufig Abdrücke dünnschaliger Lamellibranchiaten der Gattung *Daonella* erhalten. Funde von *Trachyceras* (*Protrachyceras*) *ladinum* (MOJSISOVICS) und *Arcestes* (*Proarcestes*) *pannonicus* (MOJSISOVICS) aus der Zone des *Trachyceras* (*Protrachyceras*) *archelaus* (MOJSISOVICS) könnten bedeuten, daß die Livinallongo-Formation entgegen der bisherigen lithostratigraphischen Gliederung noch über das Unterladin hinausreicht. Dies deckt sich mit Conodonten-Untersuchungen an Buchensteiner Schichten, die noch oberladinisches Alter (Langobard) ergaben (BRANDNER & MOSTLER, 1982: 33).

Die Mikrofazies setzt sich aus mudstones und wackestones mit Filamenten, microbreccias und microbioclastic calcisiltites zusammen ("allodapische Kalke"; MEISCHNER, 1965). BOSELLINI & FERRI (1980: 74 ff.) nehmen als Ausgangsmaterial der Knollenkalke gradierte Turbidite mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 15 cm an, die mit mergeligen Sedimenten wechselagern. Die Knollenbildung geht auf ein unterschiedliches Verhalten des kompetenten und inkompetenten Materials bei der Diagenese zurück.

Bänderkalke:

Die Bänderkalke bestehen aus einer Wechselfolge von dünnbankigen Kalken, Mergeln und Pietra-verde-Lagen. Die Mikrofazies umfaßt mudstones und wackestones mit 5–20% Radiolarien, die im Gegensatz zu den Plattenkalken starke Kompaktionserscheinungen zeigen. Eingeschaltet sind noch turbiditische Lagen von bioclastic-lithoclastic packstones. An einer Stelle im Valle di Gares sind in den obersten Bänderkalken Pflanzenreste stark angereichert. Der gute Erhaltungszustand einzelner Exemplare deutet auf einen relativ kurzen Transportweg hin (Abb. 6B). Dies bedeutet, daß sich in der Nähe Landbereiche in Form von Inseln oder einer aufgetauchten Plattform befunden haben. Am Fuß des Plattformhanges ist die Mächtigkeit der Bänderkalke deutlich erhöht. Aufgrund der starken Sedimentanlieferung dominieren detritische Kalke. Die Anzahl und die Stärke von gradierten Lagen und von grain-flow-Ablagerungen ist viel größer als im Beckeninnern (Abb. 4).

Als Pietra verde werden Tuffite mit saurer Zusammensetzung innerhalb der Buchensteiner Formation be-

zeichnet. In den Plattenkalken sind sie noch äußerst selten, in den Knollenkalken und Bänderkalken treten sie mit steigender Häufigkeit auf. Sie können mehrere Meter erreichen. Gleichzeitig kann auch die Korngröße bis zur grobsandigen Fraktion anwachsen. Vereinzelt sind Lapilli bis zu 1 cm Durchmesser vorhanden (Abb. 5C). Lamination und Gradierung lassen auf Ablagerung durch Trübestrome schließen (ASSERETO et al., 1977).

## 2.5. Schlerndolomit (RICHTHOFEN, 1860)

Der Schlerndolomit stellt das Faziesäquivalent zu den Buchensteiner Schichten dar. Er besteht aus hellem, grobkristallinem Dolomit, nur die Übergußschichten des Plattformhanges sind zum Teil noch kalkig erhalten. Die Mächtigkeit des Schlerndolomits beträgt 700–900 m, genaue Werte können wegen der subrezenten Erosion seiner hangenden Partien nicht angegeben werden. Die Plattformrandsedimente enthalten oft Algenmatten in Verbindung mit laminiertem Fenstergefüge. Lagige und halbkugelige Stromatolithen sind von inkrustierenden Foraminiferen besiedelt (Abb. 5D). Außerdem sind als Bioklasten noch Dasycladaceen und Gastropoden häufig vertreten. Daneben kommen Pelloide, Onkoide und Aggregatkörner vor.

Die Mikrofazies besteht aus algal boundstones, grapestones-grainstones, rudstones und oncoid grainstones. Im Randbereich der Plattform sind rötliche Hohlraumfüllungen zu beobachten, die Hineise auf meteorische Lösung im Süßwasserbereich geben. Dies kann bedeuten, daß die Plattform einer subaerischen Exposition ausgesetzt war. Mitteltriassische Paläokarst-Bildungen in den östlichen Dolomiten und den Karnischen Alpen wurden bereits von CROS & LAGNY (1969) festgestellt. ZAMPIERI (1987) beschreibt vom Plateau der Pale di San Martino eine Emersionsoberfläche des Schlerndolomits, gekennzeichnet durch Karsthohlräume mit Breccienfüllungen. ASSERETO et al. (1977: 9) und BOSELLINI (1984: 8) gehen davon aus, daß an der Grenze Unter- bis Oberladin Teile der Karbonatplattform über den Meeresspiegel gehoben und der Verkarstung unterworfen wurden. Die Datierung der hier beschriebenen Hohlraumfüllungen ist jedoch nicht gesichert.

Der Übergang von der Plattform ins Becken vollzieht sich über einen steilen Hang, der heute ein Gefälle bis zu 38° besitzt. Dieser Hang ist als Paläoslope erhalten geblieben (Abb. 7A und 8). Die Übergußschichten (MOJISOVICS, 1879) setzen sich aus dem Detritus der Plattform zusammen und bilden Breccien, deren Komponenten von einigen Millimetern bis zu mehreren Dezimetern reichen und aus Bruchstücken der oben geschilderten Mikrofaziestypen bestehen (ROEDER, 1978).

## 2. Wengener Schichten (WISSMANN, 1841)

Die Wengener Formation setzt sich aus einer mächtigen Abfolge von vulkanischem und vulkanoklastischem Material zusammen und füllt im Oberladin das Becken auf. Am Plattformhang des Schlerndolomits zeigt die Wengener Formation ein scharfes Auflager (Abb. 8 und 10). Über einer Breccie folgen Lavaströme, während das Material eines Subvulkans in die Buchenstein-Formation eindringt. Anschließend bedecken die Hyaloklastite von Fernazza große Teile des Gebietes. Das Marmolada-Konglomerat beendet die Schichtfolge.

### Tuff-Kalk-Breccie:

Über den Bänderkalken liegt eine Tuff-Kalk-Breccie, die nicht überall im Gebiet entwickelt ist und große Mächtigkeitsschwankungen aufweist. In der tuffitischen Matrix befinden sich karbonatische Komponenten ohne jegliche Sortierung, ihre Größe reicht von einigen Millimetern bis zu Blöcken von mehreren Metern (Abb. 7B und 7C). Wie die Mikrofazies zeigt, handelt es sich um Aufarbeitungsprodukte der Buchenstein-Formation. Die Entstehung dieser Tuff-Kalk-Breccie kann auf synsedimentäre Tektonik, eventuell im Zusammenhang mit Vulkanotektonik, zurückgehen.

### Pillow-Lava:

Die Buchensteiner Formation, bzw. die Tuff-Kalk-Breccie wird von einer Lavamasse überlagert, die im Gebiet meist als Steilwand in Erscheinung tritt. Die Mächtigkeit liegt bei 60–100 m, in Richtung zur Beckenwand keilt sie aus. An mehreren Stellen sind Pillows ausgebildet, die den submarinen Ursprung beweisen. Nach bisherigen Untersuchungen hat die Lava latitische bis basaltische Zusammensetzung (SOMMAVILLA, 1970; VIEL, 1979).

Die Unterscheidung der Lava vom Material eines Subvulkans, der ebenfalls im Oberladin aufgedrungen ist, gestaltet sich schwierig, da offensichtlich Übergänge entwickelt sind. Zwischen dem Val del Zei und dem Valle di Malgonera wölbt das Magma des Intrusivkörpers die Buchenstein-Formation auf und hebt Teile davon dachartig ab. In größerer Entfernung vom Zentrum sind schichtpa-

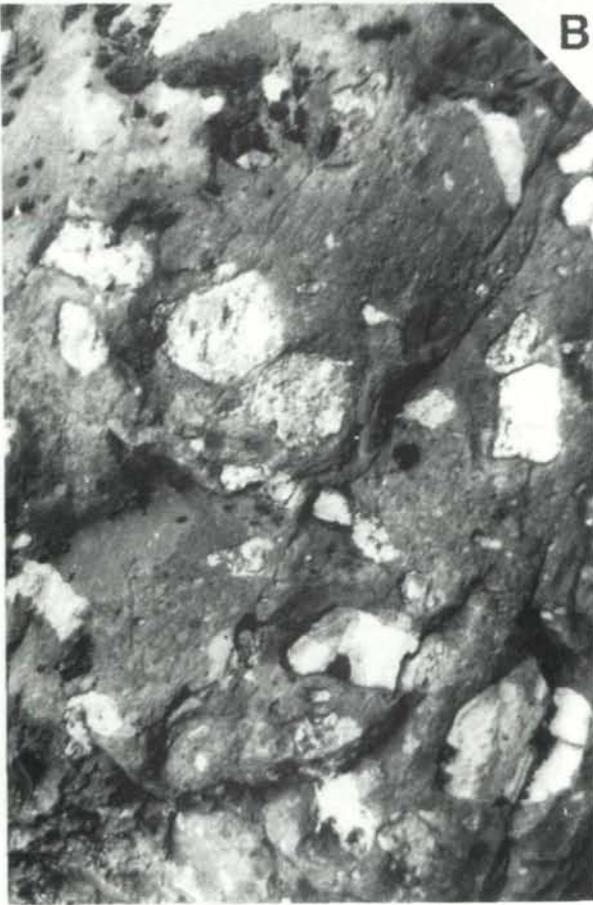
Abb. 7: 

A) Übergußschichten des Schlerndolomits im südlichen Valle di Gares. B) Riff-Kalk-Breccie, vulkanogene Matrix mit karbonatischen Klasten, Valle di Gares, Maßstab 10 cm. C) Tuff-Kalk-Breccie, Karbonatkomponente mit Filamenten (1) aus den Buchensteiner Schichten. Dünnschliff, Valle di Gares, Maßstab 1 mm.

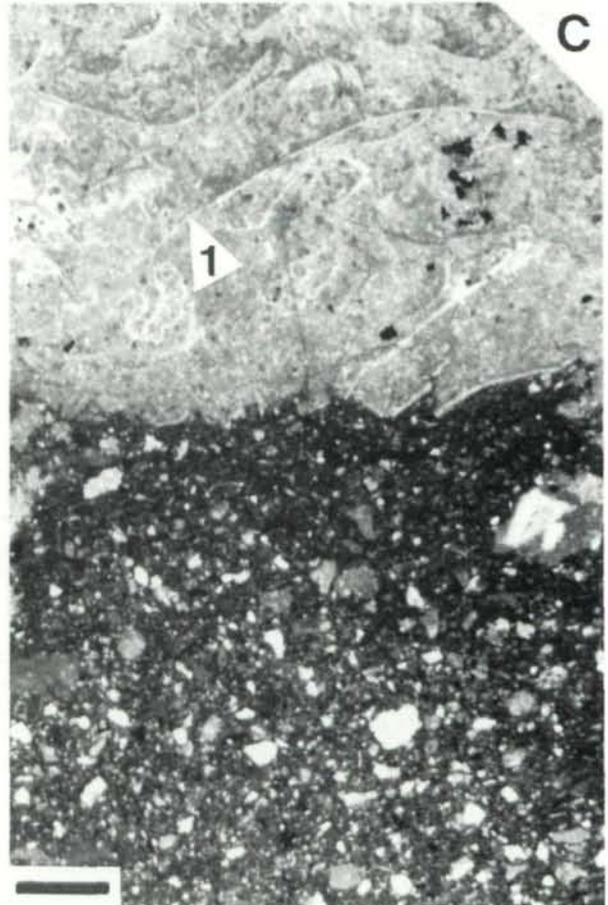
A

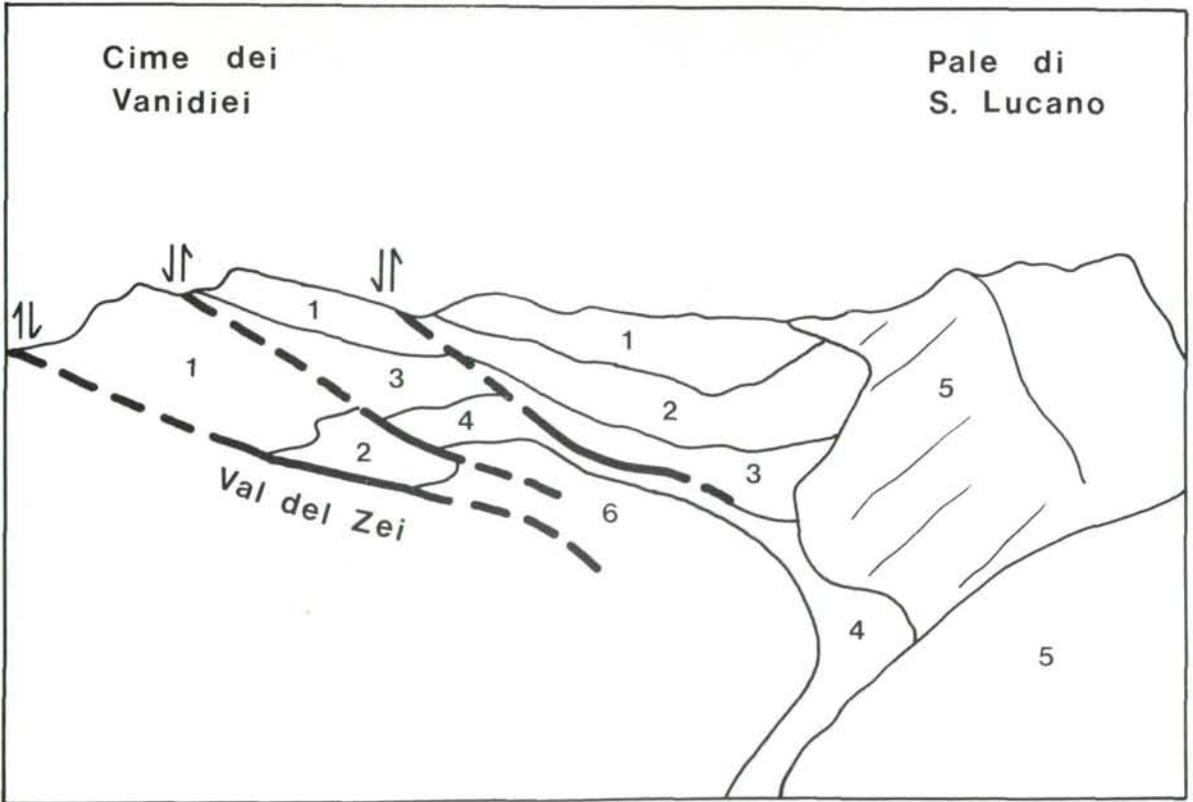
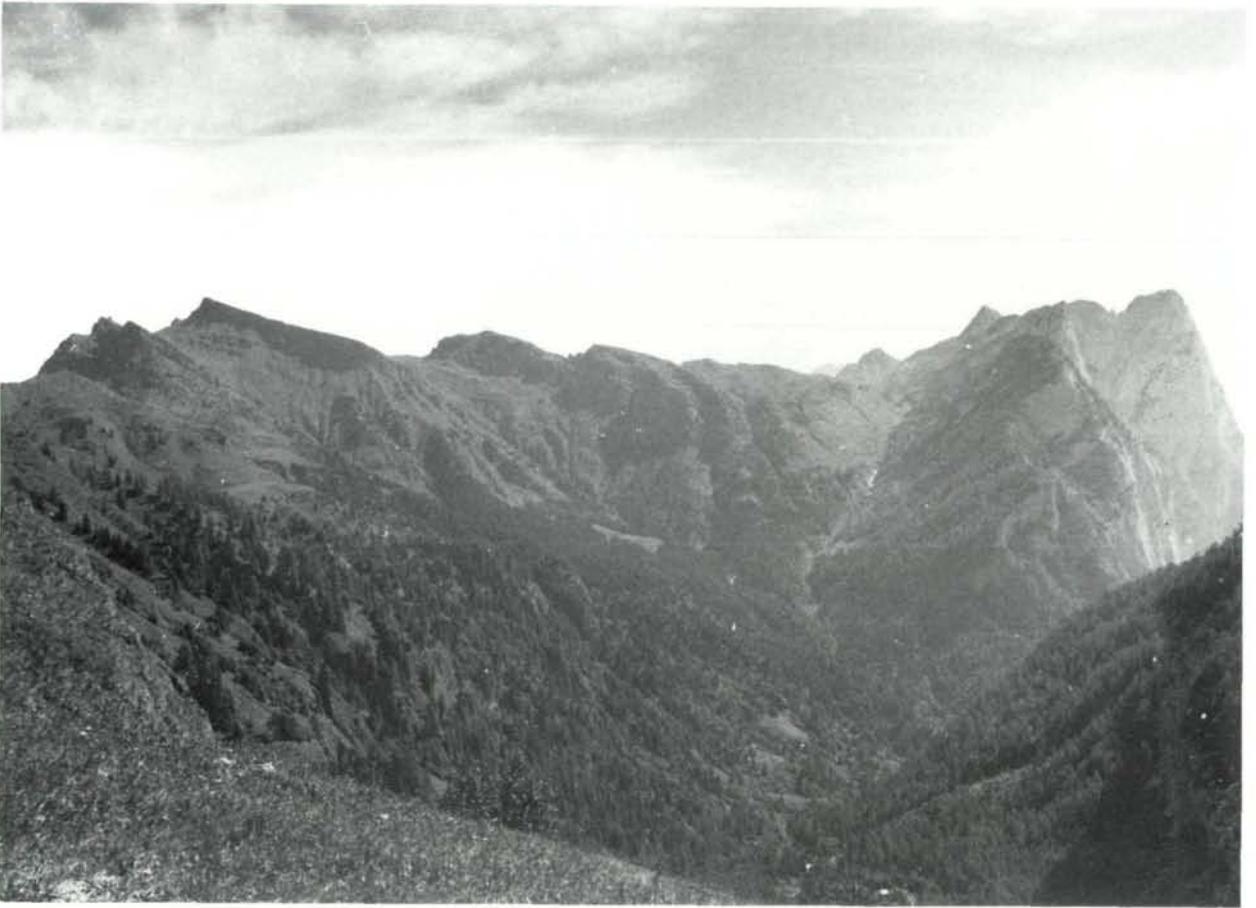


B



C





rallele Lagergänge eingeschaltet, so z.B. zwischen dem Val di Gardes und dem Val Grande, im Val di Reiane und im südöstlichen Valle di Gares. Nach SOMMAVILLA (1970) handelt es sich bei diesem Subvulkan um einen Ausläufer des großen Intrusivkomplexes von Predazzo-Monzoni.

Hyaloklastite von Fernazza (Ialoklastiti del Monte Fernazza; VIEL, 1979):

Die Hyaloklastite von Fernazza wurden postmagmatisch im Becken sedimentiert und glichen die durch den Vulkanismus und die Intrusion entstandenen Reliefunterschiede mit starken Mächtigkeitsunterschieden von 0–170 m aus. Es wird mit dieser Einheit eine sehr heterogene Folge von Vulkanoklastika zusammengefaßt.

Nordöstlich des Val del Zei sind gebankte arenitische und pelitische Tuffe weitverbreitet. Die groben Tuffe sind bräunlich und zum Teil gradiert, die pelitischen Tuffe sind dunkelgrün bis schwarz und bilden manchmal Kugeltuffe, was vermutlich eine Verwitterungsform ist. Die Tuffe können anhand von strukturellen Merkmalen als Turbidite interpretiert werden (ASSERETO et al., 1977).

Während sich das Becken mit diesen Vulkanoklastika füllte, wurden in unmittelbarer Nähe des Plattformhanges feine Kalkschüttungen und Rutschblöcke in das Becken transportiert und in den unteren Abschnitt der Hyaloklastite eingebettet. Dabei handelt es sich um bioklastische Kalke mit Foraminiferen, Korallen, Bryozoen, Mollusken, Crinoiden, Algen und *Tubiphytes*. In einigen dieser Horizonte schwimmen einzelne Kristalle vulkanischer Herkunft, Glas und feine Lava-Fetzen. Bioclastic grainstones treten auch als etwa 2 cm große Komponenten zusammen mit Porphyrit-Fetzen in Tuffbreccien-Horizonten auf. Nachlassende Sedimentation zeigt sich an wenigen millimeterfeinen, mikritischen Lagen mit Radiolariten.

Bis zu 40 cm Durchmesser erreichen eckige Rutschblöcke vom Plattformrand, Cipit-Blöcke nach WENDT & FÜRSICH (1980), die einen Hinweis für Auftauchphasen von Karbonatplattformen darstellen. Sie befinden sich in einem Horizont von etwa 20 m Mächtigkeit im oberen Abschnitt der Hyaloklastite von Fernazza. Umgelagerte Geopetalgefüge zeigen, daß die Blöcke nicht mehr ihre ursprüngliche Orientierung haben. Die Mikrofazies der

Blöcke ist biomikritisch und biosparitisch (mudstones, wackestones, floatstones, boundstones) mit großen Onkoiden und Stromatolithen. Primäre Hohlräume, z.B. Molluskengehäuse, sind mit vadosem Silt verfüllt, was einen Hinweis auf eine subaerische Exposition der Karbonatplattform gibt. Andere Hohlräume wurden erst nach der Einbettung des Blockes mit dem umgebenden vulkanoklastischen Material gefüllt. Aufgrund der beobachteten Mikrofazies stammen die Karbonateinschlaltungen und die Cipit-Blöcke im Val di Gardes aus den Bereichen des Plattformrandes. Diese wurden zunächst in den Auftauchbereich gehoben, anschließend erodiert und im Becken sedimentiert.

Das Ende der Karbonateinschlaltungen zeigt, daß der Plattformrand von Vulkaniten und Vulkanoklastika begraben wurde. Der Übergang zum Marmolada-Konglomerat ist durch einen Größenanstieg der Porphyrit-Bruchstücke gekennzeichnet.

Pillow-Breccie:

Aufgrund einer tektonischen Linie im Val del Zei kommt neben diese Tuffe im ganzen Südwesten des Arbeitsgebietes eine Pillow-Breccie zu liegen. Die Lava-Bruchstücke dieser Breccie besitzen Faust- bis Kopfgröße, sind nicht kantengerundet und liegen chaotisch in einer Matrix aus grobkörnigen Tuffen und aufgearbeiteten Komponenten der Lava. Die Transportweite war dabei nur gering. Zum Hangenden hin nimmt die Zahl der Lava-Bruchstücke ab und es schalten sich feine, gebankte Tuffe ein. Nur hier ist andeutungsweise eine grobe Schichtung vorhanden. Der Fund eines *Orthoceras campanile* (MOJISOVICS) weist auf eine submarine Entstehung der Breccie hin.

Marmolada-Konglomerat:

Das jüngste Schichtglied tritt nur im Nordosten des Arbeitsgebietes auf und wird nach Südwesten durch die tektonische Linie im Val del Zei begrenzt. Die gut gerundeten Lava-Gerölle bis zu 40 cm Durchmesser und die tuffitische Matrix stimmen mit dem Material der oben beschriebenen Einheit überein. Das Konglomerat ist sehr grob gebankt und es schalten sich gelegentlich dünnbankige, pelitische Tuffe ein. Die Packungsdichte in den einzelnen Bänken ist unterschiedlich. Dachziegellagerungen oder Schrägschichtungen wurden nicht beobachtet.

← Abb. 8:

Blick in das Val di Gardes

1) Marmolada-Konglomerat, 2) Hyaloklastite von Fernazza, 3) Pillow-Lava, 4) Buchensteiner Schichten und Tuffkalk-Breccie, 5) Paläoslope mit Übergußschichten des Schlerndolomits, 6) oberladinischer Intrusivkörper

### 3. Paläogeographie und überregionale Korrelation

Die im folgenden beschriebenen Sedimentationsabläufe ermöglichen es, die Entwicklung des Gebietes mit benachbarten Arealen zu vergleichen. Dies soll insbesondere die Darstellungen von PISA et al. (1978) nach Westen zu ergänzen, die die Abfolgen des Anis in den südöstlichen Dolomiten bearbeiteten. Außerdem können die geschilderten Abläufe mit den von BRANDNER (1984) vorgestellten überregionalen Zyklen in der NW-Tethys korreliert werden.

Die paläogeographische Ausgangssituation besteht in einer Grabenbruchzone der Neotethys, die seit dem Perm ihre Aktivität entfaltet, wobei die Sedimentationsröge der Nord- und Südalpen durch eine Schwellenzone getrennt sind (BRANDNER, 1984).

#### Entwicklung vom oberen Skyth bis ins Anis:

Das obere Skyth wird geprägt von der terrigenen, klastischen Sedimentation der Werfener Schichten, die Karbonatproduktion ist nur schwach entwickelt. Zur Bildungszeit des Membro di Val Badia ist das Gebiet Teil eines ausgedehnten Schelfes. Der Meeresboden liegt in der Regel unter der normalen Wellenbasis, aber über der Sturmwellenbasis, sodaß Tempestite gebildet werden können. Dagegen erfolgt die Bildung des Membro di Cencenighe unter flacheren Bedingungen. Innerhalb dieser Einheit kommt es zur Zunahme der Turbulenz, einige oolithische Barren zeigen stark bewegtes Flachwasser an. In kurzen supratidalen Phasen werden dünne Dolomitbänkchen gebildet. Vereinzelt herrschen übersalzene Bedingungen, wobei sich Hiatusoide bilden. Als Ablagerungsraum kommt für das Membro di Cencenighe ein Küstengebiet mit litoralen Zonen und Lagunen in Frage. Innerhalb des Arbeitsgebietes konnten keine weiteren paläogeographischen Unterschiede festgestellt werden.

Die Entwicklung entspricht damit dem 1. Großzyklus nach BRANDNER (1984), der mit der Badia-Transgression im Spathian einsetzt. Dieser Zyklus beginnt mit einem Sedimentationsumschwung nach der weitverbreiteten Regressions-Transgressionsphase an der Perm/Trias-Grenze.

Der Untere Sarldolomit ist im Gebiet durch Abtragung nicht mehr vorhanden. In den Konglomerat-Horizonten sind jedoch neben den Geröllen aus der Werfener Formation die Komponenten aus dem Unteren Sarldolomit am häufigsten vertreten. Daraus ergibt sich folgendes Bild: Nach der Sedimentation der Werfener Formation kommt es im unteren Anis zur ersten anhaltenden Karbo-

natproduktion. Der Untere Sarldolomit entsteht in Bereichen des tidal flat bis zu äußeren Lagunen (ASSERETO et al., 1977). Die Bildung des Unteren Sarldolomits kann der "Reichenhaller Wende" (SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER, 1974; zitiert nach BRANDNER, 1984: 444) zugeordnet werden. Dieses Ereignis ist durch Evaporite und Rauhacken in den Nordalpen dokumentiert und ist außerdem mit der Bovegno-Carniola-Fazies westlich der Etschplattform vergleichbar. BRANDNER (1984) stellt fest, daß eine weiträumige Verbreitung dieses Ereignisses nur auf eine Absenkung des Meeresspiegels zurückgehen kann.

Im mittleren Anis wird das Gebiet über den Meeresspiegel gehoben und der Erosion unterworfen. Diese Phase stellt das Ende des regressiven Trends dar, der sich ab dem obersten Skyth bemerkbar machte (DE ZANCHE & FARABEGOLI, 1982). Dadurch wird im Westen und Nordwesten ein Hochgebiet geschaffen (Dorsale Badioto-Gardenese; BOSELLINI, 1964). Aus den verschiedenen stratigraphischen Positionen der Richthofen'schen Konglomerathorizonte - im NW innerhalb der untersten illyrischen Kalke von Morbiac, im SE zwischen skythischen Werfener Schichten und pelsonischen Kalkareniten von Listolade - geht hervor, daß diese Hebung von der Wende Bithyn/Pelson bis ins unterste Illyr hinein anhielt und sich in dieser Zeit von SE nach NW verlagerte.

#### Entwicklung vom oberen Anis bis ins Oberladin:

Im oberen Anis setzen sich die räumlichen Unterschiede weiter fort. Im südlichen Valle d'Angheraz entwickelt sich der Obere Sarldolomit über der Konglomerat-Abfolge. Der Obere Sarldolomit läßt sich mit den Bildungen des Zwischendolomits im Drauzug und den Rauhacken der Engadiner Dolomiten vergleichen (BRANDNER, 1984).

Im übrigen Gebiet treten dagegen die Sedimente der Pragser Schichtgruppe auf. Der Ablagerungsraum der Kalkarenite von Listolade differenziert sich in offene Bereiche, Lagunen und oolithische Barren. Die Subsidenz des oberen Anis, die nach der Emersion und Erosionsphase im mittleren Anis einsetzte, hält weiter an. Landeinfluß tritt in den Kalken von Morbiac stark zurück.

Das Unterladin ist durch eine gesteigerte Subsidenz des gesamten Gebietes gekennzeichnet. Die bisher relativ geringen primären Reliefunterschiede verstärken sich nun bis zur Bildung der großen Faziesgegensätze zwischen Plattform und Becken. Die "Reiflinger Wende" (SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER, 1974), ein Umschlag in eine pelagisch beeinflusste Sedimentation, steht am Beginn dieses 2. Großzyklus. Im südlichen Valle d'Angheraz geht der

oberanische Sarldolomit in den unterladinischen Schlerndolomit über. Hier entwickelt sich eine Karbonatplattform, die von der Pale di San Martino über die Pale di San Lucano bis zur Civetta reicht. Nördlich davon treten dagegen die Plattenkalke der Livinallongo-Formation auf, die unter ruhigen Sedimentationsbedingungen abgelagert wurden. In diesem abgeschnürten Hungerbecken herrscht eine stark eingeschränkte Wasserzirkulation, sodaß sich euxinische Verhältnisse ausbilden können. Die Entstehung eines weitverbreiteten debris-flow-Horizontes geht auf Reliefunterschiede in Verbindung mit tektonischer Aktivität zurück.

Die starke Subsidenz kann nur durch das rasche, vertikale Wachstum der Karbonatplattform ausgeglichen werden, wogegen die Beckensedimentation viel geringer ist. Sie beträgt etwa ein Viertel der Sedimentationsrate auf der Plattform (ROEDER, 1987). Damit ist die Sedimentation im Becken schwächer als die Subsidenz, was zu einer progressiven Vertiefung des Beckens führt. Außerdem nehmen die Reliefunterschiede zwischen Karbonatplatt-

form und Becken immer mehr zu und erreichen schließlich 900 m; dadurch kommt es auch zu einer Versteilung des Plattformhanges von 24° bis zu 38°. Im Unterladin treten erstmals auch vulkanogene Sedimente auf. Der Herkunftsort der Pietra Verde liegt außerhalb des Gebietes. PISA et al. (1980) nehmen an, daß das Material von einer Vulkankeste stammt, die entlang der südlichen Grenze der Südalpen lokalisiert wird.

Im Grenzbereich Unter-/Oberladin wird das Plattformwachstum beendet, die Plattform taucht zumindest in den Randbereichen auf und wird der Verkarstung unterworfen. Gleichzeitig ist auch die karbonatische Beckensedimentation der Buchensteiner Schichten beendet. Dieser Vorgang markiert einen Wendepunkt in der paläogeographischen Entwicklung: Nach der Ablagerung des Richthofen-Konglomerats war der Raum geprägt durch eine anhaltende Subsidenz, die im Anis noch langsam einsetzte und sich ab dem Unterladin verstärkte. An der Grenze zum Oberladin ist die Subsidenz nunmehr zum Stillstand gekommen.

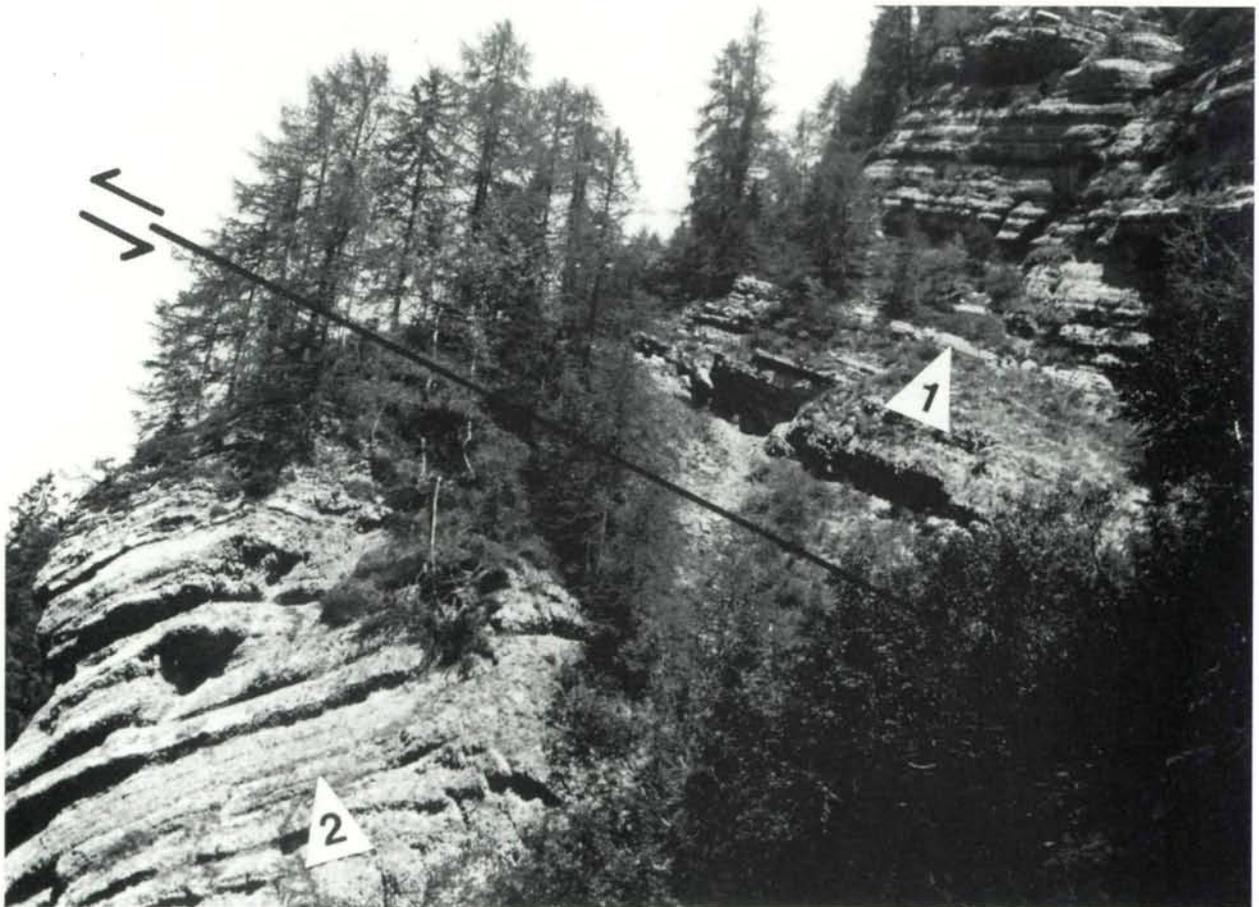


Abb. 9:

1) Kalke von Morbiac, 2) Buchensteiner Schichten

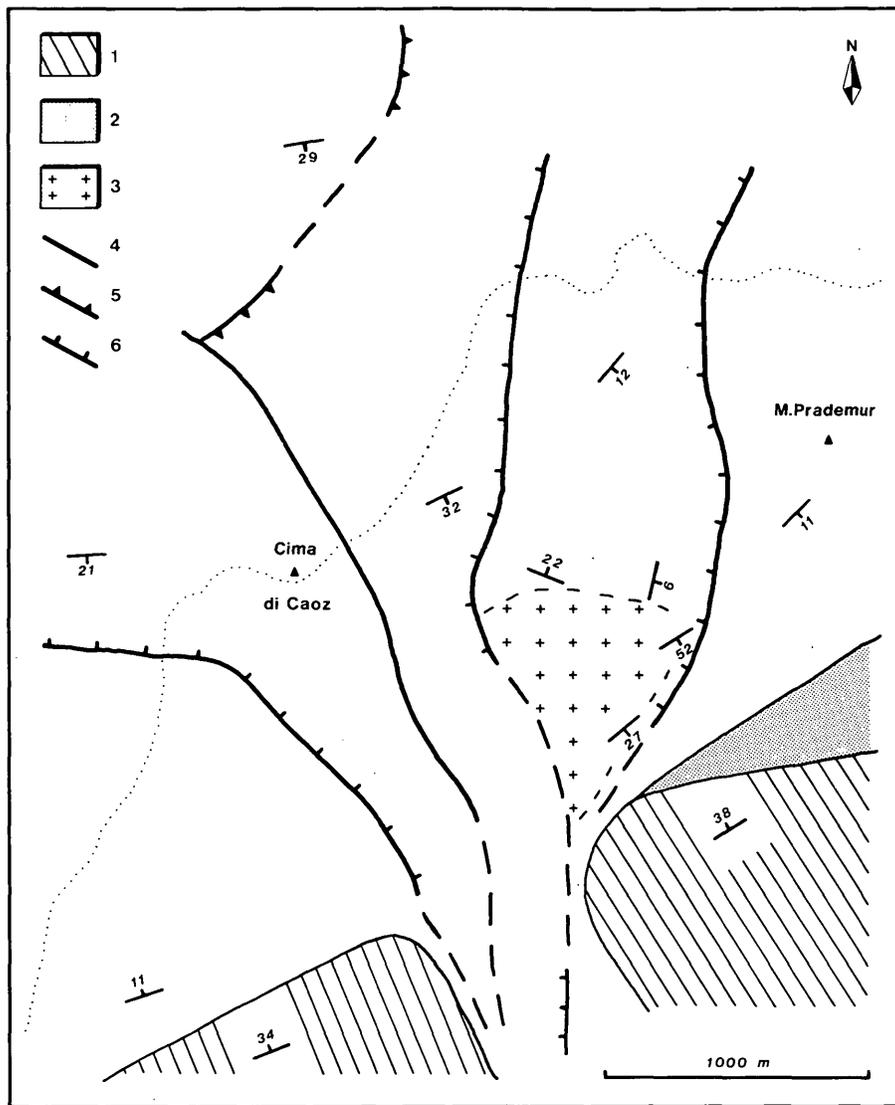


Abb. 10:

Grabenbruchartiges Störungssystem am Cima di Caoz

- |   |  |
|---|--|
| 1) Übergußschichten des Schlerndolomits               | 4) Störung mit unbekanntem Bewegungssinn |
| 2) Auflager von Wengener Schichten auf dem Paläoslope | 5) Aufschiebung                          |
| 3) Zentrum der oberladinischen Intrusion              | 6) Abschiebung                           |

Rote Hohlraumfüllungen im Schlerndolomit in Verbindung mit dem Internrelief von angelösten und aufgearbeiteten Karbonatklasten sind Anzeichen für den Auftauchbereich. In der nachfolgenden Wengener-Formation finden sich Cipit-Blöcke, die auch Karstmerkmale zeigen. Solche Cipit-Blöcke entstehen besonders während Auftauchphasen von Karbonatplattformen (WENDT & FÜR-SICH, 1980). Pflanzenreste in den obersten Schichten der Livinallongo-Formation können von bereits aufgetauchten Teilen stammen. Der regressive Trend beginnt mit dem Ende des Plattformwachstums und findet seinen Höhepunkt in der lokalen Kompression im Oberladin, die ihr Zentrum im Gebiet der Marmolada hatte (BLENDINGER, 1985). Im Oberladin kommt es zur Auffüllung des

Beckens durch Vulkanite und Vulkanoklastika. Das unterladinische Relief wird dadurch konserviert. Die Entstehung einer Tuff-Kalk-Breccie geht auf vulkanotektonische Ereignisse zurück. An Spalten, die im Beckeninnern aufreißen, kommt es zu submarinen Eruptionen und zur Bildung von Pillow-Lava. Aufgrund der Zusammensetzung ist eine Verbindung mit dem Subvulkan anzunehmen (SOMMAVILLA, 1970), der in die Buchensteiner-Formation eindringt und diese dachartig aufwölbt.

#### 4. Mitteltriassische und jüngere Tektonik

Nach der Hebung und Erosion im mittleren Anis, deren Folge die Entstehung des Richthofen-Konglomerats war, fanden weitere tektonische Ereignisse in der mittleren Trias statt. Ein Ergebnis davon ist die Überschiebung, die vom Val dei Vanidiei ins Valle di Longhere verläuft und mit 25° nach Südosten einfällt (Abb. 9). Sie entstand vermutlich aufgrund der Kompression, die zu dieser Zeit auch das Auftauchen der Plattform bewirkte. Die Überschiebung verdoppelt nördlich des Val dei Vanidiei die Morbiac-Kalke und die Buchensteiner Schichten und wird in ihrem mittleren Teil von oberladinischen Vulkaniten überlagert. Im Südwesten wird sie von einer Störung abgeschnitten, die entlang dem Val del Zei verläuft. Daher muß die Überschiebung zwischen dem Unter- und dem Oberladin stattgefunden haben, was sich nicht mit den Angaben von SARTI & ARDIZZONI (1984) deckt, die diese Störung für alpidisch halten.

Die folgenden vier Abschiebungen ergeben ein Grabenbruch-System, dessen Mitte etwa mit dem Zentrum des Subvulkans übereinstimmt (Abb. 10). Durch eine Entleerung der Magmenkammer könnte dieser Einbruch erfolgt sein. Alle vier Störungen weisen mit ihrem südlichen Ende auf das Bordina-Tal. Offensichtlich handelt es sich um ein Störungsbündel, das nach Norden hin aufgefächert ist und im Bordina-Tal zusammenläuft. Die westlichste dieser Störungen gehört noch zur mitteltriassischen Phase. Entlang dem Valle delle Scale wurde die nordöstliche Scholle um 150 m abgeschoben. Die stark erhöhte Mächtigkeit des vulkanischen Materials in den Banche di Caoz, die durch diese Störung begrenzt wird, spricht für einen Zusammenhang der Abschiebung mit der oberladinischen Intrusion.

Drei weitere Störungen stellen die jüngeren tektonischen Ereignisse dar, die ein obertriassisches oder alpidisches Alter haben. Da sie die Wengener Formation einschließlich dem Marmolada-Konglomerat durchschlagen, kommt ein ladinisches Alter, wie es von SARTI & ARDIZZONI (1984) angegeben wurde, nicht in Frage. Das Val del Zei bildet eine tektonische Trennungslinie zwischen der Pillow-Breccie im Südwesten und dem Marmolada-Konglomerat im Nordosten des Arbeitsgebietes. Hierbei handelt es sich vermutlich um eine Abschiebung der östlichen Scholle, wie aus der Verbreitung der Wengener Formation abzuleiten ist. Kleinere Bewegungen mit Blattverschiebungscharakter haben dabei ebenfalls eine Rolle gespielt.

Die zwei Störungen, die durch die Cime dei Vanidiei bzw. Forcella di Pape verlaufen, haben etwa Nord-Süd-Richtung. Sie fallen annähernd saiger ein und schieben ihre westlichen Schollen um 700 m an den Cime dei Vanidiei

bzw. um 350 m an der Forcella di Pape ab. Sie stellen die jüngsten tektonischen Ereignisse in diesem Gebiet dar.

#### Dank

Unser Dank gilt Herrn Prof. Dr. J. WENDT für die Betreuung dieser Arbeit, unseren Freunden Dr. E. BUTTERSACK und Dr. W. BLENDINGER für zahlreiche Anregungen und Diskussionen, und der DEUTSCHEN FÖRDERUNGSGEMEINSCHAFT für die finanzielle Unterstützung. Der Familie DEOLA sowie den Bürgermeister von Canale d'Agordo und Taibon Agordino sei für die freundliche Aufnahme herzlich gedankt.

#### Literatur

- ASSERETO, R., BRUSCA, C., GAETANI, M. & JADOU, F. (1977): The Pb-Zn-mineralization in the Triassic of the Dolomites. Geological history and genetic interpretations. - *L'Industria mineraria*, 28, 1-34, 23 Abb., Roma.
- BECHSTÄDT, T. & BRANDNER, R. (1970): Das Anis zwischen St. Vigil und dem Höhlensteintal (Pragser und Olang Dolomiten, Südtirol). - *Festbd. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck*, 9-103, 4 Abb., 2 Tab., 17 Taf., Innsbruck.
- BERG, G. (1944): Vergleichende Petrographie oolithischer Eisenerze. - *Arch. Lagerstättenforsch.*, 76, Berlin.
- BLENDINGER, W. (1985): Middle Triassic strike-slip tectonics and igneous activity of the Dolomites (Southern Alps). - *Tectonophysics*, 113, 105-121, 8 Abb., Amsterdam.
- BOSELLINI, A. (1964): Prima segnalazione di lacune stratigrafiche nel Trias inferiore delle Dolomiti. - *Rend. Acc. Naz. Lincei*, s. 8, 36, 2, 204-210, 3 Abb., 6 Taf., Roma.
- BOSELLINI, A. (1984): Progradation geometries of carbonate platforms: Examples from the Triassic of the Dolomites, northern Italy. - *Sedimentology*, 31, 1-24, 20 Abb., Amsterdam.
- BOSELLINI, A. & FERRI, R. (1980): La formazione di Livinallongo (Buchenstein) nella Valle di S. Lucano (Ladino inferiore, Dolomiti Bellunesi). - *Annali Univ. Ferrara*, s. 9, 6, 63-89, 19 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Ferrara.
- BRANDNER, R. (1984): Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. - *Jb. Geol. B.-A.*, 126, 4, 435-475, 25 Abb., Wien.
- BRANDNER, R. & MOSTLER, H. (1982): Der geologische Aufbau des Schlerngebietes und seiner weiteren Umgebung. - *Exkursionsführer 4. Jahrestagung Österr. Geol. Ges., Seis am Schlern 1982*, 1-42.
- BROGLIO LORIGA, C., MASETTI, D. & NERI, C. (1983): La formazione di Werfen (Scitico) delle Dolomiti occidentali: Sedimentologia e biostratigrafia. -

- Riv. Ital. Paleont. Strat., **88**, 4, 501–598, 27 Abb., 6 Taf., Milano.
- CASTELLARIN, A., LUCCHINI, F., ROSSI, P.L., SIMBOLI, G., BOSELLINI, A. & SOMMAVILLA, E. (1980): Middle Triassic magmatism in Southern Alps. II: A geodynamic model. - Riv. Ital. Paleont. Strat., **85**, 3–4, 1111–1124, 3 Abb., Milano.
- CASTIGLIONI, B. (1939): Il gruppo delle Pale di San Martino e le valli limitrofe (Alpi Dolomitiche). - Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **13**, 1–104, 12 Abb., 2 Taf., Padova.
- CROS, P. & LAGNY, P. (1969): Paléokarsts dan le Trias moyen et supérieur des Dolomites et des Alpes Carniques occidentales. Importance stratigraphique et paléogéographique. - Sc. Terre, **14**, 2, 139–195, 20 Abb., 3 Taf., Nancy.
- DE ZANCHE, V. & FARABEGOLI, E. (1982): Scythian-Anisian lithostratigraphic units in the Southern Alps. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **11**, 9, 299–308, 3 Abb., Innsbruck.
- FARABEGOLI, E., PISA, G. & OTT, E. (1977): Risultati preliminari sull' Anisico della conca di Agordo e dell' alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali). - Boll. Soc. Geol. Ital., **95**, 659–703, 11 Abb., Roma.
- FÜRSICH, F.T. (1973): Thalassinoides and the origin of nodular limestone in the Corallian Beds (Upper Jurassic) of Southern England. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **3**, 136–156, 8 Abb., Stuttgart.
- LEONARDI, P. (1967): Le Dolomiti. Geologia dei Monti tra Isarco e Piave. - 1019 S., 519 Abb., 74 Taf., Trento.
- MEISCHNER, D. (1965): Rhenaer Kalk und Posidonienkalk im Kulm des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges und der Kohlenkalk von Schreufa (Eder). - Abh. Hess. L.A. Bodenforsch., **39**, 1–47, 15 Abb., 7 Tab., 7 Taf., Wiesbaden.
- MOJSISOVICS, E. (1879): Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Beiträge zur Bildungsgeschichte der Alpen. - 552 S., 109 Abb., 5 Tab., 30 Taf., Wien.
- PIA, J. (1937): Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol. - 248 S., 17 Abb., 14 Taf., Wien.
- PISA, G., CASTELLARIN, A., LUCCHINI, F., ROSSI, P.L., SIMBOLI, G., BOSELLINI, A. & SOMMAVILLA, E. (1980): Middle Triassic magmatism in Southern Alps. I: A review of general data in the Dolomites. - Riv. Ital. Paleont. Strat., **85**, 3–4, 1093–1110, 5 Abb., Milano.
- PISA, G., FARABEGOLI, E. & OTT, E. (1978): Stratigrafia e Paleogeografia dei Terreni Anisici della conca di Agordo e dell' alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali). - Mem. Soc. Geol. Ital., **18**, 63–92, 21 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Bologna.
- ROEDER, K.H. (1987): Evolution of the Early Ladinian Paleoslope of the Pale di San Martino-San Lucano (Dolomites, Italy). - Giorn. Geol., **49**, 1, 51–61, 8 Abb., Bologna.
- ROSSI, D. (1973): Il conglomerato di Richthofen e la superficie di discordanza alla sua base. - Atti Acc. Rov. Agiati, s. 6 B, **10**, 13, 3–20, 2 Taf., Trento.
- SARTI, M. & ARDIZZONI, F. (1984): Tettonica Triassica nel Gruppo di Cima Pape-Pale di Sanson (Dolomiti Bellunesi). - Mem. Soc. Geol. Ital., **36**, 353–370, 12 Abb., 1 Karte, Padova.
- SOMMAVILLA, E. (1970): Monzonite con differenziazioni basiche e alcaline, e passaggio graduale a lava latitica, a nord delle Pale di S. Martino (Dolomiti, Italia). - Studi Trent. Sc. Nat., s. A, **47**, 1, 135–160, 16 Abb., Trento.
- VIEL, G. (1979): Litostratigrafia ladinica: Una revisione. Ricostruzione paleogeografica e paleostrutturale dell' area Dolomitico-Cadorina (Alpi Meridionali). - Riv. Ital. Paleont. Strat., **85**, 85–125 und 297–352, 39 Abb., Milano.
- WENDT, J. & FÜRSICH, F.T. (1980): Facies analysis and paleogeography of the Cassian Formation, Triassic, Southern Alps. - Riv. Ital. Paleont. Strat., **85**, 3–4, 1003–1088, 5 Abb., 2 Taf., Milano.
- ZAMPIERI, D. (1987): La piattaforma carbonatica Triassiche delle Pale di San Martino (Dolomiti). - Mem. Soc. Geol. Ital., **39**, 73–83, 8 Abb., 1 Taf., Padova.

*Anschriften der Verfasser:*

*Dipl.-Geol. Karl-Heinz Roeder, Institut für Geologie und Paläontologie, Sigwartstr. 10, D-7400 Tübingen;*  
*Dipl.-Geol. Astrid Muehl, St Peter's Rectory, 42 Pasturegate, Burnley, Lancashire BB11 4DE, Great Britain*

eingereicht: 21. Juli 1987

angenommen: 21. Sept. 1988