Kreide und Paläologen in der Fimber-Zone (Unterengadiner Fenster, Schweiz-Österreich) : neue Mikrofossilfunde und deren paläogeographische Bedeutung

Autor(en): **Bertle, Rufus J.**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **95 (2002)**

Heft 2

PDF erstellt am: **03.06.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-168952

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

0012-9402/02/020153-15
Birkhäuser Verlag, Basel, 2002

Kreide und Paläogen in der Fimber-Zone (Unterengadiner Fenster, Schweiz – Österreich). Neue Mikrofossilfunde und deren paläogeographische Bedeutung

RUFUS J. BERTLE

Key words: Engadine Window, Penninic realm, Fimber unit, foraminifera, microfossils, Cretaceous, Tertiary, paleogeography
Stichwörter: Unterengadiner Fenster, Fimbereinheit, Foraminiferen, Mikrofossilien, Kreide, Tertiär, Paläogeographie

ZUSAMMENFASSUNG

Durch ungefähr 400 Dünnschliffe von Proben aus dem NW-Teil des Unterengadiner Fensters wurde eine Reihe von neuen Mikrofossilfundpunkten bekannt. Die Schliffe erbrachten eine reiche Calpionellenvergesellschaftung der Jura-Kreidegrenze, unterkretazische Orbitoliniden und Planktonforaminiferen der Kreide und des Alttertiärs. Die geologisch – tektonische Auswertung des Alters der erschliffenen Foraminiferen bestätigt einen Schuppenbau in der höchsten Baueinheit (Fimbereinheit = Südpenninikum) des Engadiner Fensters.

Zur Zeit der höheren Unterkreide kam es im Gebiet des Unterengadiner Fensters zu größerer Unruhe, was zur Schüttung von tristelkalkartigen Geröllen und zur Bildung von Kristallinbreccien im fossilbelegten Gaultsandstein führte. Erstmals konnte Tertiär östlich der Idalpe/Fimbertal belegt werden. Die in die Oberkreide bis Tertiär eingestuften klastischen Sedimente kennzeichnen sich durch geringe Mengen von ophiolithischen Detritus, der vermutlich aus schon akkretioniertem Südpenninikum geliefert wird. Es wird daher auf eine Zuordnung der Fimbereinheit zum Südpenninikum als Äquivalent der Arosa Zone im Engadiner Fenster geschlossen. Das Ende der Sedimentation dürfte im Bereich Yprésium bis Lutetium zu suchen sein. Die anschließende Metamorphose führte zu starkem Fluiddurchsatz mit weitgehender Zerstörung der Mikrofossilien. Gehäusemorphologische Veränderungen der Mikrofossilien durch Metamorphose werden gezeigt.

ABSTRACT

Micropaleontological investigations in the Engadine window (EW) revealed several new fossil points. About 400 thin sections allowed the recognition of calpionellids characterizing the Jurassic-Cretaceous boundary, orbitolinids and planctonic forams of the Early and later Cretaceous and foraminifera (Nummulites and planctonic forams) of the Paleogene. The fossil findings give first micropaleontological confirmation for a «Schuppenbau» in the highest unit of the Engadine window. During the later Early Cretaceous tectonic movements lead to breccias (e.g. Tristel-Formation), which were embedded in fossil-bearing sandstones of the «Gault». For the first time a Tertiary age for sediments east of the Idalp/Fimbertal is proved. There the clastic sediments show scarce input of ophiolitic detritus of assumed south penninic origin. Fluid migration during the Tertiary metamorphism destroyed most microfossils. Resulting changes of microfossil-morphology are presented.

Einleitung

Das Engadiner Fenster ist nach dem Tauernfenster das größte penninische Fenster innerhalb des Ostalpins. Es befindet sich zwischen dem Prättigau-Halbfenster im Westen und dem Tauernfenster im Osten und hat daher eine wichtige Position bezüglich paläogeographischer Korrelationen inne. Seine maximale Längserstreckung beträgt ungefähr 55 km, die maximale Quererstreckung ungefähr 17 Kilometer (vgl. Fig. 1).

Aufgebaut wird das Engadiner Fenster aus mehreren Decken (siehe Fig. 2), die verschiedenen paläogeographischen Einheiten zugeordnet werden. Es sind dies von Liegend zu Hangend:

Zone von Pfunds (früher Pfundser Serie, Nordpenninikum), bestehend aus der tieferen Mundin-Einheit und der höheren Arina-Einheit (Ucik 1966, Bousquet 1998, Bertle 2000). Sie bestehen beide vowiegend aus metamorphen Kalkschiefern (v.a. Graue Bündnerschiefer), z.T. auch aus größeren Ophiolithmassen. Die früher im Hangenden der Zone von Pfunds (Ucik 1966) abgetrennte Zone von Roz-Champatsch-Pezid (Oberhauser 1980) wird nun ebenfalls der Zone von Pfunds angegliedert (Bertle 2000). Darüber liegt im österreichischen Fensteranteil eine Schuppenzone (= Fimbereinheit) aus Elementen der Tasna-, Prutzer-, und Ramosch-Zone (Mittelpenninikum-Nordpenninikum) und Arosazone (Südpenninikum). Im schweizerischen Anteil schiebt sich zwischen Zone von Pfunds und Fimbereinheit noch die mittelpenninische Tasnadecke, der heute auch Teile des Ramosch-Ophioliths angegliedert werden (siehe Florineth & Froitzheim 1994,

Inst. f. Geologie d. Univ. Wien, Althanstraße 14, A–1090 Wien, Austria. E-mail: a9506761@unet.univie.ac.at

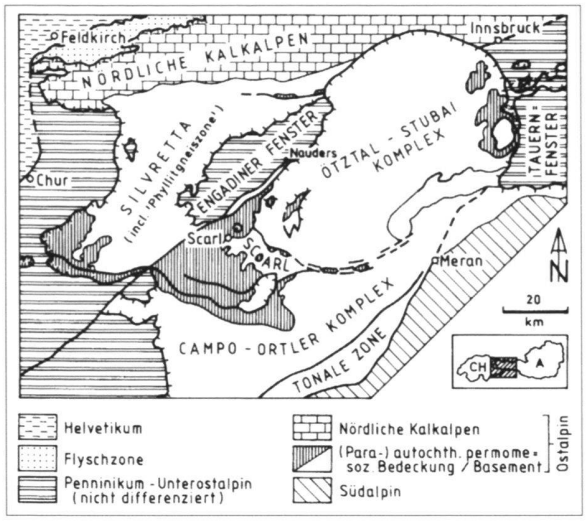


Fig 1. Geologische Übersicht der westlichen Ostalpen (verändert n. Thöni 1988)
– Geological scetch of the western Eastern Alps (modified after Thöni 1988)

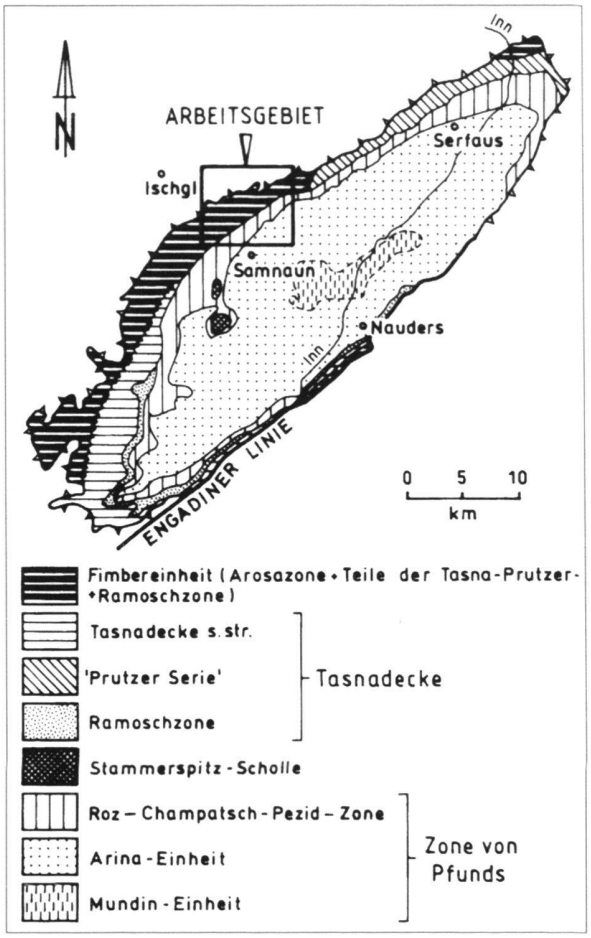


Fig. 2. Tektonische Gliederung des Engadiner Fensters (n. Bertle, 2000). Das Verhältnis von Fimber-Einheit zu «Prutzer Serie» ist nicht geklärt, es scheint aber ein fazieller Übergang vorzuliegen.
– Tectonic scetch of the Engadine Window (after Bertle 2000). The relationship of the Fimber-unit and the «Prutzer Series» is not clear at the moment, but there seems to be only a change in facies of the sedimentary sequences.

Bertle 1999). Darüber folgt der Rahmen des Unterengadiner Fensters, gebildet durch die oberostalpinen Kristallindecken und deren Sedimentbedeckungen (Silvretta-, Scarl- und Ötztal-Decke). Die lateralen Abgrenzungen der Fimbereinheit sind bis heute unklar. Sie geht jedenfalls im W ohne sichtbare tektonische Kontakte in die Tasna-Decke bzw. im Mittelabschnitt in die Prutzer Serie über.

Die Fimbereinheit (Fig. 3), aus der die Fossilfunde stammen, umfaßt eine zerrissene Schichtfolge vom Paläozoikum bis ins Tertiär, wobei der Gesteinsinhalt dieser Einheit zu einem großen Teil aus Gliedern der Tasna-Decke bzw. der Prutzer Zone (-Serie) gebildet wird, die in einer Matrix aus Bunten Bündnerschiefern unterschiedlichen Alters eingebettet sind. Die Fimbereinheit erhält dadurch den Charakter eines Melange.

Aus der Kombination verschiedener Aufschlüsse ergibt sich eine paläozoische Schichtfolge mit Konglomeraten, Phylliten, silurischen Eisendolomiten und einem granitischem Grundgebirge (Tasnagranit). Dieses wird von einer reduzierten permotriassischen Sedimentabfolge mit Verrucano und Triaskarbonaten und einer Keuperabfolge mit Quarzit, Dolomit, Gips und Tonschiefern überlagert. Der untere Jura wird durch Steinsberger Lias (mit Ammoniten und Belemniten), Posidonienschiefer (Lias bis Dogger) und Idalpsandstein (Sandstein mit viel detritischem Hellglimmer, Dogger) (siehe auch Oberhauser 1980) repräsentiert. Nach einer Schichtlücke (nicht aufgeschlossen) folgen im Malm Breccien und Jes-Formation (Gruner 1981). Die Kreide-Tertiärabfolge wird von Neokomschiefer, Tristelformation, Gaultformation und Bunten Bündnerschiefer der Oberkreide und des Paläogens gebildet (Oberhauser 1983, Fuchs & Oberhauser 1990, Hammer 1914).

Schon um die Jahrhundertwende konnten erste Fossil- und Mikrofossilfunde in den metamorphen Serien des UEF gemacht werden (z.B. Paulcke 1910 a,b). Leider hinterließen diese Forscher keine exakten Ortsangaben der Fossilfundstellen. Erst J. Cadisch und seine Schüler teilten genaue Ortsangaben mit (z.B. Cadisch 1932, 1946). Sie konnten schon Mikrofossilien wie verschiedene Globotruncanen oder Calpionellen entdecken und damit im Gebiet des Piz Tasna eine relativ gute Stratigraphie entwickeln (Cadisch et al. 1968). J. Rudolph (1982) ist der erste, der Tertiär im UEF nachweisen konnte. Den letzten Höhepunkt in der mikropaläontologischen Untersuchung stellt R. Oberhauser´s Arbeit von 1983 dar. Er konnte in den höchsten Einheiten des UEF im Bereich des Fimbertales, das scheinbar den schwächstmetamorphen Bereich des UEF darstellt, die bisher bedeutsamsten Funde von Mikrofossilien machen: *Nummulites* sp. und *Discocyclina* sp. deuten sogar auf eine Sedimentationszeit bis zum frühen Eozän hin. Genauere Angaben über Mikrofossilfunde in der Zeit vor 1980 findet man in der oben genannten Arbeit von Oberhauser (1983).

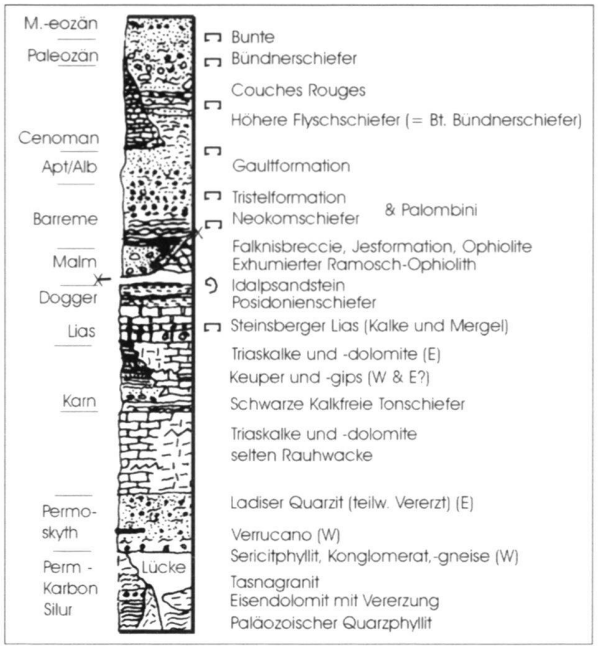


Fig. 3. Stratigraphisches Sammelprofil der Fimbereinheit aus Bertle 2000 (basierend auf Ucik unpubl., Oberhauser 1980 und 1983 sowie Cadisch et al. 1968). 1 cm entspricht ca. 50 m in der Natur. Die Schichtfolge wurde aus vielen Einzelaufschlüssen zusammengesetzt.
– Stratigraphic column of the Fimber unit (from Bertle 2000 after Ucik unpubl., Oberhauser 1980 and 1983 and Cadisch et al. 1968). Scale: 1 cm = approx. 50 m in nature. The stratigraphic column was compiled from single outcrops.

Im Rahmen einer Diplomarbeit wurde vom Autor neben geochronologischen Studien auch eine intensive mikropaläontologische Exploration durch sämtliche Baueinheiten des Unterengadiner Fensters durchgeführt. Über die Ergebnisse der mikropaläontologischen Untersuchungen in der Zone von Pfunds wurde andersweitig berichtet (Bertle 1999), der Autor beschränkt sich in dieser Arbeit auf die Funde in der Fimbereinheit.

Fossilerhaltung und Metamorphose:

Wie schon Oberhauser (1983) ausführt, kann eine mikropaläontologische Untersuchung im Gebiet des UEF nur noch mittels Seriendünnschliffen durchgeführt werden. Die frühere Vermutung, daß der Südwestrand des UEF schwächer metamorph sei als die östlichen Regionen, kann heute nicht mehr aufrechterhalten werden. Neuere Untersuchungen berichten zwar über Illitkristallinitätswerte, die vor allem im Bereich der Anchizone (2q = 0.42°) liegen (Bollin 1989 und Hayoz 1988), doch die Untersuchungen von Leimser (1977), Höck & Koller (1987) und Bousquet (1998) weisen auf eine Hochdruck-Niedrigtemperatur-(HP-LT) Metamorphose hin. Bousquet (1998) grenzt diese HP/LT – Metamorphose auf den Bereich 5 – 7 kbar und ca. 350°C ein. Die oben erwähnte HP/LT – Metamorphose läßt sich auf die Zeit um 40 Ma. (d.h. spätes Eozän) eingrenzen, wie neueste Alterdaten zeigen (Bertle 2000, Thöni 1981).

Diese Metamorphose führte wahrscheinlich auch zu jener schwachen Hellglimmerverjüngung und -sprossung, die der Autor im Gebiet der Idalpe feststellen konnte. Im Dünnschliff läßt sich in den gröberen Sedimenten der Bündnerschiefer ein starker Fluiddurchsatz feststellen, der sich in Anwachssäumen von Quarz und Karbonat um verschiedenste Komponenten niederschlägt. Dieser sonst allgemein für die Fossilerhaltung schlechte Umstand ließ aber auch einige Mikrofossilien erhalten bleiben. Die Kammerhohlräume wurden zuerst durch Erz (vermutlich Pyrit) ausgefüllt. In einem zweiten Vorgang wurde die normalerweise karbonatische Wand der Foraminiferen weggelöst. Der so entstandene kleine Hohlraum wurde dann durch Quarz ausgefüllt, was zur Fossilerhaltung führte. Dadurch ist leider das sonst so wichtige Merkmal des Foraminiferenwandbaues verloren gegangen.

Dieser Prozeß, der schon Oberhauser (1983) aufgefallen ist, dürfte auch zu der allgemein bekannten Fossilarmut der Bündnerschiefer (vgl. Bolli & Nabholz 1959, Isler & Pantic 1980) beigetragen haben. Dadurch, daß vor allem umgelagerte Foraminiferen erhalten geblieben sind, läßt sich nur ein Mindestalter für das die Fossilien enthaltende Sediment feststellen (vgl. auch Oberhauser 1983 bezüglich der Altersproblematik). Eine Diskussion dieses Artikels bezüglich der Altersfrage durch F. Allemann (Bern) befindet sich zur Zeit in Arbeit und wird später publiziert.

Die Fossilfundpunkte (Fig. 4, Tab. 1):

Fossilpunkt Greitspitz W-Grat (Punkt 1, Koord.: 819.750/206.200):

Es handelt sich um ein Handstück, das eine Tristelkalk-artige Schicht im Kontakt mit einer Sandsteinlage zeigt. Die Tristelkalk-artige Lage besteht vor allem aus gut sortierten Karbonatkörnern, daneben finden sich detritische Glimmer, Feldspäte und Quarz. Als lithische Fragmente lassen sich Mergelkörner und auch Stücke von Glimmerschiefern, die an das Tasna-

Tab. 1. Tabelle der Fundpunkte mit Koordinaten (Schweizer Nationalkarte), Gestein und Alter
– Table showing coordinates (Swiss map), rock type and age of sample localities

Nr.	Fundpunkt	Koordinaten	Gestein	Alter
1	Greitspitz	819.750/206.200	Tristelkalk	Apt ?
2	Grenzkamm A-CH	820.300/206.625	Sandstein	Unterkreide
3	Flimschulter	821.800/207.430	Tristelkalk	Cenoman ?
4	Muotaschols	823.420/207.990	Tristelkalk	Unterkreide ?
5	Palinkopf	818.425/204.185	Bündnerschiefer	Santon-Campan
6	Visnitzkopf	823.550/209.050	Bündnerschiefer	Alttertiär
7	Seilbahn Visnitz	823.250/208.300	Sandstein	Turon ?
8	W von Grenzkamm A – CH	820.325/206.780	Bündnerschiefer	Campan ?

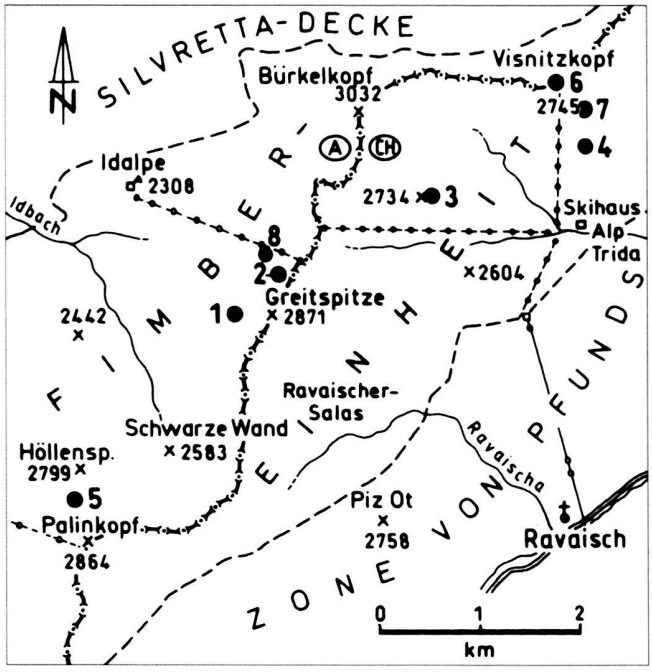


Fig. 4. Geographische Übersicht des Arbeitsgebietes mit Lage der Fossilfundpunkte. Die Deckengrenzen von Silvretta-Decke und Fimber-Einheit sind eingezeichnet.
– Simplified topographic scetch of the working area with position of fossil points. Nappe boundaries of the Silvretta-nappe and the Fimber-unit are shown.

kristallin erinnern, unterscheiden. Bemerkenswert ist der gut erhaltene, reichhaltige Fossilinhalt, vor allem an Großforaminiferen. Die metamorphe Beeinflussung des Gesteins läßt sich unter anderem an Quarz-Anwachssäumen an Orbitolinen beobachten.

Es lassen sich im Dünnschliff BE 30/97 besonders gut Mitglieder der Großforaminiferenfamilie der Orbitolinen erkennen (Taf. 1, Fig. 1, 2, 3), die von F. Schlagintweit (München) teilweise artlich bestimmt werden konnten:

Orbitolina sp. – mikrosphärisch? und megasphärisch
Palorbitolina lenticularis (Blumenbach)
Dictyoconus arabicus (Henson) (det. Schlagintweit)
Weitere Foraminiferen aus der Familie der Orbitolinidea.
Quinqueloculina sp.
Calpionella alpina Lorenz
Bryozoen und Crinoiden

In dieser Fauna ist sicher mittlere Unterkreide (*D. arabicus* zeigt Oberes Barrême bis Unteres Apt an) vertreten, da die Foraminiferen umgelagert sind, kommt aber auch ein jüngeres Alter (Alb? oder vielleicht sogar Oberkreide?) in Frage. Die Bestimmung der einzelnen Foraminiferen ist sehr schwierig, da selten optimale Schnittlagen, die gerade bei den Orbitolinen wichtig sind, erzielt werden.

Fossilpunkt Unter-/ Oberkreideflysch (Grenzkamm Idalpe – Alp Trida, Punkt 2, Koord.: 820.300/206.625)

Handstück BE 56/97 wurde am Schiweg, der von der Greitspitzschlepplift –Talstation gegen die Lange Wand nach Südwesten läuft, aus einer deutlich flyschoiden Sedimentabfolge, die stark verfaltet ist, entnommen. Diese Wechsellagerung kommt durch einen Wechsel von cm bis dm mächtigen Sandsteinbänken mit Mergel-/Phyllitlagen zustande. Lithologisch gleicht die Serie, die hier aufgeschlossen ist, sehr stark der Tuoi-Serie von Gürler (in Gürler & Schmutz 1995, S. 46 & S. 70).

Im Dünnschliff zeigen die Mergellagen deutliche Spuren einer Metamorphose, die durch eine beginnende Hellglimmerneusprossung und eine Krenulation mit dazugehörender beginnender Axialschieferung zum Ausdruck kommt. In gut sortierten Sandsteinlagen vollzog sich die Deformation vor allem an den Korngrenzen bzw. leicht spröd, wie calcitgefüllte Spaltrisse zeigen. In diesen Sandsteinlagen hat sich bemerkenswerter Weise auch eine Fauna von planktonischen Foraminiferen erhalten. Es konnte dabei *Globigerina* ex.gr. *cretacea* (Taf. 1, Fig. 4) identifiziert werden. Ein Unterkreidealter dürfte damit zumindest ein Minimalalter sein.

Ein Schwermineralpräparat, das mir dankenswerter Weise von Dr. Winkler (ETH Zürich) ausgezählt wurde, lieferte folgendes Spektrum (160 ausgezählte Körner, Probenpräparation beschrieben in Winkler 1988):

Apatit:	43,1 %
Turmalin:	29,4 %
Rutil:	13,1 %
Zirkon:	10,0 %
Chromspinell:	3,7 %
Brookit:	0,6 %

Es handelt sich um ein Spektrum wie es auch aus der Palombini-Formation der Arosa-Zone im Prättigau-Querschnitt bekannt ist (Lüdin 1987). Das Schwermineralspektrum legt für den hier beschriebenen Aufschluß eine Zugehörigkeit zum Südpenninikum nahe.

Fossilpunkt Flimschulter; Feinsandstein aus der Tristelschichtenabfolge der Flimschulter P. 2734 m (Punkt 3, Koord.: 821.800/207.430)

Das Handstück (BE 16/97) wurde am Nordostgrat der Flimschulter (in der Karte P. 2734 östl. der Flimspitze) aus einer Wechselfolge von Sandsteinen, Mergeln und Tristelkalkbänken entnommen. Das sehr kompakte Handstück zeigt im Dünnschliff eine sehr reiche Mikrofauna:

Quinqueloculina sp.
Rotalipora cf. *cushmani* (Morrow)
Hedbergella sp.
Trocholina elongata (Leupold)

und weitere Foraminiferen, die vom Autor nicht bestimmt wer-

den konnten. *Trocholina elongata* (Leupold) (Taf. 1, Fig. 6) ist nach Arnaud-Vanneau et al. (1988) im Berriasium häufig und im Valanginium noch vereinzelt vorhanden. Es handelt sich hier um Untere bis Obere Kreide (vermutlich Cenomanium; *R. cushmani* ist nach Caron 1985 ein Leitfossil für oberes Cenomanium). Das Vorhandensein von *Rotalipora cf. cushmani* (Taf. 1, Fig. 5) zeigt jedoch an, daß *T. elongata* umgelagert ist. Fest steht jedenfalls, daß die Tristelschichten hier scheinbar nur ein Schichtglied der Bunten Bündnerschiefer darstellen (ähnlich der «Saderer Joch Serie» von Thum 1966, die heute als höhermetamorphe Tristelschichten der Zone von Pfunds interpretiert werden – siehe Bertle 1999). In der Abfolge an der Flimschulter konnten von Oberhauser (1983) und Bertle (2000) auch Orbitolinen gefunden werden, die umgelagert sind.

Fossilpunkt Mullersattel: Calpionellenflysch (Mullersattel = Muotaschols im Gebiet zwischen Alp Bella und Alp Trida, Punkt 4, Koord.: 823.420/207.990)

Es handelt sich um einen Fundpunkt, der ungefähr 100 Höhenmeter tiefer liegt als jener, den Oberhauser (1983) als Fundpunkt 1 angibt. Auch hier wurde das Handstück (eine sehr gut sortierte Mikrobreccie) direkt aus dem Anstehenden (hier wieder eine Schuppenzone) genommen. Im Schliff BE 10/97 finden sich hunderte Calpionellen, alle aber in Komponenten eingeschlossen, die als Bestandteil des Flysches geschüttet wurden. Es konnten bestimmt werden:

Calpionella alpina Lorenz
Tintinnopsella carpathica (Murgeanu & Filipescu)
Crassicollaria parvula Remane
Orbitolina sp.
Neotrocholina fribourgensis Guillaume & Reichel
Salpingoporella sp.

sowie eine vielleicht umgelagerte *Involutina* sp. (sehr klein) gefunden werden. Die Mikrofossilien des Jura-Kreide-Übergangsbereichs sind auf Grund des Auftretens von *Orbitolina* sp. und *Neotrocholina fribourgensis* (Taf. 1, Fig. 7, 8) als umgelagert zu betrachten.

Fossilpunkt Bergstation Seilbahn Visnitz (Punkt 7, Koord.: 823.250/208.300):

Etwas östlich der Bergstation der Seilbahn Visnitz stehen engverschuppter Idalpsandstein und Posidonienschiefer (Oberhauser 1980) an. Ein sehr hellglimmerreiches Handstück aus dieser Schuppenzone lieferte überraschenderweise eine reiche Mikrofauna, Nannoplanktonuntersuchungen blieben erfolglos – wahrscheinlich wegen zu starker Metamorphose. In den Dünnschliffen konnten bestimmt werden (Taf. 2, Fig. 1, 2):

Helvetoglobotruncana aff. *helvetica* (Bolli)

H. helvetica ist das Leitfossil der gleichnamigen Zone des mittleren Turoniums (Caron 1985). Das Gestein dürfte etwa dieses Alter haben, da keine Indizien für eine Umlagerung des Fossilmaterials gefunden werden konnten (normalerweise weisen im Engadiner Fenster umgelagerte Planktonforaminiferen durch Pyrit gefüllte Kammern auf).

Fossilpunkt Palinkopf – Höllenspitze (Punkt 5, Koord.: 818.425/204.185)

Im Westhang des Grates Palinkopf - Höllenspitze stehen auf einer Seehöhe von 2740 m entlang eines Stichweges (Schiweg) Feinsandsteine und Breccien an. In einer Sandsteinlage fand sich im Schliff ein etwa 0,5 mm großer subhorizontaler Schnitt durch eine Planktonforaminifere, die ein Sedimentationsalter dieser flyschoiden Serie von Oberkreide bis Alttertiär nahelegt. Es könnte sich um die Südwestfortsetzung jener Serie handeln, die knapp hinter der Schwarzen Wand etwas weiter nördlich im Höllenkar ansteht und aus der Oberhauser (1983) eine *Sulcoperculina* sp. meldet.
Es konnte weiters bestimmt werden:

Pfeilertragende Rotaliide (Taf. 2 Fig. 4)
Marginotruncana ex. gr. *coronata* (Taf. 2, Fig. 6)
Globotruncana ex gr. *arca* (Taf. 2, Fig. 3)
Dicarinella sp. (Taf. 2, Fig. 5)

Das Alter des Sediments dürfte sicher Santonium bis Campanium sein (*M. coronata* tritt nach Caron (1985) von der *M. sigali*-Zone des oberen Turoniums bis in die *G. elevata*-Zone des Untersten Campaniums auf; Premoli Silva & Sliter 1994 geben einen etwas weiteren Zeitraum an) wahrscheinlich jünger, da die *Marginotruncana* umgelagert ist. *G. arca* (Taf. 2, Fig. 3) tritt nach Caron (1985) frühestens ab der *D. asymetrica* –Zone des Santoniums auf. Die Komponenten der Breccien bestehen zum Großteil aus Karbonatklasten, untergeordnet sind jedoch auch Basaltklasten erkennbar.

Fossilpunkt W-Hang Grenzkamm Idalpe – Alp Trida (Punkt 8, Koord.: 820.325/206.780):

Etwas nördlich von Punkt 2 findet sich im von Permafrost beeinflußten Gelände ein kleiner Aufschluß von anstehenden Bunten Bündnerschiefern. Die stark durch karbonatische Fluide beeinflußten Gesteine führen geringe Mengen an schlecht bestimmbaren Mikrofossilien. Darunter konnten.

Globotruncana sp. (Taf. 2, Fig. 7, 8)

bestimmt werden, die vermutlich dem Campanium zuzuordnen sein dürften.

Fossilpunkt NE Visnitzkopf (Punkt 6, Koord.: 823.550/209.050):

Wandert man vom Fossilpunkt 4 gegen Norden, so gelangt man zuerst nach etwa 100 m zum Fossilpunkt Nr.1 von Oberhauser (1983, calpionellenführender Flysch).

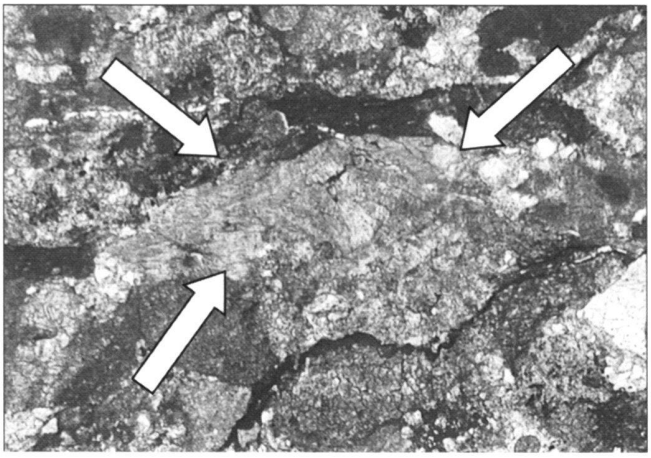


Fig. 5. *Nummulites* sp. (Pfeile). Kantenlänge Foto 3,5 mm.
– *Nummulites* sp. indicated by arrows. Longe edge 3,5 mm.

Direkt über diesem Unter- bis Oberkreidevorkommen setzt eine rostigbraun verwitternde Sedimentserie, bestehend aus einer Wechsellagerung von Sandsteinen, Feinbreccien und untergeordnet auch sandigen Phylliten, ein (= Bunte Bündnerschiefer; nach Ucik 1966 auch Höhere Flyschschiefer). NE des Visnitzkopf-gipfels konnten in einer Breccie dieser Flyschfolge bestens erhaltene, umgelagerte Foraminiferen der obersten Kreide gefunden werden. Die reichhaltige Mikrofazies (Fig. 5, Taf. 3, Fig. 1 - 8) beinhaltet:

Siderolites vidali (Douvillé)
Hedbergella sp.
Bolivina incrassata gigantea (Reuss)
Globotruncana bulloides (Vogler)
Morozovella angulata – uncinata
Rugoglobigerina sp.
Crassicollaria intermedia (Durand Delga)
Calpionella alpina Lorenz
Globigerina sp.
Globotruncana cf. *havanensis* (Voorwijk)
Storrsella ?
Orbitolina sp.
Neotrocholina fribourgensis Guillaume & Reichel
Nummulites sp. (Fig. 5)

Die Mikrofazies zeigt, daß bis weit in die Kreide Sedimente mit ihrem Fossilinhalt aufgearbeitet werden (*Bolivina incrassata gigantea, Siderolites vidali, Calpionella alpina, Crassicollaria intermedia*), gut erhaltenes Plankton (*Globotruncana* cf. *havanensis*, *Rugoglobigerina* sp.) ist in der Regel umgelagert. Vereinzelt finden sich Globigerinen des Paleozäns (vgl. die hier abgebildete Form (Taf. 3, Fig. 1) mit jenen in Papp & Turnovsky 1970, Taf. 63). Ein Bruchstück eines fraglichen Nummuliten (siehe Fig. 5) konnte auch gefunden werden. Das Genus *Nummulites* tritt nach Serra-Kiel et al. (1998) ab der SBZ 3 auf und würde eindeutiges Tertiäralter für die Folge am Visnitzkopf belegen. Das fragliche Vorkommen von *M. angulata – uncinata* zeigt Zone P 2 bis P 4 (Mittel- bis Spätpaleozän, Luterbacher & Toumarkine 1985) an.

Wahrscheinlich handelt es sich bei dieser Flyschfolge um ein Äquivalent jenes nummulitenführenden Flyschs, der im südlichen Fimbertal zu finden ist und ein unter- bis mitteleozänes Sedimentationsalter besitzt (Oberhauser 1983). Einzelne Breccienkomponenten konnten als amphibolführende basische Vulkanite identifiziert werden.

Ein in dankenswerter Weise von Univ. Prof. P. Faupl (Inst. f. Geologie, Univ. Wien) ausgezähltes Schwermineralpräparat ergab folgende Zusammensetzung (Beschreibung der Probenaufbereitung und –auszählung in Faupl et al. 1998):

Apatit:	26 %
Turmalin:	42 %
Rutil:	4 %
Zirkon:	22 %
Chromspinell:	1 %
Hornblende:	1 %
Titanit-Leuk.:	1 %
Orthit:	1 %
Granat:	2 %

Möglicherweise handelt es sich hier um obduzierte Reste des Südpenninikums die im Kreide-Tertiär-Grenzbereich aufgearbeitet wurden. Ophiolithischer Detritus (sowohl Schwerminerale wie Chromspinell und Amphibole als auch Bruchstücke von ophiolithischen Gesteinen) gilt generell als Charakteristikum von südpenninischen Sedimenten (vgl. Oberhauser 1968). Die hohe tektonische Position der chromspinell-führenden Serien legt eine Ablagerung der Sedimente südlich der Tasna-Decke nahe. Geochronologische Datierungen (Bertle 2000) unterstützen diese Auffassung (d.h. in den als südpenninisch erachteten Gesteinen finden sich ältere Metamorphosealter als in nordpenninischen Bündnerschiefern). Die Bunten Bündnerschiefer der Fimbereinheit werden daher als südpenninische Matrix dieser tektonisierten Melangezone betrachtet, in der mittelpenninische Elemente wie die jurassischen Steinsberger Lias Schollen schwimmen (vgl. mit der Karte von Fuchs & Oberhauser 1990).

Schlußfolgerungen:

Auch in schon hochmetamorphen karbonatischen Gesteinen sind bei richtiger Probenahme und genügend Hartnäckigkeit beim Mikroskopieren gut erhaltene, stratigraphisch verwertbare Fossilien im Dünnschliff durchaus findbar. Als entscheidendes Auswahlkriterium für die Probennahme kann die Deformation und Mineralogie des Gesteins gewertet werden. Im Unterengadiner Fenster konnte die bisher bekannte Dichte an Mikrofossilfundpunkten wesentlich verbessert werden. Für als südpenninisch erachtete Breccienfolgen konnte ein Sedimentationszeitraum von später Kreide bis ins frühe Eozän gesi-

chert nachgewiesen werden. Es werden somit die Befunde von Oberhauser (1983) bestätigt.

Aus dem erhaltenen Fossilmaterial läßt sich, Oberhauser (1983) folgend, eine Sedimentation im südpenninischen Raum bis ins Tertiär vermuten (siehe auch Paläogeographie in Bertle 1999).

Die Einlagerung von tristelkalkartigen Schichten mit einer für Urgonplattformen typischen Mikrofauna (Orbitolinen, Dasycladales) in die Bunten Bündnerschiefer des Fimbertal-Bereiches legt entgegen Schwizer (1983) eine Schüttung (von W ?) aus der Sulzfluh-Tasnaschwelle gegen E, N und S nahe (Fig. 6). Berücksichtigt man die Arbeit von Bertle (1999) so konnte gezeigt werden, daß die Tristelkalk-Sedimentation für den gesamten penninischen Raum (im Querschnitt des Unterengadiner Fensters) charakteristisch ist.

Diese Sedimentation wird im Nord- und Südpenninikum von der Gault-Formation (Hesse 1973) abgelöst, im Südpenninikum kommt es später zur Schüttung von Bunten Bündnerschiefern, die dort bis ins Alttertiär andauern (Fossilfunde aus Bunten Bündnerschiefern der Fimberzone in Oberhauser 1983, siehe auch oben). Ophiolithischer Detritus in den Bunten Bündnerschiefern (Basaltklasten, teilweise mit Amphibol) deutet auf die Aufarbeitung von ozeanischer Kruste hin. Der Autor vermutet als Herkunftsgebiet schon früh exhumierte bzw. obduzierte Reste des südpenninischen Ozeanbodens. Im Bereich der Tasnaschwelle konnte sich in der Obersten Kreide nochmals eine Plattform entwickeln. Aus dieser könnten einerseits *Siderolites vidali* in den Bunten Bündnerschiefern des Übergangsbereichs Südpenninikum - Mittelpenninikum als Schüttung gegen S und andererseits *Lepidorbitoides* sp. (Bertle 1999) wie er in nordpenninischen Bündnerschiefern der Schichtfolge am Piz Roz (früher Roz-Serie von Kläy 1957) gefunden wurde, als Schüttung gegen N abgeleitet werden, unterscheiden sich doch die beiden Sedimentserien wesentlich in ihren Schwermineralspektren.

Die Tasnaschwelle scheint in der späten Kreide und im Paläogen daher wie eine Schüttungsbarriere zu wirken: Schüttungen aus der nahenden Akkretionsfront des Ostalpins werden bis ins Eozän in Bereiche südlich des Tasnahochs geliefert, auf der Schwelle selbst herrscht «ruhige» Couches Rouges-Sedimentation. Erst mit dem weiteren Vorrücken des Ostalpins werden im späten Eozän dann auch Bereiche des Nordpenninikums erfaßt (siehe Profil B-B´ in Fig. 6):

Die Fossilfunde von Oberhauser (1983) und jene dieser Arbeit in Kombination mit radiometrischen Daten von Bertle (2000) zeigen daher, daß das Ende der Sedimentation im Penninikum des Unterengadiner Fensters im Bereich von Ypresium bis Lutetium (vermutlich an der Grenze frühes zu Mitteleozän) zu suchen ist.

Die Schließung des gesamten penninischen Raumes muß unter Berücksichtigung mikropaläontologischer (Oberhauser 1983; Nänny 1948; Bagnoud et al. 1998) und geochronologischer Daten (Bertle 2000; Zimmermann et al. 1994) im Bereich des späteren Eozäns stattgefunden haben. Dies weist auf eine erhöhte Schließungsrate durch die gegen Europa drängende adriatische Platte hin, wie sie auch aus paläomagnetischen Daten (Dewey et al. 1989, Mattmüller 1991) abgeleitet werden kann: Dewey et al. (1989) können anhand ihrer paläomagnetischen Daten die Zeit von 65 bis 51 Ma als eine Periode mit «slow motion» der adriatischen Platte gegenüber Europa belegen. Dies dürfte der Grund für die doch relativ lang andauernde Sedimentation im südpenninischen Raum sein (s.o.). Für die Phase von 51 bis 38 Ma läßt sich dann eine verstärkte Bewegung der adriatischen Platte gegen N (Europa) aus der Paläomagnetik ableiten. Diese N-Drift führt dann schließlich zur Schließung der penninischen Räume mit den damit einhergehenden Prozessen wie Metamorphose.

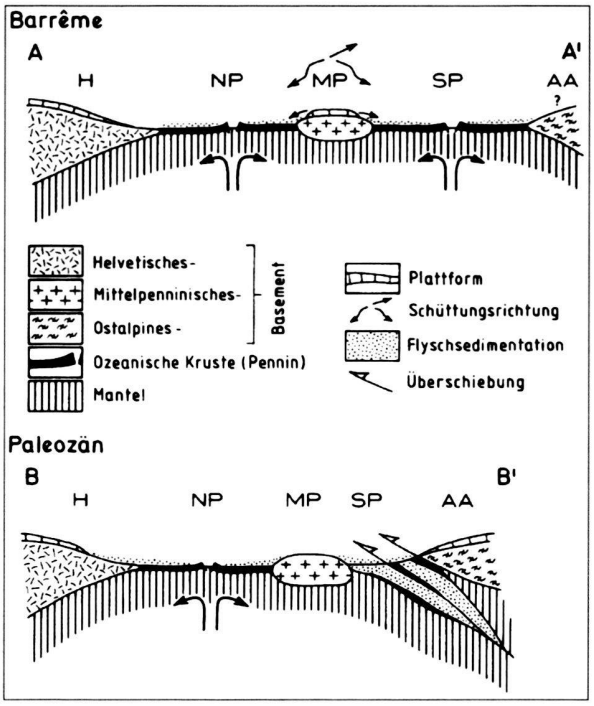


Fig. 6. Profile A-A´ (Barrême) und B-B´ (Paleozän) im Querschnitt Engadiner Fenster. Abkürzungen: Helvetikum (H), Nordpenninikum (NP), Mittelpenninikum (MP), Südpenninikum (SP), Austroalpin (AA). Pfeile im Bereich MP geben Schüttungsrichtungen an.
– Profiles A-A´(Barrême) and B-B´(Paleocene) for the transect of the Engadine Window. Abbrevations: Helveticum (H), North Penninc realm (NP), Middle Penninc realm (MP), South Penninic realm (SP), Austroalpine (AA). Arrows near MP indicate direction of sediment transport.

Dank:

Besonders möchte ich Herrn Dr. R. Oberhauser für seine Einführung in die Geologie des Unterengadiner Fensters, in die mikropaläontologische Arbeitsweise in hochmetamorphen Gesteinsserien und für die Kontrolle eigener Fossilbestimmungen danken. Prof. Dr. F. Allemann wies mich auf viele Besonderheiten von metamorphen Mikrofossilien hin und kontrollierte Bestimmungen des Autors und erweiterte die Fossilliste. Prof. Dr. M. Caron (Fribourg) kontrollierte einige Bestimmungen des Autors. Dr. F. Schlagintweit (München) bestimmte Orbitolinen. PD Dr. W. Winkler (Zürich) und Univ. Prof. P. Faupl (Wien) untersuchten je ein Schwermineralpräparat.

Herr A. Hammermüller und Herr K. Karisch besorgten einige 100 exzellente Dünnschliffe, wofür besonders gedankt sei. Leo Leitner besorgte die Zeichnungen.
Den Reviewern R. Trümpy, S. Schmid, N. Froitzheim, B. Schwizer und J. Remane danke ich für ihre reichhaltigen Kommentare.
Die Universität Wien unterstützte die Untersuchungen mit 2 Stipendien.
Die angeführten Schliffe sind am Institut für Geologie der Univ. Wien deponiert.

LITERATURVERZEICHNIS

ARNAUD-VANNEAU, A, BOISSEAU, T. & DARSAC, C. 1988: Le genre *Trocholina* Paalzow 1922 et ses principales espèces au Crétacé. Rev. de Paléobiol., vol. spéc. 2, 353–277.

BAGNOUD, A., WERNLI, R. & SARTORI, M. 1998: Découverte de foraminifères planctoniques paléogènes dans la zone de Sion Courmayeur à Sion (Valais, Suisse). Eclog. geol. Helv. 91, 421–429.

BERTLE, R. J. 1999: Über das Alter der Zone von Pfunds (Unterengadiner Fenster, Österreich/Schweiz). Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 46, 119–127.

BERTLE, R. J. 2000: Zur Geologie und Geochronologie um Alp Trida (Samnaun/Schweiz) einschließlich ingenieurgeologischer Fragen der Gebirgsauflösung und des Permafrosts. Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Wien, 395 S.

BOLLI, H.M. & NABHOLZ, W.K. 1959: Bündnerschiefer, ähnliche fossilarme Serien und ihr Gehalt an Mikrofossilien. Eclog. geol. Helv. 69/1, 237–270.

BOLLIN, R. 1989: Geologie des Val d'Urezzas (Unterengadin). Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Freiburg (Schweiz).

BOUSQUET, R. 1998: L'exhumation des roches métamorphiques de haute pression – basse température: de l'étude de terrain à la modélisation numérique. Exemple de la fenêtre de l'Engadine et du domaine valaisan dans les Alpes Centrales. Orsay N° d'Ordre: 5422. Diss. Université de Paris XI – Orsay.

CADISCH, J. 1932: Die Schichtreihe von Ardez im Unterengadiner Fenster. Eclog. geol. Helv. 25, 17–22.

CADISCH, J. 1946: Über den Flysch der Tasnadecke (Unterengadin). Eclog. geol. Helv. 43, S. 105–109.

CADISCH, J., EUGSTER, H. & WENK, E. 1968: Erläuterungen zu Blatt 44 Scuol, Schuls-Tarasp. Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25.000, Schweiz. Geol. Komm.

CARON, M. 1985: Cretaceous planktic foraminifera. In: Plankton Stratigraphy. Vol 1, (Ed. by BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K.) Cambridge University Press.

DEWEY, J.F., HELMAN, M.L., TURCO, E., HUTTON, D.W.H. & KNOTT, S.D. 1989: Kinematics of the western Mediterranean. In: Alpine Tectonics. – Geol. Soc. London spec. publ. 45, 265–283.

FAUPL, P., PAVLOPOULOS, A. & MIGIROS, G. 1998: On the provenance of flysch deposits in the External Hellenides of mainland Greece: results from heavy mineral studies. Geol. Mag. 133, 421–442.

FLORINETH, F. & FROITZHEIM, N. 1994: Transition from continental to oceanic basement in the Tasna nappe (Engadine Window, Graubünden, Switzerland): evidence for early Cretaceous opening of the Valais ocean. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 74, 437–448.

FUCHS, G. & OBERHAUSER, R. 1990: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 170 Galtür, Geol. B.-A., Wien.

GRUNER, U. 1981: Die jurassischen Breccien der Falknis-Decke und altersäquivalente Einheiten in Graubünden. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 154, 136 S.

GÜRLER, B. & SCHMUTZ, H.U. 1995: Geologische Untersuchungen im SW-Teil des Unterengadiner Fensters. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 166, 123 S.

HAMMER, W. 1914: Das Gebiet der Bündner Schiefer im tirolischen Oberinntal. Jahrb. Geol. R.-A. 64, 443–556.

HAYOZ, P. 1988: Geologie der Region von Ardez (Unterengadin). Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Freiburg im Uechtland.

HESSE, R. 1973: Flysch-Gault und Falknis-Tasna-Gault (Unterkreide): Kontinuierlicher Übergang von der distalen zur proximalen Flyschfazies auf einer penninischen Trogebene der Alpen. Geologica et Palaeontologica, Sb. 2, 90 S.

HÖCK, V. & KOLLER, F. 1987: The Idalp Ophiolite (Lower Engadine Window, Eastern Alps) its petrology and geochemistry. Ofioliti 12, 179–192.

ISLER, A. & PANTIC, N. 1980: Schistes lustrés – Ablagerungen der Tethys. Eclog. geol. Helv. 73, 799–822.

KLÄY, L. 1957: Geologie der Stammerspitze. Eclog. geol. Helv. 50, 323–467.

LEIMSER, W. 1977: Untersuchungen zur Petrographie und Metamorphose der Gesteine des Unterengadiner Fensters (österr. Anteil). Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck.

LÜDIN, P. 1987: Flysch- und Melangebildungen in der südpenninisch/ostalpinen Arosa-Zone (Mittelbünden und Rätikon, Schweiz). Unveröff. Diss. Univ. Basel.

LUTERBACHER, H. & TOUMARKINE, M. 1985: Paleocene and Eocene planktic foraminifera. In: Plankton Stratigraphy. Vol. 1 (Ed. by BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K.) Cambridge University Press.

MATTMÜLLER, C.R. 1991: Überlegungen zur Deckenkinematik im Engadiner Fenster. Jahrb. Geol. B.-A. Wien 139/1, 45–69.

NÄNNY, P. 1948: Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur. Diss Univ. Zürich.

OBERHAUSER, R. 1968: Beiträge zur Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. Jahrb. Geol. B.-A. (Wien) 111, 115–145.

OBERHAUSER, R. 1980 (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs. 701 S, Springer Verlag.

OBERHAUSER, R. 1983: Mikrofossilfunde im Nordwestteil des Unterengadiner Fensters sowie im Verspalaflysch des Rätikon. Jahrb. Geol. B.-A. Wien 126/1, 71–93.

PAPP, A. & TURNOVSKY, K. 1970: Anleitung zur biostratigraphischen Auswertung von Gesteinsdünnschliffen. Jahrb. Geol. B.-A., Sonderbd. 16, 146 S.

PAULCKE, W. 1910 a: Tertiär im Antirhätikon. Zentralbl. Min. Geol. Paläont. 17, 540–548.

PAULCKE, W. 1910 b: Beitrag zur Geologie des «Unterengadiner Fensters». Verh. d. naturw. Vereins 23, 33–48.

PREMOLI SILVA, I. & SLITER, W. 1995: Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy. Palaeont. Italica 82, 1–89.

RUDOLPH, J. 1982: Tieferes Tertiär im oberen Fimbertal. Neues Jb. Geol. Palaeont., MH, 1982, 181–183.

SCHWIZER, B. 1984: Die Tristel-Formation. Unveröff. Diss. Univ. Bern, 1–185.

SERRA-KIEL, J., HOTTINGER, L. CAUS, E., DROBNE, K., FERRANDEZ, C., JAUHRI, A.K., LESS, G., PAVLOVEC, R., PIGNATTI, J., SAMSO, J.M., SCHAUB, H., SIREL, E., STROUGO, A., TAMBAREAU, Y., TOSQUELLA, J. & ZAKREVSKAYA, E. 1998: Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. Bull. Soc. Géol. France 169/2, 281–299.

TERMIER, P. 1904: Sur la fenêtre de la Basse Engadine. C.R. Acad. Sci. Paris 189, 648–650.

THÖNI, M. 1981: Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr Age Determinations on Micas. Jahrb. Geol. B.-A. Wien 124/1, 111–174.

THUM, I. 1966: Zur Geologie des Unterengadiner Fensters (im Raume Spiss – Nauders / Oberinntal). Unveröff. Diss. Univ. Wien.

UCIK, F.H. 1966: Zur Geologie der nördlichen und östlichen Umgebung von Pfunds im Oberinntal/Tirol (Unterengadiner Fenster). Unveröff. Diss. Univ. Wien.

WINKLER, W. 1988: Mid- to Early Late Cretaceous Flysch and Melange Formations in the Western Part if the Eastern Alps. Palaeotectonic Implications. Jahrb. Geol. B.-A. (Wien) 131/2; 341–389.

ZIMMERMANN, R., HAMMERSCHMIDT, K. & FRANZ, G. 1994: Eocene high pressure metamorphism in the Penninic units of the Tauern Window (Eastern Alps): evidence from ^{40}Ar-^{39}Ar dating and petrological investigations. Contrib. Mineral. Petrol. 117, 175–186.

Manuskript eingegangen 12. Januar 2001
Revidierte Fassung angenommen 13. März 2002

Tafel 1

Fossilpunkt Greitspitz W-Grat (Punkt 1):

Fig. 1: Mikrofazies der Tristelschichten mit *Paloribtolina lenticularis* (axial) und *Dictyoconus* sp. (äquatorial). Bildlänge 12 mm.
Fig. 2: *Orbitolina* sp. (axial)
Fig. 3: *Dictyoconus* sp. (axial)

Fossilpunkt Unter-/ Oberkreideflysch (Grenzkamm Idalpe – Alp Trida, Punkt 2)

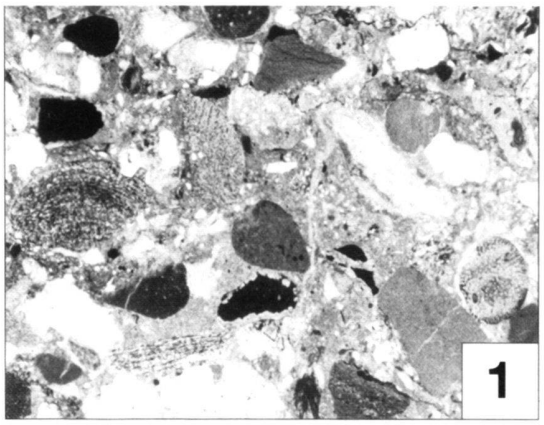
Fig. 4: *Globigerina* ex gr. *cretacea* (äquatorial), Bildlänge 0,32 mm.

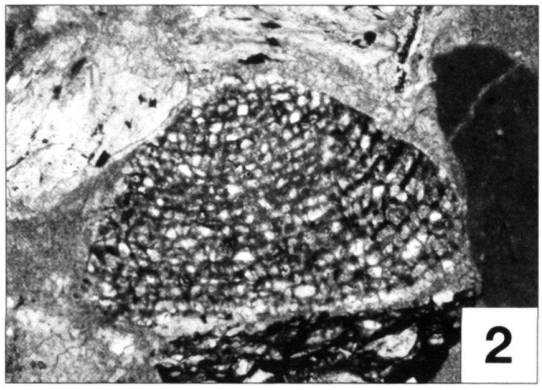
Fossilpunkt Flimschulter; Feinsandstein aus der Tristelschichtenabfolge der Flimschulter P. 2734 m (Punkt 3)

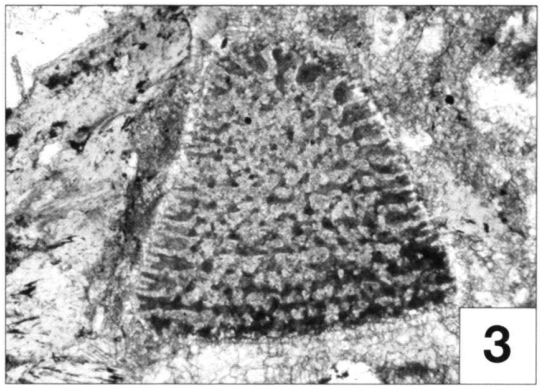
Fig. 5: *Rotalipora* cf. *cushmani* und *Hedbergella* sp. (beide axial), Bildlänge 1 mm.
Fig. 6: *Trocholina elongata* (axial), Axiale Länge des Fossils 0,6 mm.

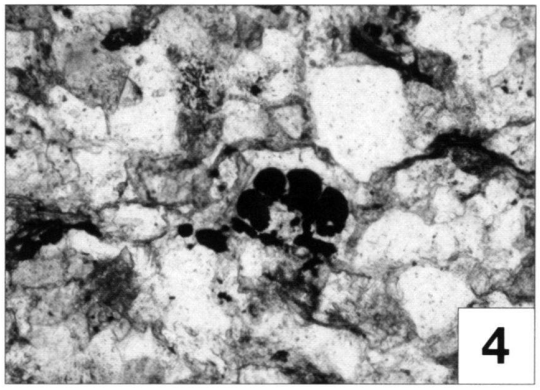
Fossilpunkt Mullersattel: Calpionellenflysch (Mullersattel = Muotaschols im Gebiet zwischen Alp Bella und Alp Trida, Punkt 4)

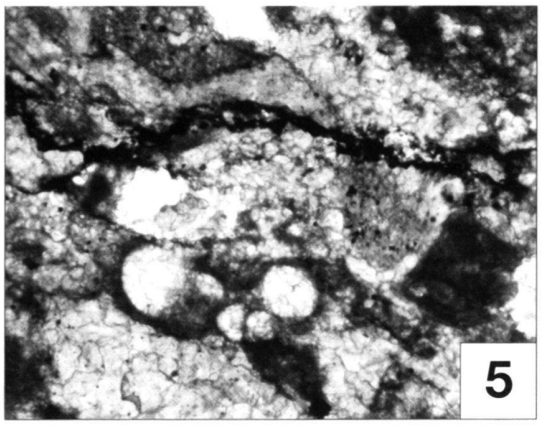
Fig. 7: *Neotrocholina fribourgensis* (axial). Die Kammern werden erst bei gekreuzten Polarisatoren sichtbar. Bildlänge 1,3 mm.
Fig. 8: *Neotrocholina fribourgensis* (Subaxial und schräg) – 3 verschiedene Schnittlagen bzw. Erhaltungszustände. Bildlänge 1,6 mm.

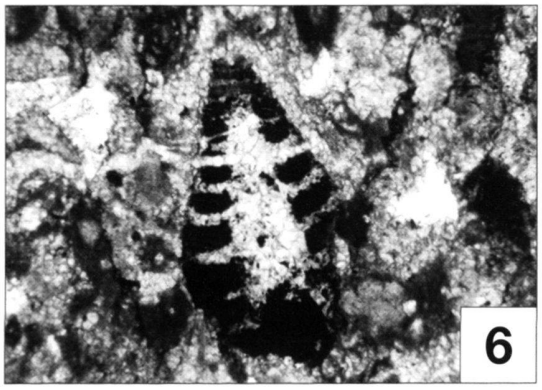

1

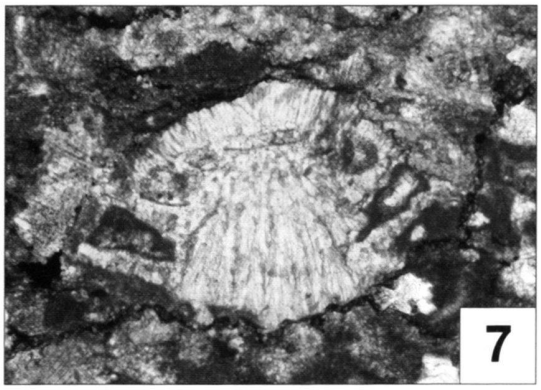

2

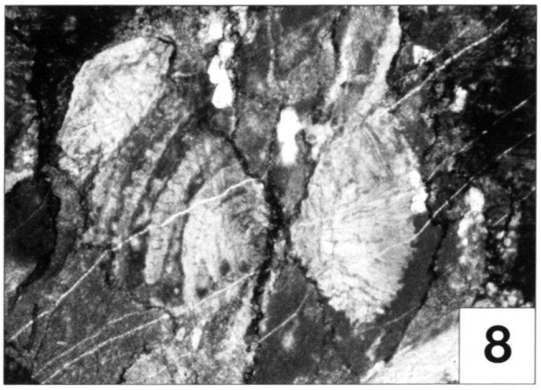

3


4


5


6


7


8

Tafel 2

Fossilpunkt Bergstation Seilbahn Visnitz (Punkt 7):

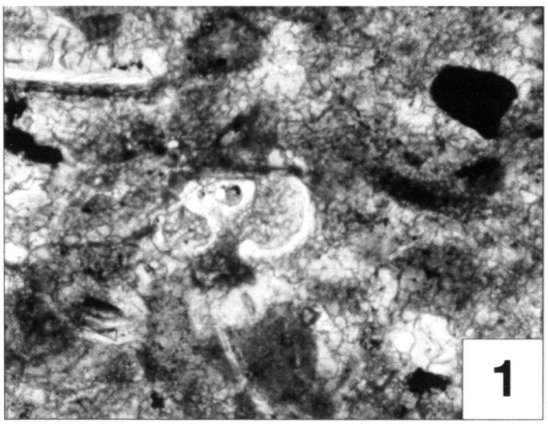
Fig. 1: *Helvetoglobotruncana* sp. (axial). Bildlänge 0,3 mm.
Fig. 2: *Helvetoglobotruncana* sp. (axial). Bildlänge 0, 32 mm.

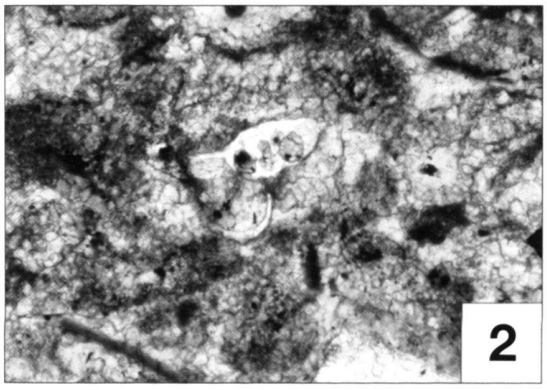
Fossilpunkt Palinkopf – Höllenspitze (Punkt 5)

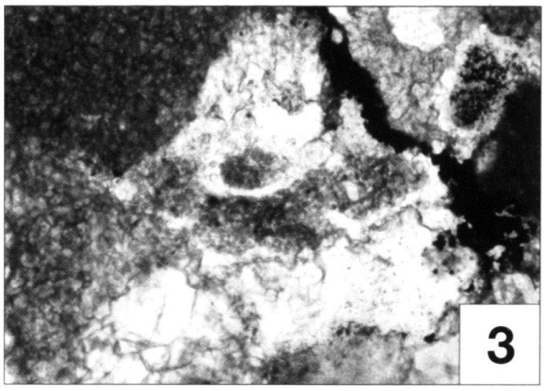
Fig. 3: *Globotruncana* ex gr. *arca* (axial). Bildlänge 1 mm.
Fig. 4: Rotaliide Foraminifere. (Schräger Schnitt). Bildlänge 1,6 mm.
Fig. 5: *Dicarinella* sp. (subaxial). Bildlänge 0,9 mm.
Fig. 6: *Marginotruncana coronata* (axial) Bildlänge 0, 85 mm.

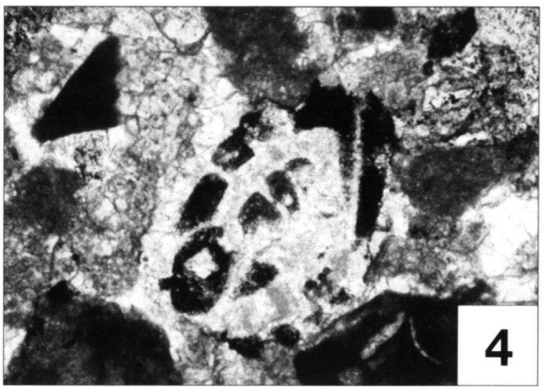
Fossilpunkt W-Hang Grenzkamm Idalpe – Alp Trida (Punkt 8):

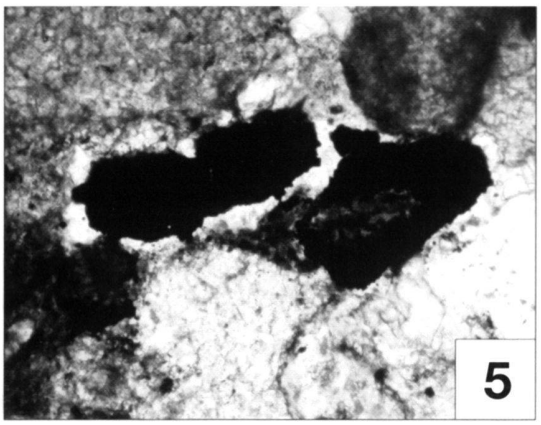
Fig. 7: *Globotruncana* sp. (*G. bulloides* ?) (axial). Bildlänge 1,0 mm.
Fig. 8: *Globotruncana* sp. (subaxial). Bildlänge 1,0 mm.

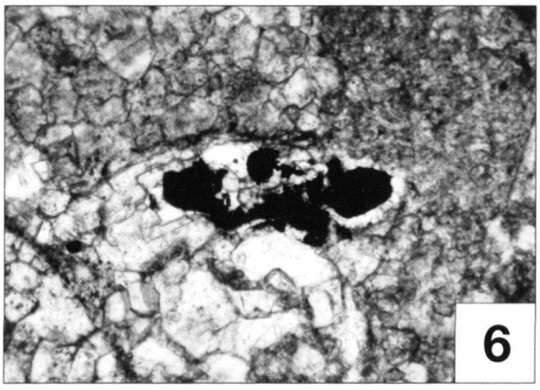

1

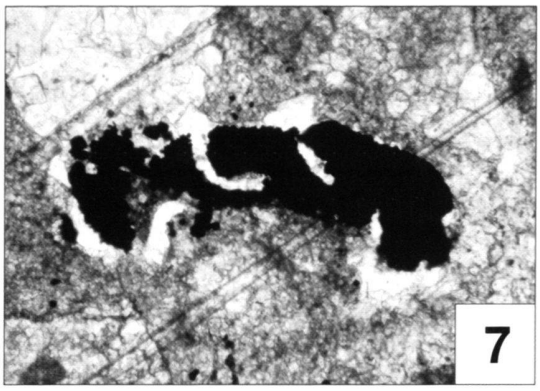

2

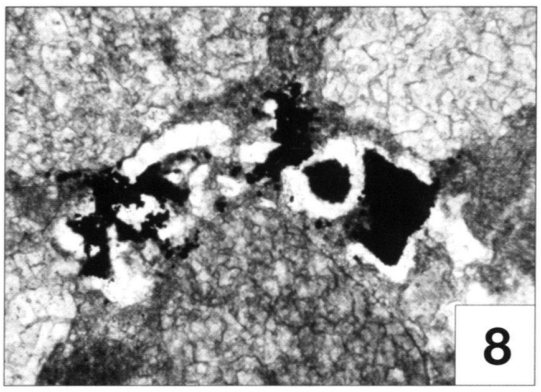

3


4


5


6

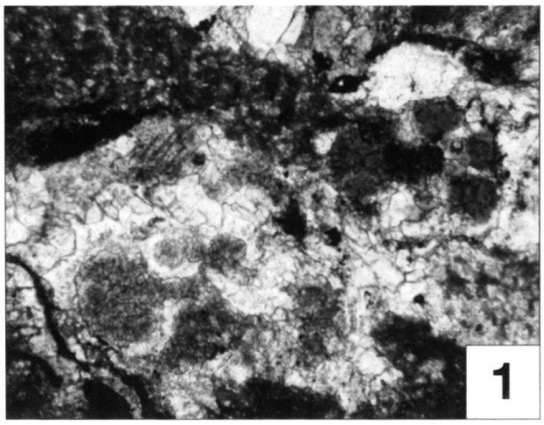

7

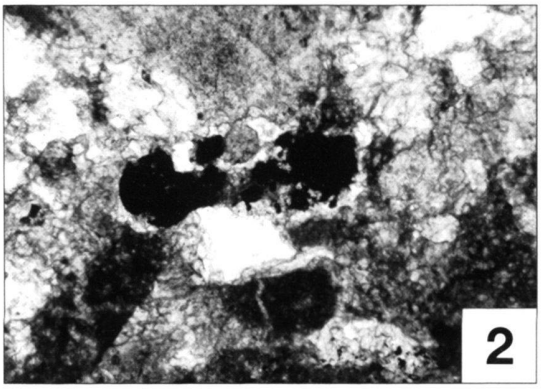

8

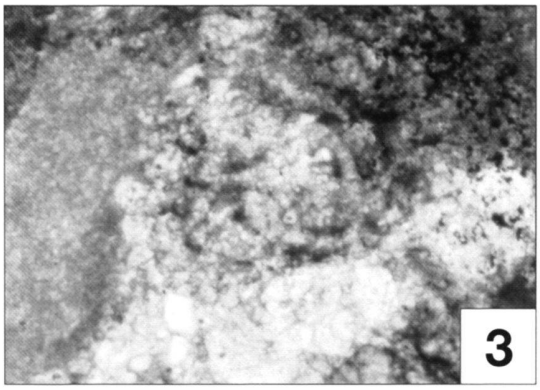
Tafel 3

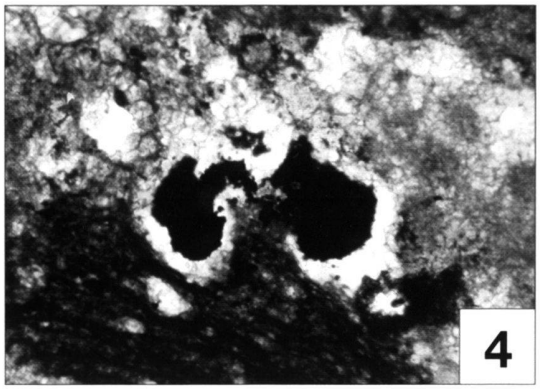
Fossilpunkt Visnitzkopf (Punkt 6):

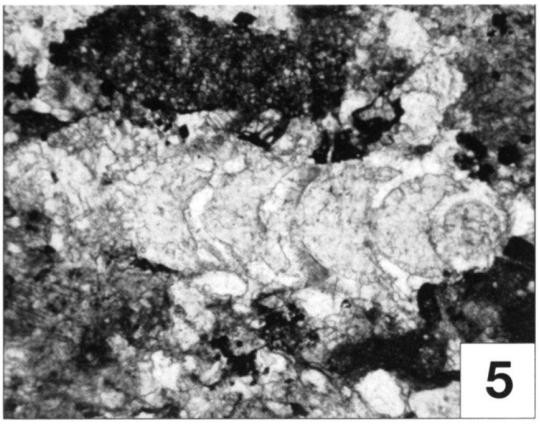
Fig. 1: *Globigerina* sp. des Paleozäns (axial). Bildlänge 1,3 mm.
Fig. 2: *Globotruncana lapparenti bulloides* (axial). Bildlänge 0,8 mm.
Fig. 3: *Morozovella angulata – uncinata* ??(axial). Bildlänge 0,5 mm.
Fig. 4: *Rugoglobigerina* sp. (axial). Bildlänge 0,8 mm.
Fig. 5: *Bolivina incrassata gigantea* (axial). Bildlänge 2,1 mm.
Fig. 6: *Globotruncana* cf. *havanensis* ? (axial). Bildlänge 0,3 mm.
Fig. 7: cf. *Chapmanina* ?? (äquatorial). Bildlänge 1,8 mm.
Fig. 8: *Storrsella* sp. ?? (axial). Bildlänge 1,75 mm.

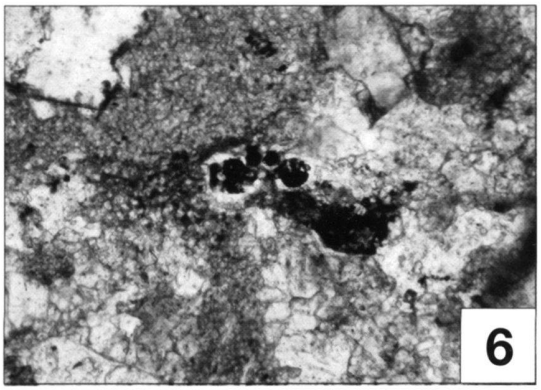

1

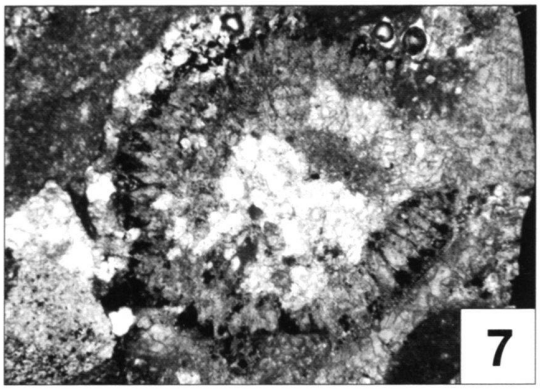

2

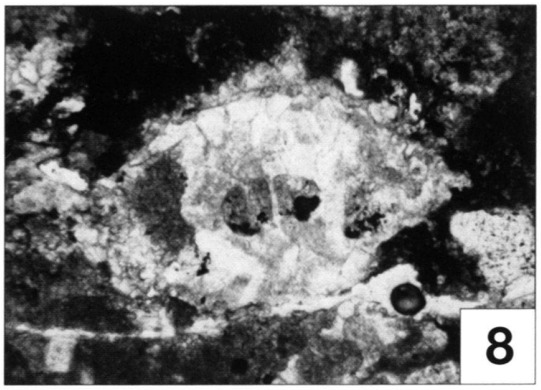

3


4


5


6


7


8