



Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie der Oberkreide in den nordöstlichen Dolomiten (Italien)

HEIKO W. STOCK*)

11 Abbildungen und 3 Tafeln

*Italien
Dolomiten
Stratigraphie
Sedimentologie
Turbidite
Resedimente
Faziestypen
Planktonische Foraminiferen
Paläobathymetrie
Paläogeographie*

Inhalt

Zusammenfassung	384
Abstract	384
1. Einleitung	384
1.1. Problemstellung	384
1.2. Geologische Übersicht	384
2. Profilbeschreibungen	386
2.1. Profil I: Südöstliches Valle di Mezzo	386
2.2. Profil II: Valle d'Antriuilles	387
2.3. Profile III & IV: Ruoibes	388
3. Sedimentologie	389
3.1. Die Fazies-Typen	389
3.1.1. „Organized Pebbly Calcarenit“ (Faziestyp A4)	390
3.1.2. Kalkturbidite mit „vollständiger“ und „unvollständiger“ Bouma-Sequenz	390
3.1.2.1. Kalkturbidite mit „vollständiger“ Bouma-Sequenz	390
3.1.2.2. Kalkturbidite mit „unvollständiger“ Bouma-Sequenz	390
3.1.2.3. Geringmächtige Kalkturbidite	390
3.1.3. „Pebbly Mudstone“ (Faziestyp F)	390
3.1.4. Hemipelagische Sedimente (Faziestyp G)	391
3.2. Die Komponenten der Resedimente	391
3.2.1. Lithoklasten	391
3.2.2. Terrigene Einzelkomponenten	392
3.2.3. Biogene Komponenten	392
4. Paläogeographie	392
4.1. Paläobathymetrie	392
4.1.1. Benthos-Plankton-Verhältnis	392
4.1.2. Benthonische Foraminiferenvergesellschaftung	392
4.1.3. Ichnofauna	393
4.1.4. Tiefenabhängige Karbonatlösung	393
4.1.5. Interpretation	393
4.2. Das Trento-Plateau – Paläogeographische Entwicklung eines südalpinen Faziesraumes und seiner Nachbargebiete	393
4.2.1. Prä-Jura bis Unterkreide	393
4.2.1.1. Prä-Jura	393
4.2.1.2. Unterer Jura (Lias)	394
4.2.1.3. Mittlerer Jura (Dogger)	395
4.2.1.4. Oberer Jura (Malm)	395
4.2.1.5. Untere Kreide	396
4.2.2. Obere Kreide	397
5. Schlußbemerkung	399
Dank	399
Tafeln 1-3	400
Literatur	406

*) Anschrift des Verfassers: Dr. HEIKO W. STOCK, Institut für Angewandte Geowissenschaften der Justus-Liebig-Universität, Fachgebiet Paläontologie, Diezstraße 15, D-35390 Giessen.

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit werden Untersuchungsergebnisse aus der oberkretazischen Schichtfolge des Antruilles-Gebietes in den NE' Dolomiten (Italien, Provinz Belluno) präsentiert.

Die tiefsten Serien sind der Lombardischen Scaglia Variegata vergleichbar. Es handelt sich um hemipelagische Mergel, Mergelkalke und selten Kalkmergel. Anhand der planktonischen Foraminiferen können die *brotzeni*-, *reicheli*- und *cushmani*-Biozonen des Cenoman nachgewiesen werden. Der oberen *cushmani*-Biozone werden hemipelagische Mergel zugeordnet, die von einer Abfolge terrigen beeinflusster Kalksandsteine und Hemipelagite überlagert sind. Diese Wechselfolge wird als Antruilles-Formation definiert. Sedimente des Turon, Coniac und Santon sind im Gebiet der nordöstlichen Dolomiten nicht aufgeschlossen. Für die jüngsten aufgeschlossenen Sedimente kann durch die Auswertung der planktonischen Foraminiferenvergesellschaftung ein campanes Alter angezeigt werden. Diese Abfolge, bestehend aus detritischen Kalken wechsellagernd mit hemipelagischen Mergeln, wird als Ruoibes-Formation definiert.

Die sedimentologischen und faziellen Befunde dokumentieren für das Cenoman einen hemipelagischen Sedimentationsraum („basin plain“). Die bathymetrische Auswertung gibt eine Wassertiefe von mindestens 1500 m an. Ab dem obersten Cenoman wurde von einem im Norden gelegenen Hochgebiet detrigenes Material, zu großen Teilen aus kaum gerundeten Quarzen bestehend, in den Ablagerungsraum eingebracht. Im Campan existierte das dem Sedimentationsraum im Norden vorgelagerte Hochgebiet weiterhin. Von diesem Areal wurde detrigenes Material meist biogenen Ursprungs von Turbiditätsströmen in einen „base of slope“ Faziesraum eingebracht, dessen bathymetrische Tiefenlage ebenfalls mit mindestens 1500 m anzusetzen ist. Durch den biogenen Inhalt der Resedimente kann das Ursprungsgebiet der Trübeeströme als karbonatischer Schelf mit einer reichen flachmarinen Fauna identifiziert werden.

Für den Bereich des nordöstlichen Trento-Plateaus sind diese Untersuchungen der erste Nachweis für orogene Vorgänge im Norden dieses Bereiches und die daraus resultierenden paläogeographischen Verhältnisse.

Stratigraphy, Sedimentology and Paleogeography of Upper Cretaceous in the Northeastern Dolomites (Italy)

Abstract

For the first time the Upper Cretaceous sediments of the Antruilles area in the NE Dolomites (Italy) were investigated in a comprehensive way under biostratigraphical and sedimentological aspects.

The oldest rocks are correlatable with the Lombardian Scaglia Variegata. They consist of hemipelagic marls, limy marlstones and rarely marly limestones. The planktonic foraminiferal assemblage is characteristic of the Cenomanian stage (*brotzeni*-, *reicheli*- and *cushmani*-biozones). An alternation of calcareous sandstones with up to 40 % terrigenous quartz and hemipelagic marls can be placed in the upper *cushmani*-biozone. They are defined as Antruilles Formation. Sediments of the Turonian to Santonian are not known from the NE Dolomites. The youngest sediments, defined as Ruoibes Formation, are of Campanian age. They consist of detritic limestones alternating with hemipelagic marls.

For the Cenomanian strata sedimentological and facies analyses reveal a basin-plain environment for the Scaglia-sediments with a water-depth of at least 1500 m. In the uppermost Cenomanian detritogenous material, mostly consisting of poorly rounded quartz, was transported to the deposition area from the north. During the Campanian detritogenous material of mostly biogenic origin was transported by turbidity currents from an area in the north to a depositional base-of-slope environment with a palaeodepth of at least 1500 m. The biogenic remains of the sediments indicate that the source area was a carbonate shelf with a rich shallow-water fauna.

These arrays of facies are the first evidence of the orogenic movements during the Cenomanian and Campanian in the north of the NE Dolomites.

1. Einleitung

1.1. Problemstellung

Nach dem Zerbrechen der südalpinen und ostalpinen Karbonatplattformen an der Rhät / Lias-Wende manifestierten sich im südalpinen Raum verschiedene Faziesbereiche. Das Trento-Plateau blieb während des unteren und mittleren Lias als flachmeerische Karbonatplattform erhalten, die westlich und östlich gelegenen Gebiete wurden in tiefere Bereiche abgesenkt. Der nördliche Teil des Plateaus, die Dolomiten, senkte sich im oberen Lias ab. Dies führte zu einer teilweise differenzierten lithofaziellen und paläogeographischen Entwicklung des Dolomitengebietes im Gegensatz zu den südlich gelegenen Bereichen des Trento-Plateaus. Diese Differenzierung läßt sich bis in die untere Kreide hinein verfolgen (z. B. CITA, 1965; STÖHR, 1993; ZEISS et al., 1991). Für das Gebiet im NW von Cortina d'Ampezzo lagen erste Erkenntnisse vor (CROS & DUPEUBLE, 1967; STOCK, 1986a), die vermuten ließen, daß diese Differenzierung auch für die obere Kreide lithofaziell nachweisbar ist. Eine umfassende Bearbeitung dieses Gesteinskomplexes wurde bis dahin noch nicht vorgenommen.

Das Ziel der vorliegenden Untersuchungen war die detaillierte Aufnahme von Profilen, deren biostratigraphische Auswertung, lithofazielle und sedimentologische Interpretation und als Synthese der gewonnenen Daten schließlich die Erstellung eines paläogeographischen Modells. Das Untersuchungsobjekt war die Abfolge kreta-

zischer Gesteine im Gebiet von Antruilles, es ist das einzige bekannte Vorkommen auf dem nördlichen Trento-Plateau mit belegten oberkretazischen Anteilen.

Diese Arbeit steht zudem in engem Zusammenhang mit Untersuchungen zur Stratigraphie und Fazies, die an den unterkretazischen Gesteinen von Ra Stua, ca. 2 km nördlich des Untersuchungsgebietes gelegen, durchgeführt werden. Somit kann zum ersten Mal eine durchgehende Sedimentation vom Jura bis in die Oberkreide für diesen Teil des Südalpins belegt und die paläogeographische Entwicklung rekonstruiert werden. Den Kreidesedimenten von Antruilles kommt außerdem eine wichtige Rolle als Bindeglied zwischen den Ablagerungsräumen des Lombardischen Beckens und des Julischen Troges zu.

1.2. Geologische Übersicht

Im Gebiet nordwestlich Cortina d'Ampezzo, das dem nördlichen Teil des Trento-Plateaus zugerechnet wird, sind Gesteine der Trias, des Jura, der Kreide sowie des Tertiär aufgeschlossen (Abb. 2).

Die Schichtfolge beginnt mit den Raibler Schichten karinischen Alters. Diese Gesteine sind terrigen beeinflusste Sedimente eines flachmeerischen Ablagerungsraums. Sie werden von Hauptdolomit überlagert, welcher der Norstufe zugeordnet wird. Das Rhät wird nach ZEISS et al.

Abb. 1.
Geographische Lage des
Oberkreidevorkommens
von Antruilles in den Do-
lomit.

(1991) durch eine
„Transition Se-
quence“ vertreten,
die diesen Autoren
zufolge als unterste
Einheit der grauen
Liaskalke (Calcarei
Grigi) anzusehen ist.
Die Gesteine der
über 400 m mächtig-
en Calcarei Grigi-
Folge (Rhät bis
Pliensbach) sind,
neben denen des

Hauptdolomits, hauptsäch-
lich am Aufbau der Berggipfel
dieser Region beteiligt. Darüber folgt der Fanes-Engrint
(Pliensbach-?Aalen). Der mittlere und obere Jura (Ba-
joc-Tithon) wird durch eine Abfolge meist roter Knollen-
kalke, dem Ammonitico Rosso, repräsentiert. Diese Ge-
steine, in denen mehrere Hartgründe nachgewiesen wur-
den (ZEISS et al., 1991), sind als Bildungen eines tiefmeeri-

schon Bereiches anzusehen, da in ihnen keinerlei Reste
einer Flachwasserfauna zu finden sind.

Gesteine der unteren Kreide (Berrias-Alb) sind im Be-
reich der Alpe Ra Stua sowie im Gebiet der Fanes-Alpe
erhalten. Es handelt sich hierbei um helle Kalke (Bianco-
ne), ammonitenreiche Kalke und Mergel sowie graue, rote
und grüne Mergel. Die obere Kreide, die im Gebiet der An-

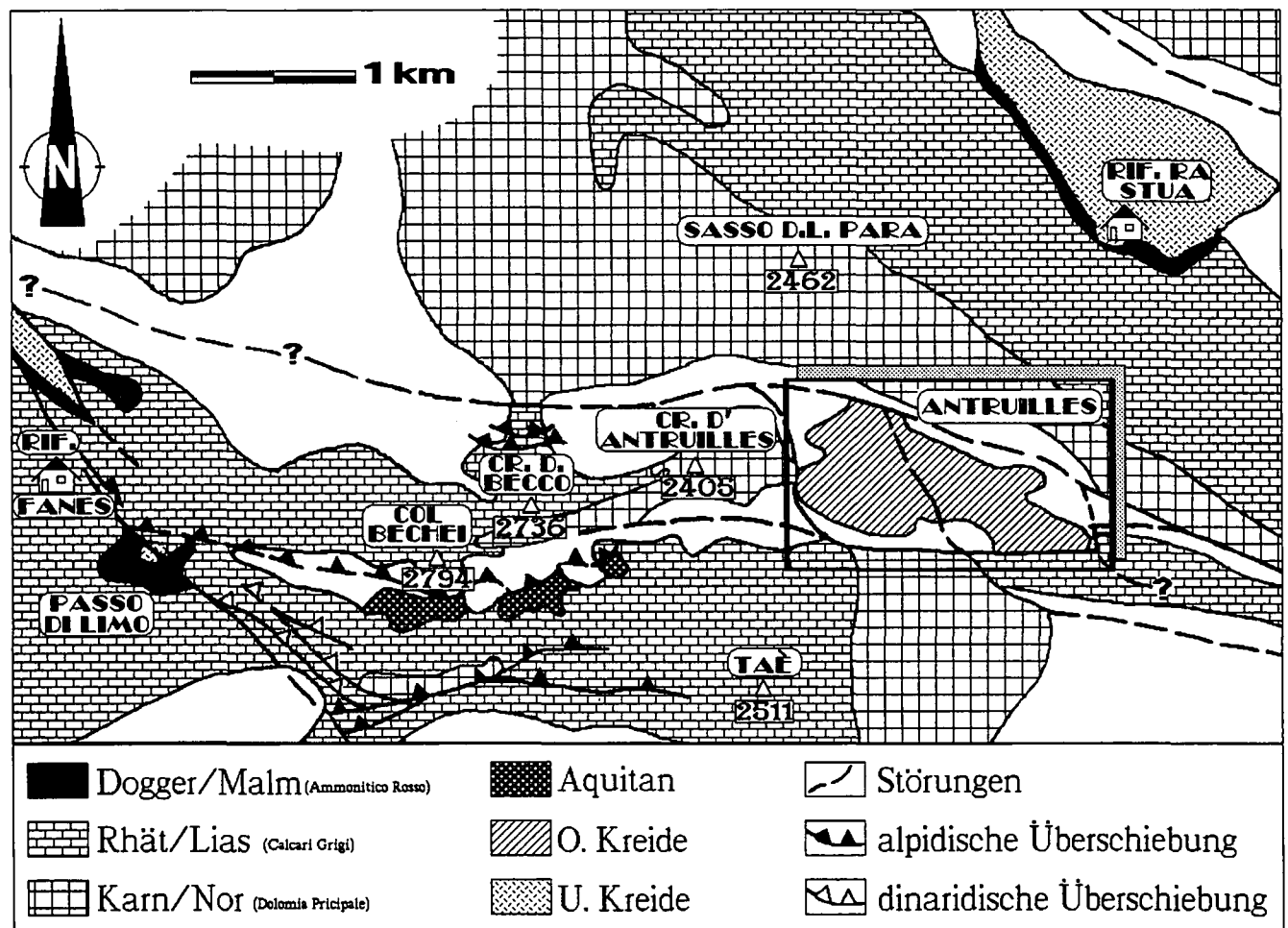
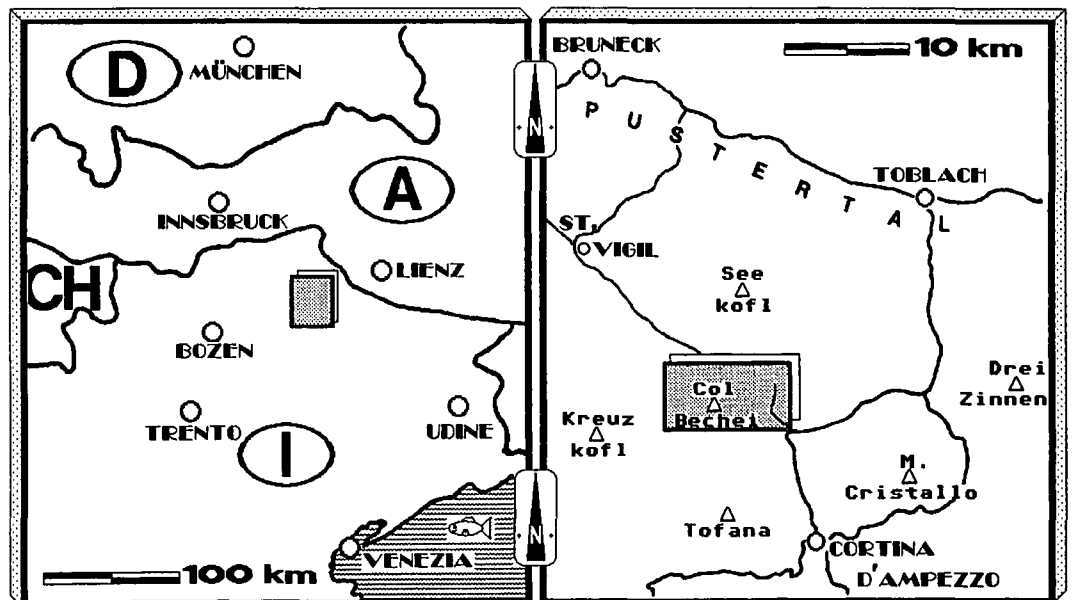


Abb. 2.
Geologische und tektonische Übersichtskarte des Col Bechei / Antruilles-Gebietes (nach DOGLIONI, 1987; DOGLIONI & STORPAES, 1990; STÖHR, 1993 und eigenen Ergebnissen).

truilles-Alpe ansteht, ist nur unvollständig erhalten. Das Cenoman wird durch Mergel (vergleichbar der Lombardischen Scaglia Variegata) und terrigen beeinflusste Sandsteine repräsentiert. Detrigene Kalke in Wechsellagerung mit Mergeln hemipelagischen Ursprungs werden dem Campan zugeordnet. Die gesamte oberkretazische Abfolge findet sich in einer tektonisch isolierten Position. Sie wird im Norden und Süden durch zwei WNW-ESE laufende, im Osten und Westen durch N-S laufende Störungen begrenzt. Intern lassen sich weitere N-S verlaufende Störungen erkennen.

Die jüngsten, in diesem Gebiet aufgeschlossenen Gesteine, sind Konglomerate, Brekzien und Sandsteine eines flachmarinen, küstennahen Bereiches, sie sind tertiären Alters (Aquitain; CROS, 1966).

2. Profilbeschreibungen

Es wurde eine möglichst detaillierte biostratigraphische Auflösung der bearbeiteten Profile angestrebt, um die präzise Datierung und Korrelation der Einzelprofile zu ermöglichen. Als Zonierungsschema wurde das von CARON (1985: 28) wiedergegebene verwendet. Da die Gliederung in Biozonen sich ausschließlich auf planktonische Foraminiferen bezieht, sind auch nur diese in den nachfolgenden Faunenlisten enthalten.

2.1. Profil I: Südöstliches Valle di Mezzo

Mächtigkeit: 110 m.

Alter: Cenoman (*Rotalipora brotzeni*-Zone bis *Rotalipora cushmani*-Zone).

Faziestyp: G

Lithologie: Das Profil beginnt mit einer etwa 52 m mächtigen Abfolge meist grau-graugrüner Mergel und Mergelkalke. Im oberen Teil sind vermehrt härtere Kalkmergelbänke zwischengeschaltet. Darüber folgen 16 m rote und grüne Mergel und Mergelkalke, härtere Bänke treten nur noch selten in Erscheinung. Im Hangenden findet sich ein 15 cm dicker, dunkelgrau bis schwarzer Tonhorizont. Den Abschluß dieses Profils bildet eine etwa 42 m mächtige Folge grauer, grüner und roter Mergel/Mergelkalke.

Die gesamte Abfolge läßt sich lithologisch mit der Scaglia Variegata vergleichen. Nach Rossi (1975) ist diese, besonders aus dem Gebiet des Lombardischen Beckens

bekannte, Scaglia-Varietät durch graue, grüne und rote Mergel gekennzeichnet und deckt das Zeitintervall Oberbarrême bis Cenoman ab.

In allen Proben dieses Profils konnten planktonische Foraminiferen, zum Teil auch Ostrakoden und Radiolarien sowie benthonische Foraminiferen gefunden werden. Eine Ausnahme bildet der geringmächtige, dunkle Tonhorizont. In ihm konnten nur Radiolarien nachgewiesen werden.

Auffällig ist die in der gesamten Abfolge zu beobachtende starke Bioturbation in den Sedimenten, die zum Teil zur völligen Entschichtung der Gesteine führte. Spurenfossilien der Ichnogattungen *Zoophycos* und *Dendrites* sind weit verbreitet.

An dem Tonhorizont (Ant I-34) sowie an den liegenden (Ant I-33) und hangenden (Ant I-35) Mergeln wurde eine CHN-Analyse vorgenommen.

In diesem Horizont konnten keine planktonischen und benthonischen Foraminiferen gefunden werden. Dagegen kommen, im Gegensatz zu den anderen Sedimenten dieses Profils, Radiolarien als biogener Bestandteil vor.

Biostratigraphie: Die Faunenzusammensetzung dieses Profils zeichnet sich durch das starke Vorherrschen von Rotaliporen gegenüber den Hedbergellen und Praeglobotruncanen aus. Benthonische Foraminiferen treten nur sehr untergeordnet auf (Plankton/Benthos-Verhältnis ca. 100 : 1). Der Erhaltungszustand der Fauna ist durchweg gut.

Identifizierte planktonische Foraminiferen:

- Rotalipora apenninica* (RENZ)
- Rotalipora brotzeni* (SIGAL)
- Rotalipora montsalvensis* MORNOD
- Rotalipora reicheli* MORNOD
- Rotalipora micheli* (SACAL & DEBOURLE)
- Rotalipora cushmani* (MORROW)
- Rotalipora greenhornensis* (MORROW)
- Hedbergella simplex* (MORROW)
- Hedbergella delrioensis* (CARSEY)
- Hedbergella cf. planispira* (TAPPAN)

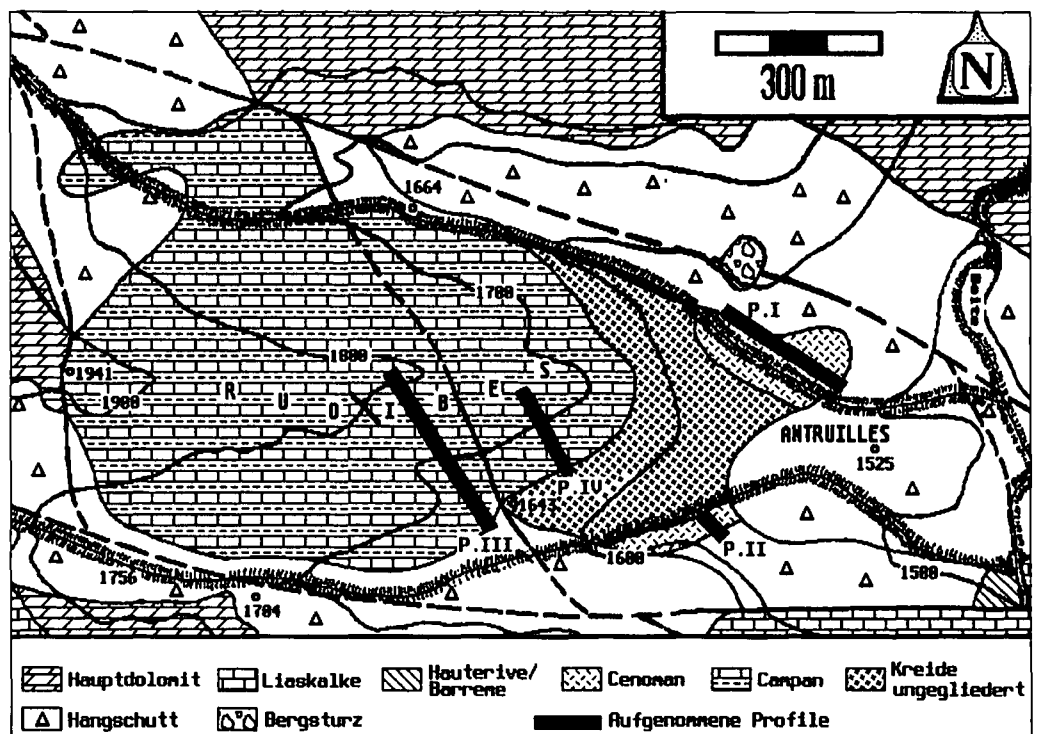
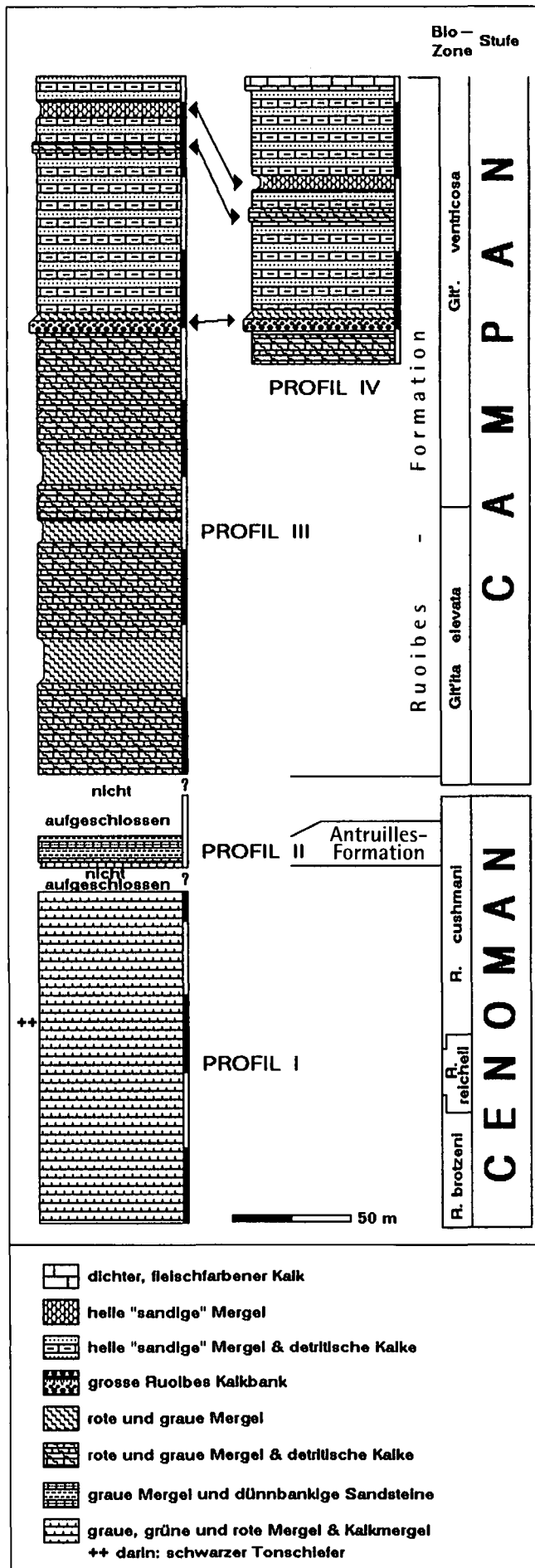


Abb. 3. Geologische Karte des Antruilles-Gebietes.



Praeglobotruncana oraviensis SCHEIBNEROVA
Praeglobotruncana stephani (GANDOLFI)
Praeglobotruncana turbinata (REICHEL)
Globigerinelloides sp.

Die Sedimente des Valle di Mezzo sind, belegt durch die gefundene Foraminiferenfauna, cenomanen Alters. Die untersten 42 m dieses Profiles konnten der *R. brotzeni*-Zone zugeordnet werden. Typisch hierfür ist das verbreitete Auftreten von *R. brotzeni*. Durch das Einsetzen von *R. reichelli* ist die gleichnamige Zone gekennzeichnet. Ihr gehören ca. 15 m der Sedimente dieses Profiles an. Die hangenden 53 m dieser Gesteine sind der *R. cushmani*-Zone zuzuordnen. Sie ist durch das Erstauftreten von *R. cushmani* belegt. Im Gegensatz zu CARON (1985) und anderen Autoren (z.B. SLITER, 1989) kann die *R. reichelli*-Zone keine „total range“ Zone sein, da diese Art auch in der *R. cushmani*-Zone in nicht geringer Anzahl vertreten ist (vergleiche Profil II).

Interpretation: Das völlige Fehlen von Resedimenten und die absolute Dominanz hemipelagischer Gesteine ist ein deutliches Anzeichen für einen ruhigen Sedimentationsraum in einem Becken („basin plain“). Lithologisch stellen diese Sedimente die Fortsetzung der Apt/Alb-Gesteine des Ra Stua-Gebietes dar.

Die geochemische Analyse und der mikropaläontologische Befund des Tonhorizontes (Probennummer: ANT 1-34) deuten auf ein kurzfristiges Ansteigen der CCD hin.

2.2. Profil II: Valle d'Antruilles

Mächtigkeit: 12 m.

Alter: Cenoman (obere *Rotalipora cushmani*-Zone).

Faziestypen: D; G

Lithologie: Die tiefsten aufgeschlossenen Serien (2 m) werden von roten und grauen hemipelagischen Mergeln gebildet, die mit den Sedimenten des Profiles I gleichzustellen sind. Darüber folgen dünnbankige (10–20 cm) Sandsteine, die mit bis zu 15 cm mächtigen grauen Mergellen alternieren.

Mikroskopisch lassen sich in den Sandsteinen Quarzgehalte bis über 40 % nachweisen. Die Quarzkörner sind schlecht gerundet, die Korngröße beträgt maximal 0,3 mm. Die terrigenen Quarze schwimmen in einer mikritischen Matrix. Lithoklasten und biogener Detritus sind nicht vorhanden. In den liegenden Mergeln lassen sich starke Bioturbationsspuren erkennen.

Die Geometrie der Sandsteinbänke konnte nicht genau erfaßt werden, da sie, durch Vegetation und Schuttbedeckung bedingt, lateral nur wenige Meter verfolgt werden konnten. Eine deutliche Kanalisierung der Sedimente scheint jedoch nicht vorzuliegen.

Die zuvor beschriebenen Sedimente sind mit keiner anderen Serie aus dem Bereich des Trento-Plateaus vergleichbar. Auch zu bekannten, gleichalten Serien des Lombardischen Beckens bestehen lithofaziale Unterschiede. Aus diesen Gründen wird die Antruilles-Formation folgendermaßen definiert:

Wir definieren die Antruilles-Formation als Sequenz von turbiditischen Sandsteinen und hemipelagischen Mergeln, die in einem Tiefwasserbereich abgelagert wurden.

Abb. 4. Stratigraphisches Säulenprofil der Oberkreide in den nordöstlichen Dolomiten.

den. Die planktonische Foraminiferenfauna der Hemipelagite belegt ein obercenomanes Alter der Serie. Die Typlokalität ist der Bachanschnitt des Valle d'Antruilles südwestlich der Antruilles-Alpe (NW' Cortina d'Ampezzo, Provinz Belluno, Italien). Die Mächtigkeit beträgt hier etwa 10 m. Die Antruilles-Formation wird von hemipelagischen Mergeln unterlagert, die der Scaglia Variegata vergleichbar sind. Hangende Gesteine sind nicht bekannt.

Biostratigraphie: Die Foraminiferen dieses Profils wurden aus den hemipelagischen Mergeln gewonnen, die den dünnbankigen Sandsteinen zwischenlagern. Überwiegend finden sich Exemplare der Art *Rotalipora cushmani*. Das Plankton/Benthos-Verhältnis liegt bei ca. 100 : 1. Auch hier kann der Erhaltungszustand der Fauna als gut bezeichnet werden.

Identifizierte planktonische Foraminiferen:

Rotalipora cushmani (MORROW)
Rotalipora reicheli MORNOD
Rotalipora greenhornensis (MORROW)
Praeglobotruncana stephani (GANDOLFI)
Praeglobotruncana turbinata (REICHEL)
Concavatotruncana imbricata (MORNOD)

Diese Foraminiferenvergesellschaftung ist typisch für das oberste Cenoman (obere *R. cushmani*-Zone). Ein deutliches Indiz dafür ist das gleichzeitige Auftreten von *R. cushmani* und *C. imbricata*. Auch in diesem Profil ist *R. reicheli* zu finden, sie ist also vermutlich bis zum Aussterben der Rotaliporen an der Cenoman/Turon-Grenze präsent. Die Sedimente des Valle d'Antruilles bilden stratigraphisch das Hangende des Profils I.

Interpretation: Die im unteren Profilverteil vorherrschende hemipelagische Sedimentation und die relativ distalen Resedimente (Faziestyp D) zeigen einen ruhigen Ablagerungsraum an. Da es sich bei diesen Serien um das Hangende der Gesteine des Profils I handelt, kann als Sedimentationsraum weiterhin ein Beckenbereich („basin plain“) postuliert werden, der in den Einflußbereich eines im Norden gelegenen Hochgebietes gelangte, dem die Resedimente entstammen. Der Beginn der turbiditischen Schüttungen im oberen Cenoman (im untersuchten Gebiet) findet sein Gegenstück im Gebiet von Varese (Lombardisches Becken). Nach BICHSEL & HÄRING (1981) beginnen in diesem Gebiet die terrigenen Schüttungen ebenfalls im oberen Cenoman.

2.3. Profil III & IV: Ruoibes

Mächtigkeit: P. III: 222 m; P. IV: 90 m.

Alter: Campan (*Globotruncanita elevata*-Zone bis *Globotruncana ventricosa*-Zone; *Globotruncana calcarata* Zone fraglich).

Faziestypen: A4; B; C; D; F; G

Lithologie: Die in Klammern angegebenen Mächtigkeiten beziehen sich auf das Profil IV.

1–15 m: Wechselfolge von hemipelagischen Mergeln und bis zu 1,5 m mächtigen karbonatischen Resedimenten. Die Detrituskalke gehören zu gleichen Teilen den Faziestypen B/C und D an. Erwähnenswert ist der erhöhte Quarzgehalt (15 %) in einer Kalkbank, ansonsten liegt der Quarzanteil bei etwa 1 %.

15–74 m: Graue hemipelagische Mergel, in die detritische Kalkbänke (0,2–0,8 m) eingeschaltet sind. Die Resedimentbänke können meist dem Faziestyp D zugeordnet werden.

74–150 m (1–10 m): Siehe oben, in der Abfolge treten jedoch verstärkt rote Mergel auf. Auffällig sind auch drei 6–8 m mächtige, rein pelitische Intervalle. In den oberen Partien dieses Profilverteils nimmt die Anzahl der Bänke, die den Faziestyp D repräsentieren, zu.

150–155 m (10–15 m): Mächtige, detritische Kalkbank mit bis zu 5 cm großen Komponenten. Sie wird von grauen Mergeln überlagert. Diese Bank ist einer der wenigen Vertreter des Faziestyps A4.

155–222 m (15–87 m): Wechselfolge hellgrauer Mergel und karbonatischer Resedimente mit deutlich erhöhtem Quarzgehalt (bis 40 %). Im oberen Teil dieser Abfolge findet sich eine 3,5 m mächtige rote Kalkbank. In diesem Profilverteil sind distale und proximale Resedimente zu gleichen Teilen vertreten. Hier treten auch „pebbly mudstones“ (Faziestyp F) auf.

Abgeschlossen wird diese Gesteinsserie im Profil IV durch eine 3 m mächtige fleischfarbene Kalkbank.

Die Analyse des biogenen Inhaltes der detritischen Kalke ergab keine erwähnenswerten Unterschiede hinsichtlich seiner Verteilung innerhalb der Profile. Im oberen Profilverteil geht der prozentuale Anteil der Biogene jedoch deutlich zurück. Diese Tatsache steht im Zusammenhang mit dem erhöhten Quarzgehalt in diesen Profilverteilen. Welche Komponenten am Aufbau einer Kalkbank beteiligt sind hängt vorrangig von der maximalen Korngröße ab.

Mikritische und dolomitische Klasten kommen in fast allen Bänken vor, Quarzite und Metamorphite sind selten, ein bestimmtes Verteilungsmuster ist nicht feststellbar. Auffällig dagegen sind die in den oberen Partien des Profils auftretenden, penekontemporär umgelagerten Sandsteine mit kalzitischem Bindemittel, deren Ursprung im flachmarinen Milieu liegt. Ihr Erscheinen geht konform mit der deutlichen Erhöhung des Quarzgehaltes in diesen Profilverteilen.

Die Geometrie der Einzelbänke ist planparallel, deutlich lentikuläre Bänke konnten nicht beobachtet werden. Allein die mächtige detritische Kalkbank zeigt eine deutliche Mächtigkeitsabnahme in südwestlicher Richtung (von >4 m bis <1 m). In den hemipelagischen Pelitlagen können „slumps“ im cm bis dm-Bereich beobachtet werden.

Diese Gesteinsabfolge ist zeitlich und lithofaziell einmalig auf dem Trento-Plateau. Aus diesem Grund wird sie als Ruoibes-Formation definiert:

Wir definieren die Ruoibes-Formation als Sequenz von Kalkareniten, Konglomeraten, dünngebankten Kalkturbiditen, Kalksandsteinen und Sandsteinen resedimentären Charakters sowie hemipelagischen Mergeln. Die Fauna dieser Gesteine zeigt ein campanes Alter der Serien an. Typlokalität ist der Ruoibes-Hügel westlich der Antruilles-Alpe (NW' Cortina d'Ampezzo, Provinz Belluno, Italien). Die Mächtigkeit der Formation beträgt etwa 255 m. Die Liegend- und die Hangendgrenzen sind nicht bekannt.

Biostratigraphie: Diese beiden Profile werden zusammen behandelt, da der größte Teil des Profils IV die östliche Verlängerung der oberen Partien von P. III darstellt. Die Fauna der hemipelagischen Zwischenlagen bildet hier ebenfalls die Grundlage für die biostratigraphische Einordnung dieser Abfolge. Überwiegend finden sich Vertreter der Gattungen *Globotruncana* und *Globotruncanita*. Das Plankton/Benthos-Verhältnis liegt bei etwa 90 : 1.

Identifizierte planktonische Foraminiferen:

- Archaeoglobigerina cretacea* (D'ORBIGNY)
- Contusotruncana fornicata* (PLUMMER)
- Globotruncana arca* (CUSHMAN)
- Globotruncana bulloides* VOGLER
- Globotruncana linneiana* d'ORBIGNY
- Globotruncana orientalis* EL NAGGAR
- Globotruncanita atlantica* (CARON)
- Globotruncanita elevata* (BROTZEN)
- Globotruncanita stuartiformis* (DALBIEZ)
- Globigerinelloides cf. ultramicra* (SUBBOTINA)
- Pseudotextularia elegans* (RZEHA)

Die oben aufgeführte Foraminiferenfauna belegt die Einstufung der Abfolge in das Campan. Dabei konnten zwei Biozonen eindeutig identifiziert werden.

Die unteren Partien sind der *Globotruncanita elevata*-Zone zuzuordnen. Hier dominiert eindeutig die namengebende Art *G'ita. elevata*, die in einigen Proben bis zu 40 % der Gesamtfaua ausmacht. Das Einsetzen der Arten *P. elegans* und *G. atlantica* etwa 90 m über der Basis der Abfolge zeigt den Beginn der *G. ventricosa*-Zone an. Ob die obersten Partien der Abfolge schon der *G. calcarata*-Zone angehören, kann aufgrund fehlender Index-Formen nicht geklärt werden.

Interpretation: Die lithologischen und sedimentologischen Befunde reflektieren für das untere und mittlere Campan einen Sedimentationsraum nahe des Schelfhangfußes („base of slope“). Dafür spricht die Wechselagerung relativ proximaler Resedimente (Faziestypen A4, B, C) und distaler Resedimente (Faziestyp D) sowie das Auftreten kleinerer submariner Rutschungen in den hemipelagischen Mergeln. Die Tatsachen, daß sehr selten amalgamierte Bänke auftreten und die Resedimentbänke nicht kanalisiert sind, stützen diese Aussage.

Die aufgearbeiteten biogenen Komponenten neritischen Ursprungs, welche die hauptsächlichlichen Bestandteile der detritischen Bänke bilden, zeugen von einem im Norden gelegenen karbonatischen Schelf und Schelfhang als Ursprungsgebiet des organogenen Detritus.

Der erhöhte Quarzgehalt einer Bank im unteren Teil des Profils ist wahrscheinlich Ausdruck eines zeitlich und räumlich begrenzten Ereignisses im Hinterland, da in den hangenden und liegenden Gesteinen die Quarzgehalte nicht mehr als 1 % betragen. Die auffällige Erhöhung des terrigenen Quarzanteils in den oberen Partien

der Abfolge ist dagegen auf eine zumindest zeitlich bedeutendere Entwicklung zurückzuführen (siehe Abschnitt Paläogeographie).

Lithologisch ähnliche Serien beschreiben BERNOULLI et al. (1987) aus dem Mendrisio-Gebiet des Lombardischen Beckens, die Prella-Serien. Sie werden von den Autoren ebenfalls einem „base of slope“-Bereich zugeordnet, dem im Norden ein karbonatischer Schelf und Schelfhang vorgelagert war.

3. Sedimentologie

3.1. Die Fazies-Typen

Grundsätzliche Arbeiten zu Sedimentationsmodellen und Fazies-Typen wurden in erster Linie für siliziklastische FLYSCH-Folgen erarbeitet (WALKER & MUTTI, 1973). Da die sedimentologischen Charakteristika bei karbonatischen und siliziklastischen Resedimenten weitestgehend analog sind, ist ein Vergleich beider durchaus angebracht. Auf einige Differenzen der resedimentären Karbonate zu ihren siliziklastischen Pendanten muß jedoch hingewiesen werden. Zum einen sind Marken zur Rekonstruktion der Schüttungsrichtung im allgemeinen selten (MEISCHNER, 1964). Außerdem wird die Größe der biogenen Komponenten zumeist durch die Zerfallsmöglichkeiten der Organismen bestimmt, nur sekundär durch die Weite des Transportweges (FOLK & ROBLES, 1964). MC ILREATH & JAMES (1979) zeigen einen weiteren Unterschied, das Liefergebiet des detritigen Materials betreffend, auf. Im Gegensatz zu den relativ unkonsolidierten siliziklastischen Sedimenten auf dem Schelf werden Karbonate im gleichen Faziesbereich oft durch Organismenaktivität frühzeitig verfestigt.

Die aufgeführten Fazies-Typen lehnen sich nomenklatorisch an die Arbeit von WALKER & MUTTI (1973) an. Von den in ihrer Arbeit definierten Fazies-Typen können im Untersuchungsgebiet mit unterschiedlicher Häufigkeit folgende Typen nachgewiesen werden:

- A4 („organized pebbly calcarenite“)
- B (massiver Kalkarenit)
- C (Kalkturbidit mit „vollständiger“ Bouma-Sequenz)
- D (Kalkturbidit mit „unvollständiger“ Bouma-Sequenz)
- F („pebbly mudstone“)
- G (hemipelagische Sedimente).

FAZIES-TYP	BEZEICHNUNG	BANK-MÄCHTIGKEIT	BOUMA-SEQU.	GEOMETRIE	KORNGRÖSSE	HÄUFIGKEIT
A4	„organized peppy calcarenite“	1,5 - 5 m		planparallel	Rudit - Mittelarenit	sehr selten
B	Massiver Kalkarenit	20 - 80 cm		planparallel	Feinrudit - Mittelarenit	sehr selten
C	vollständiger Kalkturbidit	10 - 80 cm	A; A,BC A,B; A,C	planparallel	Grobarenit - Feinarenit	selten
D	unvollständiger Kalkturbidit	5 - 60 cm	B; B,C C	planparallel	Grobarenit - Grobsilt	verbreitet
	geringmächtige Kalkturbidite	1 - 5 cm	A,B; B; C B,C; C,D	planparallel linsig	Mittelarenit - Grobsilt	verbreitet
F	„pebbly mudstone“	30 - 350 cm		unregelmäßig z.T. nicht persistent	Klasten im mm - cm Bereich	selten

Abb. 5. Die Resediment-Faziestypen (nach WALKER & MUTTI, 1973) und ihre wichtigsten, an den untersuchten Gesteinen festgestellten, Merkmale.

In Abbildung 5 sind die wichtigsten festgestellten Merkmale der verschiedenen Faziestypen sowie ihre Häufigkeit zusammengefaßt.

3.1.1. „Organized Pebbly Calcarenit“ (Faziestyp A4)

Die Gradierung ist, makroskopisch gesehen, undeutlich entwickelt und beschränkt sich auf die größten Komponenten („coarse tail grading“). Eine inverse Gradierung konnte nicht beobachtet werden. Die Sortierung der Komponenten nimmt von unten nach oben zu. Eine Schichtung kann im arenitischen, oberen Teil der Bank nachgewiesen werden. Als Komponenten treten in diesem Resedimenttyp verschiedene Lithoklasten, Großforaminiferen, planktonische und benthonische Foraminiferen, Fragmente von Echinodermen, Inoceramen und Bryozoen, anderer organogener Detritus sowie selten terrigene Bestandteile auf. Nach MIDDLETON & HAMPTON (1973) ist dieser Faziestyp durch einen „debris flow“ entstanden und hat proximalen Charakter.

Im untersuchten Gebiet sind diese fein- bis grobarenitischen, massigen detritischen Kalkbänke selten. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 20 und 80 cm. Kennzeichnendes Merkmal dieses Faziestyps ist das vollständige Fehlen interner Sedimentstrukturen. Mikrofaziell gesehen handelt es sich um ein matrixreiches Resediment (Wackestone/Packstone) mit eingelagerten biogenen Resten. Lithoklasten sind relativ selten zu finden. Der Anteil der terrigenen Komponenten (besonders Quarz) variiert stark.

Als Ablagerungsmechanismus dürfte, nach MIDDLETON & HAMPTON (1973), ein „debris flow“ verantwortlich gewesen sein. Dieser Resedimenttyp ist ebenfalls als proximal anzusehen.

3.1.2. Kalkturbidite mit „vollständiger“ und „unvollständiger“ Bouma-Sequenz

Volumenmäßig am bedeutsamsten sind detritische Kalkbänke, die als Ablagerungen von Turbiditen gedeutet werden. Obwohl MEISCHNER (1964) diese kalkigen Turbidite mittels einer Idealbank von ihren siliziklastischen Pendants abgrenzt und sie als allodapische Kalke bezeichnet, soll hier die Beschreibung der Kalkturbidite durch das Bouma-Schema erfolgen, da dieses ausreichend ist und den Vergleich mit den anderen Faziestypen gewährleistet.

Aus sedimentologischen und strukturellen Gründen kann eine Einteilung der Kalkturbidite in drei Sub-Typen erfolgen:

- a) Kalkturbidite mit der „vollständigen“ Bouma-Sequenz, wobei sich „vollständig“ auf das Vorhandensein des gradierten A-Intervalls bezieht (Faziestyp C).
- b) Kalkturbidite mit „unvollständiger“ Bouma-Sequenz. Diese detritischen Kalkbänke setzen mit dem B- oder C-Intervall ein („base-cut-out“) (Faziestyp D).
- c) Kalkturbidite mit Bankmächtigkeiten von nur wenigen Zentimetern (1 cm–3 cm), die in ihrer sedimentpetrographischen Zusammensetzung von den ersten beiden Sub-Typen abweichen.

3.1.2.1. Kalkturbidite mit „vollständiger“ Bouma-Sequenz

Dieser Faziestyp kommt im Vergleich mit dem unten beschriebenen Typ D im Untersuchungsgebiet seltener vor. Die Bänke sind zwischen 10 cm und 80 cm mächtig. Die Korngrößen liegen meist im Arenit-Bereich, selten sind

fein-ruditische Korngrößen zu beobachten. Auffallend ist die laterale Konstanz der Kalkbänke im Aufschlußbereich. Bei Überlagerung von hemipelagischen Mergeln setzt die Bank mit einer scharfen Liegendgrenze ein.

Das diesen Faziestyp charakterisierende A-Intervall ist meist schlecht sortiert, der durchschnittliche Matrixanteil liegt bei etwa 15 %. Eine strömungsbedingte Einregelung der plattigen Komponenten (Imbrikation) kann an einigen Bänken im mittleren A-Intervall beobachtet werden, inverse Gradierung konnte nicht nachgewiesen werden.

Das B-Intervall zeigt die typische Parallellamination, zum Teil können „lutite spots“ beobachtet werden. Selten finden sich C-Intervalle, in denen Winkelschichtung, „current ripple lamination“ und selten „convolute lamination“ nachgewiesen werden kann. Die höheren Teile der Bouma-Sequenz, die D- und E-Intervalle, fehlen völlig.

Nach WALKER (1967) repräsentiert dieser Faziestyp die „klassischen“ proximalen Turbidite.

3.1.2.2. Kalkturbidite mit „unvollständiger“ Bouma-Sequenz

Dieser Faziestyp ist im Untersuchungsgebiet am häufigsten vertreten. Die Bankmächtigkeit variiert zwischen 5 cm und 60 cm, die Korngröße liegt im Arenitbereich. Auch diese Bänke sind im Aufschlußbereich lateral konstant. Die Kalkbänke lagern den hemipelagischen Mergeln mit einer scharfen Basalfläche auf, amalgamierte Bänke kommen sehr selten vor.

In den meisten Fällen setzt die Sedimentation mit dem C-Intervall ein, „current-ripple-lamination“ und „convolute lamination“ sind häufig zu beobachten. Seltener kann das laminierte B-Intervall nachgewiesen werden. Die höchsten Teile der Bouma-Sequenz (D- und E-Intervall) fehlen auch hier völlig.

Nach WALKER (1967) sind diese kalkigen Resedimente typische Vertreter der „klassischen“ distalen Turbidite.

3.1.2.3. Geringmächtige Kalkturbidite

Diese detritischen Sedimente treten im Untersuchungsgebiet häufig auf. Meist sind es Bänke mit „unvollständiger“ Bouma-Sequenz, es konnten jedoch auch „vollständige“ Turbidite beobachtet werden.

Auffällig ist wiederum die laterale Konstanz innerhalb des Aufschlusses, welche die meisten der dünnen Bänke aufweisen. Auch sie überlagern die hemipelagischen Sedimente mit einer scharfen Liegendgrenze, Lamination und „current-ripple-lamination“ ist häufig zu beobachten.

Charakteristisch für diesen Sub-Typ ist die starke Akkumulation planktonischer Foraminiferen oder deren Bruchstücke. Sie können bis zu 70 % des gesamten biogenen Detritus einnehmen. Daneben treten benthonische Foraminiferen, Bruchstücke von Echinodermen, sowie unbestimmbarer organogener Detritus auf. Weitere Bestandteile sind terrigene Komponenten.

3.1.3. „Pebbly Mudstone“ (Faziestyp F)

Diese Resedimente zeigen komplexe interne Bewegungsstrukturen („slumps“, „slump-overfolds“). Die Bankmächtigkeit variiert zwischen 30 cm und 2,5 m, die Bänke sind im Aufschluß lateral nicht persistent.

Die Matrix der Sedimente entspricht lithofaziell der hemipelagischen Sedimentation. In diese planktonische Foraminiferen führende Grundmasse sind meist gut gerundete Lithoklasten eingebettet. Der Geröllanteil beträgt

meist 1 %, die Korngröße liegt im Millimeter bis Zentimeter-Bereich, wobei der Schwerpunkt im Zentimeter-Bereich zu finden ist. Eine Einregelung länglicher Klaster kann beobachtet werden.

3.1.4. Hemipelagische Sedimente (Faziestyp G)

Im untersuchten Gebiet wird dieser Faziestyp durch Mergel repräsentiert, die die „ursprünglichen“ Sedimente dieses Ablagerungsbereiches darstellen. Sie enthalten durchweg einen hohen Anteil an planktonischen Foraminiferen, wohingegen benthonische Foraminiferen und Radiolarien nur sehr untergeordnet vorkommen. Diese Gesteine sind gut gebankt, wobei die Schichtung in einigen Partien durch starke Bioturbation gestört ist. Spurenfossilien und andere Reste bioturbater Tätigkeit sind sehr häufig zu beobachten. Terrigener Quarz ist in allen Mergeln präsent, allerdings liegt sein Anteil meist unter 1 %.

3.2. Die Komponenten der Resedimente

Detritogene Sedimente verschiedenartiger Zusammensetzung spielen im untersuchten Gebiet in den Profilen III (Südhang Ruoibes) und IV (Südosthang Ruoibes) eine bedeutende Rolle. Die im Profil II (Valle d'Anruilles) auftretenden Sandsteine zeigen zwar einen hohen Anteil an terrigenem Quarz, dagegen fehlen Lithoklasten und Biogene völlig.

Die Resedimente setzen sich zu einem großen Teil aus fragmentierten oder auch vollständig erhaltenen Biogenen zusammen, die ihren Ursprung in einem flachmeeri-schen Bereich haben. Lithoklasten sind nur in seltenen Fällen Hauptgemengteile der Detrituskalke, sind aber in vielen Bänken präsent. Der Anteil an terrigenem Quarz nimmt in den oberen Bereichen von Profil III und im Profil IV stark zu. In diesen Partien liegen die Korngrößen im Feinarenitbereich, biogene Reste beschränken sich auf Schalenbruch und Foraminiferen; Lithoklasten sind kaum zu finden.

Durch die Analyse der Resediment-Komponenten sollen folgende Fragen beantwortet werden:

- 1) Ist es möglich, anhand eines Wechsels im Komponentenspektrum vom Liegenden zum Hangenden Rückschlüsse auf signifikante Änderungen im Liefergebiet, zum Beispiel tektonische Bewegungen, zu ziehen?
- 2) Kann durch diese Analyse, im Zusammenhang mit der Auswertung der Faziestypen, die paläogeographische Stellung des nördlichen Trento-Plateaus rekonstruiert werden?
- 3) Sind Rückschlüsse auf den heute im Gelände nicht mehr nachweisbaren flachmarinen Ablagerungsraum, dem große Teile der Komponenten entstammen, möglich?

Da die Komponentengröße meist im arenitischen, selten im feinruditischen Bereich liegt, wurde die Analyse fast ausschließlich an Dünnschliffen durchgeführt, makroskopische Untersuchungen waren nur an größeren Geröllen der „pebbly mudstones“ möglich.

Einige der identifizierten Lithoklasten lassen sich bekannten Gesteinen des südalpinen Raumes zuordnen. Der ostalpine Bereich mit seinen zum Teil vergleichbaren Schichtfolgen kann jedoch als Liefergebiet der Gerölle nicht ausgeschlossen werden.

Nachfolgend werden die einzelnen Lithoklasten sowie die terrigenen und biogenen Komponenten kurz charakterisiert.

3.2.1. Lithoklasten

Metamorphe Gesteine

Bei diesen sehr selten auftretenden Gesteinsfragmenten handelt es sich fast ausnahmslos um Gneise. Ihr Ursprung ist nicht zu ermitteln.

Quarzite

Auch dieser Komponententyp tritt sehr selten auf. Da aufgrund der meist nur sehr kleinen Fragmente eindeutige Eigenschaften nicht festgestellt werden können, ist eine genaue Zuordnung dieser Lithoklasten nicht möglich.

Kristalliner Dolomit

Diese häufig vertretenen Gerölle zeigen ein meist eintöniges Kristallmosaik, sie sind durchweg fossilifer. Diese Klaster können den triassischen oder auch den unterliassischen Dolomitformationen des südalpinen Raumes entstammen.

Sandsteine

In den höheren Partien des Profils III und im gesamten Profil IV treten Sandsteine mit karbonatischer Matrix auf. Biogene Reste können in ihnen nicht nachgewiesen werden. Auffällig ist der zum Teil noch erhaltene Saum aus mikritisierten, radialen Kalzitnadeln. Er deutet auf eine primäre Sedimentation des Gesteins in flachmarinem Milieu zur etwa gleichen Zeit wie die Umlagerung hin (penekontemporär). Die Komponenten wurden dann durch die Einwirkung von Wellen aufgearbeitet und weiterverfrachtet.

Mikritischer Kalk

Diese Lithoklasten sind häufig in den Resedimenten vertreten. Es sind meist helle Mikrite, in denen keine biogenen Reste gefunden werden konnten. Ob sie der unterkretazischen Maiolica, Sedimenten der Scaglia oder anderen Gesteinsserien entstammen, kann aufgrund des fehlenden Fauneninhaltes nicht mit Sicherheit gesagt werden.

Mikritischer Kalk mit Calpionellen

Bei diesen sehr selten vorkommenden Gesteinsfragmenten handelt es sich um einen Biomikrit mit häufig darin enthaltenen Calpionellen. Andere biogene Reste konnten nicht gefunden werden. Identifiziert wurde *Calpionella alpina* (oberes Tithon bis Berrias). Diese Lithoklasten können der unterkretazischen Maiolica (CITA, 1965; WEISSERT, 1979) zugeordnet werden.

Mikritischer Kalk mit Radiolarien

Mikrofaziell handelt es sich bei diesen Fragmenten um dunkle Biomikrite, in denen häufig kieselige Radiolarien vorkommen. Sehr selten sind auch andere, nicht bestimmbare biogene Reste vorhanden. Vermutlich entstammen diese Gerölle dem oberjurassischen Radiolarit.

Mikritischer Kalk mit Foraminiferen

Diese Biomikrite enthalten planktonische Foraminiferen und können der oberen Unterkreide zugeordnet werden. Sie haben mit großer Wahrscheinlichkeit ihren Ursprung in der Scaglia-Formation der Unterkreide.

Penekontemporär umgelagerte Biomikrite

Diese Fragmente zeichnen sich durch schlierige oder gelappte Korngrenzen aus. Sie enthalten durchweg planktonische Foraminiferen, selten sind Schalenreste oder andere Biogene zu beobachten. Der fossile Inhalt der Gerölle und die Korngrenzen zeigen deutlich eine penekontemporäre Entstehung in semilithifiziertem Zustand an, sie sind demnach als Intraklasten zu betrachten.

3.2.2. Terrigene Einzelkomponenten

Quarz

Als akzessorischer Bestandteil ist Quarz in allen Gesteinen des untersuchten Gebietes vertreten. Ausnahmen bilden jedoch die Profile II (Valle d'Antruilles), die höheren Partien des Profiles III (Südhang Ruobes) sowie das Profil IV (Südosthang Ruobes). Hier kann Quarz als Hauptgemengteil mit Gehalten von über 40 % auftreten, die Matrix ist aber in allen Fällen kalzitisch.

Die Quarzkörner zeigen im Dünnschliff meist eine monokristalline Struktur, sie sind gerundet bis subangular. Kaum gerundete Körner finden sich vermehrt nur in den Kalksandsteinbänken des Profiles II (Valle d'Antruilles). Undulös auslöschende Quarze können mengenmäßig vernachlässigt werden.

Glimmer

In allen Resedimentbänken kommt Glimmer in Form von Muskovit als akzessorischer Bestandteil vor. Nur in den laminierten B-Intervallen der feinarenitischen Bänke ist dieses Mineral in Form eingeregelter Plättchen häufiger zu finden.

Feldspat

Feldspäte sind, meist stark verwittert, nur sehr selten in den untersuchten Gesteinen zu finden.

3.2.3. Biogene Komponenten

Großforaminiferen

In vielen der grobarenitischen und den seltenen feinruditischen Resedimenten des Campan kommen Großforaminiferen mit einem Anteil bis zu 15 % vor. Oft sind nur Bruchstücke erhalten. Identifiziert werden konnten die für diesen Abschnitt der Kreide typischen Gattungen *Orbitoides* und *Siderolites*.

Benthonische Foraminiferen

Vollständig erhaltene Exemplare oder Fragmente von benthonischen Foraminiferen sind in fast allen detritischen Bänken enthalten. Meist bilden sie nur Nebengemengteile, selten sind sie mit einem Anteil bis zu 10 % am Aufbau einer Kalkbank beteiligt.

Planktonische Foraminiferen

Diese Mikrofauna spielt in den meisten Fällen eine nur sehr untergeordnete Rolle am Aufbau der Resedimentbänke. Nur in den geringmächtigen Turbiditen bilden sie die hauptsächlich auftretenden Biogene. Die auftretenden Arten sind mit den in den hemipelagischen Mergeln gefundenen Arten identisch.

Rotalgen

Als Vertreter der Kalkalgen spielen die Rhodophyten bei der Zusammensetzung des organogenen Detritus eine große Rolle, denn sie können einen Anteil von fast 30 % erreichen. Hervorzuheben ist hier die Gattung *Archaeolithothamnium*.

Echinodermen

Besonders in den arenitischen Bereichen bilden Echinodermenfragmente einen Hauptgemengteil der detritischen Bänke. Es lassen sich durchaus Stacheln und Platten unterscheiden, eine genauere Zuordnung ist in den meisten Fällen jedoch nicht möglich.

Bryozoen

Bruchstücke von Bryozoen unbestimmbarer Zuordnung sind in vielen grobkörnigen Bankteilen enthalten. Sie sind zumeist die größten Biogene. Die Hohlräume sind mit kritischer Matrix verfüllt.

Bivalven

Typische biogene Reste in den Resedimenten bilden Bivalven-Fragmente, die aufgrund der meist nicht erkennbaren Strukturen nicht näher zugeordnet werden können. Durch ihre Prismenstruktur sind Bruchstücke von Inoceramen jedoch eindeutig von den anderen Bivalven-Resten zu unterscheiden.

Korallen

In einigen Bänken sind Korallenfragmente erhalten. Sie gehören jedoch zu den seltenen akzessorischen Bestandteilen der Resedimente.

Kieselschwämme

Diese ausnahmslos nicht kalzifizierten biogenen Reste sind selten in den grobkörnigen Partien der detritischen Kalke zu finden.

Einige biogene Komponenten können keiner Gruppe eindeutig zugeordnet werden. Der Grund hierfür ist die meist geringe Größe und der schlechte Erhaltungszustand.

4. Paläogeographie

Die Beschränkung der Aufschlüsse auf ein nur wenige Quadratkilometer großes Gebiet und die Tatsache, daß es sich bei den Sedimenten von Antruilles um die einzigen auf der nördlichen Trento-Plattform erhalten gebliebenen Relikte der Oberkreide handelt, erschweren natürlich den Versuch einer paläogeographischen Rekonstruktion dieses Gebietes. Die bei dieser Untersuchung gewonnenen sedimentologischen, stratigraphischen und paläogeographischen Daten sind jedoch eindeutig; somit können im Vergleich mit benachbarten Faziesräumen, besonders dem Lombardischen Becken, gesicherte Erkenntnisse dargelegt werden.

Die Untersuchungsergebnisse führen zu völlig neuen Aussagen über Paläobathymetrie und Paläogeographie des nördlichen Trento-Plateaus. Sie stellen eine wesentliche Erweiterung der bisher durchgeführten Forschungen im südalpinen Raum dar.

4.1. Paläobathymetrie

4.1.1. Benthos-Plankton Verhältnis

In den Mikrofaunen-Thanatozönosen der hemipelagischen Sedimente des Cenomans und des Campans von Antruilles überwiegen die planktonischen Foraminiferen. Ihr Anteil an der Gesamtfauuna liegt stets über 90 %. Die cenomanen Sedimente zeigen sogar einen Anteil von über 99 %.

Aus Untersuchungen rezenter mariner Bereiche ist bekannt, daß der Anteil planktonischer Foraminiferen mit zunehmender Wassertiefe und Entfernung von der Küste kontinuierlich zunimmt (BANDY & ARNAL, 1969). Ab einer Wassertiefe von 1200–1500 m dominieren sie mit einem Anteil von über 90 % eindeutig.

4.1.2. Benthonische Foraminiferenvergesellschaftung

Benthonische Foraminiferen kommen in den untersuchten Gesteinen selten vor. Trotzdem lassen sich die gefundenen Spezies zur paläobathymetrischen Einordnung heranziehen.

Es dominieren benthonische Foraminiferen der Gattungen *Gavelinella*, *Gyroidinoides* und *Ellipsoglandulina*. Daneben treten noch *Pullenia* und *Ammodiscus* auf. Diese Vergesellschaftung ist nach SLITER (1977: 672–673) typisch für den Bereich des mittleren bis tiefen bathyalen Meeresraumes. Durch Vergleiche mit Ergebnissen des Deep-Sea-Drilling-Project (DSDP), besonders mit SLITER (1977) und mit Arbeiten aus dem südalpinen Raum (BECKMANN et al., 1982; KLEBOTH, 1982) kann für unseren Ablagerungsraum eine Wassertiefe von 1500–2500 m angenommen werden. Diese vergleichenden Betrachtungen sind jedoch nur unter der Annahme gültig, daß sich die paläozeanographischen Bedingungen der Tethys mit denen des südlichen Atlantik dieser Zeit vergleichen lassen.

Daß in den campanen Sedimenten selten auch benthonische Formen auftauchen, die eindeutig dem neritischen Meeresbereich zugeordnet werden müssen, kann durch die Tatsache erklärt werden, daß der Sedimentationsraum im Einflußbereich turbiditischer Schüttungen lag. Es ist durchaus wahrscheinlich, daß benthonische Foraminiferen, deren ursprünglicher Lebensraum der Schelf oder der obere Schelfhang war, durch Kleinstschüttungen oder turbiditischen „Nachfall“ in die eindeutig hemipelagischen Mergel gelangt sind.

4.1.3. Ichnofauna

Sowohl in den Sedimenten des Cenoman als auch in denen des Campan fällt das verbreitete Auftreten biogener Sedimentstrukturen auf. Während dieser Zeitabschnitte waren demnach günstige Bedingungen für eine reiche, bodenbewohnende Fauna gegeben (O_2 -haltiges Bodenwasser, organisches Material).

Die mergelige Cenoman-Fazies wird von den Ichnogattungen *Zoophycos* und *Denrites* beherrscht, wobei *Zoophycos*-Spreitenbauten am häufigsten zu finden sind. In den Sedimenten des Campan finden sich *Nereites*, *Scolicia*, *Chondrites*, *Granularia* und *Palaeodictyon*. Hier ist die Verteilung der Ichnogattungen auffällig: während sich die ersten vier meist zusammen in kalkig-mergeligem Sediment finden, kommt *Palaeodictyon* nur allein in den oberen, sandigen Abschnitten des Campanprofiles vor.

Nach SEILACHER (1984) lassen sich zwischen dem sublitoralen und dem bathyal/abyssalen Meeresbereich zwei grundsätzliche Ichnofossilien-Assoziationen unterscheiden. Die *Zoophycos*-Fazies ist typisch für die kontinuierlich akkumulierten Weichgründe des sublitoralen bis bathyalen Bereiches. Diesem Fazies-Typ entsprechen die hemipelagischen Kalkmergel des Cenoman. Die tiefere, bathyale bis abyssale *Nereites*-Fazies dagegen ist verknüpft mit turbiditischen Einschaltungen. Die in den campanen Sedimenten gefundenen Ichnozöosen sind eindeutig diesem Fazies-Bereich zuzuordnen.

4.1.4. Tiefenabhängige Karbonatlösung

Karbonatfreie Sedimente, die als Hinweis auf einen Ablagerungsraum unterhalb der CCD gewertet werden können, konnten in den untersuchten Profilen nicht nachgewiesen werden. Die kalzitischen Foraminiferengehäuse sind durchweg gut erhalten.

Einzig der Tonhorizont des mittleren Cenoman (untere *R. cushmani*-Zone, Profil I) kann als Anzeiger einer kurzfristigen Änderung der Tiefenlage der CCD gewertet werden. Für diese Annahme spricht auch der Fauneninhalt dieses Horizontes. Es konnten nur Radiolarien nachgewiesen werden, die in den hangenden und liegenden Serien übli-

chen kalkschaligen Foraminiferen sind in diesem Gestein nicht vorhanden.

4.1.5. Interpretation

Zusammenfassend kann für das Cenoman und das Campan eine Wassertiefe von 1500–2500 m postuliert werden, wobei die Sedimente des Campan vermutlich eine etwas tiefere bathymetrische Position einnahmen als die des Cenoman. Dies ergibt sich aus der Auswertung der Ichnofauna. Diese Annahme, verbunden mit der höheren Sedimentationsrate im Campan (s.u.), bedingt einen höheren Subsidenzbetrag während dieses Abschnitts der Kreide.

Vergleichbare bathymetrische Verhältnisse werden von CASTELLARIN (1976) für das Lombardische Becken in der Oberkreide sowie von BERNOULLI et al. (1987) für die Prela-Serien der Oberkreide (Südalpin) angezeigt. Aufgrund der Tiefenangaben von BERNOULLI et al. (1981) für die untere Kreide (ca. 1200 m) darf jedoch angenommen werden, daß trotz einer weiteren Absenkung in der mittleren Kreide eine Wassertiefe von 2000 m nicht überschritten wurde.

4.2. Das Trento-Plateau – Paläogeographische Evolution eines südalpinen Faziesraumes und seiner Nachbargebiete

Dieses Kapitel wird in zwei Hauptabschnitte untergliedert. Im ersten Teil (4.2.1. Prä-Jura bis Unterkreide) werden Ergebnisse der bisher von vielen Geologen durchgeführten Untersuchungen im Südalpin zusammengefaßt.

Im zweiten Teil (4.2.2. Oberkreide) wird aus den bisher in dieser Arbeit dargelegten Ergebnissen zu Stratigraphie, Sedimentologie, Fazies und Paläobathymetrie ein paläogeographisches Modell des nördlichen Trento-Plateaus entwickelt. Zudem wird ein Faziesvergleich mit gleichalten Sedimenten des Lombardischen Beckens durchgeführt, um gleichgerichtete oder divergierende Entwicklungen in beiden Faziesräumen zu erkennen.

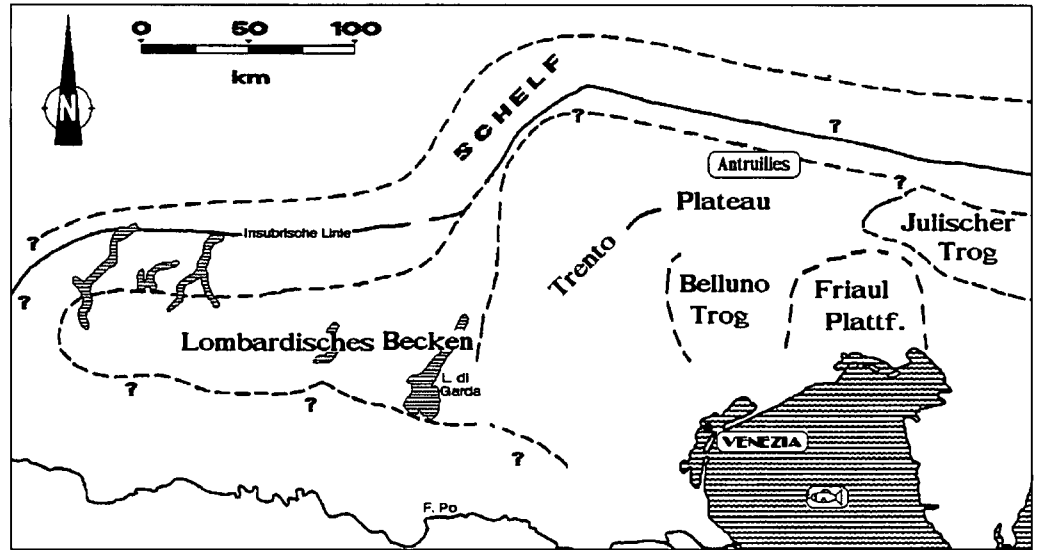
4.2.1. Prä-Jura bis Unterkreide

4.2.1.1. Prä-Jura

Die Abhandlung der paläogeographischen Entwicklung des Südalpins vom Perm bis in die Unterkreide ist für das Verständnis der Paläogeographie in der Oberkreide von grundlegender Bedeutung. Aus diesem Grund wird der Besprechung der Vorgänge in der oberen Kreide die folgende Betrachtung vorangestellt.

Nach der Herzynischen Orogenese während des Perm und der Trias gehörte der westliche Teil des heutigen Mittelmeerraumes einem einheitlichen Kontinentalblock, zu dem Afrika, Europa und Nordamerika gehörten, an (CHANNELL et al., 1979). Teile dieses Gebietes wurden von einem kontinentalen Flachmeer bedeckt, der ozeanische Bereich, die Paläo-Tethys (LAUBSCHER & BERNOULLI, 1977), befand sich im Osten. Im Perm wurden durch Grabenbildung Strukturen angelegt, die heute NNE verlaufen. In diese Senken wurden durch vulkanische Aktivität mächtige Lagen von Ignimbrit sedimentiert. Diese Gebiete, Teile des Lombardischen Beckens (Arbostora-Schwelle) und das Trento-Plateau, zeigen nachfolgend wesentlich geringere Subsidenzbeträge als andere Faziesräume des Südalpins (BOSELLINI, 1965a). So sinkt in der Trias das zwischen diesen beiden Hochgebieten gelegene Lombardische

Abb. 6.
Die Verteilung der Faziesräume im südalpinen Bereich (umgezeichnet nach CASTELLARIN, 1967).



Becken so stark ab, daß die Sedimentmächtigkeiten viel höher als zum Beispiel auf dem Trento-Plateau sind; außerdem werden hier Gesteine abgelagert, die auf eine größere Wassertiefe schließen lassen.

Zum Ende der Trias (Nor) werden dann allerdings im gesamten südalpinen Raum, von einigen Ausnahmen abgesehen, Flachwassersedimente abgelagert (Hauptdolomit oder auch Dolomia Principale). Die Mächtigkeit der Nor-Sedimente ist in allen Gebieten des Südalpins recht einheitlich (ca. 1000 m); dies läßt auf eine Zeit geringer tektonischer Aktivitäten und recht gleichmäßiger Subsidenz schließen (WINTERER & BOSELLINI, 1981).

Das Rhät wird, zumindest in den Dolomiten, durch Sedimente repräsentiert, die nach ZEISS et al. (1991) schon den Calcarei Grigi (Flachwasserkarbonate) zugerechnet werden müssen. Die Autoren bezeichnen diese Serien als „Transition Sequenze“ (s.l.: 493), da sie zwischen dem Hauptdolomit und den eigentlichen liassischen Calcarei Grigi vermitteln.

4.2.1.2. Unterer Jura (Lias)

Schon im Rhät (oberste Trias) begann die Ausdünnung und Zerteilung der Kruste durch Rifting, welche sich im Lias sogar noch weiter verstärkte. Einige der vorher flachmeeres Gebiete wurden so stark abgesenkt, daß sie in den Bereich von relativ tiefem Wasser gelangten. Zu dieser Zeit manifestierten sich die vier Haupt-Fazieszonen im südalpinen Bereich endgültig (Abb. 6, 7). Dies waren von W nach E: Das Lombardische Becken, welches wiederum

in verschiedene Schwellen- und Trogbereiche aufgegliedert wird; das Trento-Plateau; der Belluno-Trog und die Friaul-Plattform (AUBOUIN et al., 1965; CASTELLARIN, 1972; BERNOULLI et al., 1979; WINTERER & BOSELLINI, 1981). Die Grenze zum eigentlichen Ozeanbereich bildete die Canavese Zone im Westen, die in dieser Betrachtung jedoch unberücksichtigt bleiben kann. Abb. 8 zeigt eine schematische Übersicht der paläogeographischen Entwicklung des südalpinen Raumes vom Nor bis in die Kreide.

Nach dieser initialen rhätisch-liassischen Rift-Phase erfolgte nun im Lias die Anlage des Ligurisch-Piemontesischen Ozeans, welcher Europa von Afrika trennte (DERCOURT et al., 1986). Die Öffnung dieses Ozeans ist eng mit der Anlage des Zentralatlantik zu dieser Zeit verknüpft. Das südalpine Gebiet wurde Teil des nordwestlichen Kontinentalrandes der Apulischen Platte, welche noch zum Afrikanischen Kontinent gehörte (CHANELL & HORVÁTH, 1976; WINTERER & BOSELLINI, 1981).

Auf dem Trento-Plateau wurden während des unteren und mittleren Lias Flachwasserkarbonate (Calcarei Grigi) sedimentiert; auch auf der Friaul-Plattform herrscht im Lias die Sedimentation peritidaler Karbonate vor. In den Beckenbereichen wurden vor allem hemipelagische Sedimente mit Einschaltungen von Kalk-Turbiditen abgelagert. Der Eintrag dieses detritischen Materials erfolgte von den im Westen oder Osten gelegenen Hochgebieten.

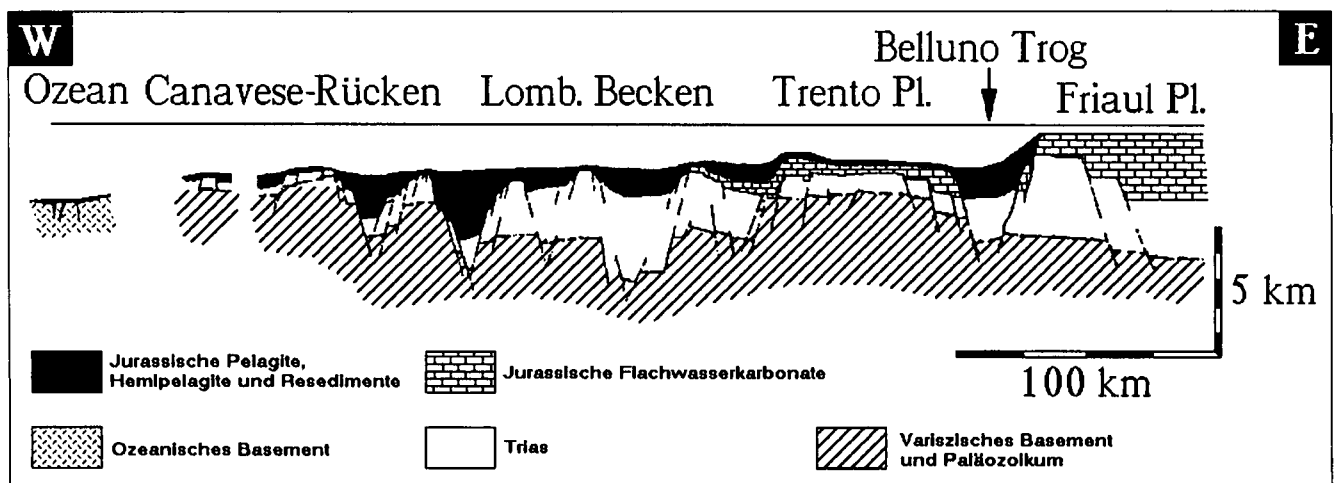


Abb. 7.
Paläogeographisches Profil des südalpinen Raumes im Jura (nach BERNOULLI et al., 1979).

Im oberen Lias erfolgte an den Rändern des Trento-Plateaus die Ablagerung oolithischer Gesteine, der N-Teil (Dolomiten) jedoch war zu dieser Zeit schon abgesunken. Hier findet sich eine kondensierte Abfolge pelagischer Kalke mit Ammoniten des Toarcien/Aalenien. Im südlichen Mittelteil des Plateaus sind keine Sedimente des oberen Lias erhalten. Dies ist wahrscheinlich die Folge eines starken Absinkens des Plateaus bei gleichzeitigem „by-passing“ von Sedimentmaterial durch marine Strömungen (BOSELLINI et al., 1980). Ein Hiatus durch zwischenzeitliches Auftauchen des Plateaus ist fraglich, da ab dem Dogger rein pelagische Sedimente abgelagert wurden. Andererseits erfolgte vom Trento-Plateau im Osten der Eintrag großer Massen submariner Brekzien über das, dieses Hochgebiet nach Westen begrenzende, Garda-Escarpment in das Lombardische Becken.

4.2.1.3. Mittlerer Jura (Dogger)

Im Dogger erfolgt der rasche Eintrag großer Massen oolithischer Kalke (Vajont Limestone) von der Friaul-Plattform nach Westen in das Belluno-Becken. Die Sedimentationsrate übersteigt bei weitem die im oberen Lias schon schwächer gewordene Subsidenzrate dieses Beckenbereiches. So kommt es im oberen Dogger auf dem westlichen Trento-Plateau zu einer Verzahnung dieser kalkigen Resedimente mit pelagischen Kalken, da der Reliefunterschied zwischen Tiefbereich im Osten und Plateau im Westen inzwischen ausgeglichen ist. Dies ist das Resultat der Absenkung des gesamten Trento-Plateaus zu Beginn des Dogger. Daß dieses ehemalige Hochgebiet abgesunken sein muß, zeigt sich an der Sedimentation roter, pelagischer Knollenkalke (Ammonitico Rosso Inferiore), in denen keinerlei Faunenelemente eines Flachmeeres zu finden sind (BOSELLINI et al., 1981).

Das Belluno-Gebiet war am Ende des Dogger kein submariner Beckenbereich mehr, sondern es bildet als Hangbereich (Belluno-Slope) die Verbindung zwischen dem Hochgebiet der Friaul-Plattform und dem abgesunkenen Trento-Plateau (BOSELLINI et al., 1981).

Am Ende der Sedimentation des Ammonitico Rosso Inferiore war das Plateau in eine Tiefe von etwa 1000 m abgesunken (WINTERER & BOSELLINI, 1981). In Anbetracht der schon im Lias erfolgten Absenkung des nördlichen Bereiches könnten hier aber auch größere Wassertiefen erreicht worden sein. Vom Garda-Escarpment wurden weiterhin Turbidite nach Westen in das Lombardische Becken geschüttet.

4.2.1.4. Oberer Jura (Malm)

Am Ende des Jura herrschte in fast allen Regionen des Südalpins eine langsame pelagische Sedimentation vor. Nur auf der Friaul-Plattform wurden weiterhin Flachwasserkarbonate abgelagert, deren Aufarbeitungsschutt nach Westen auf den Belluno-Slope transportiert wurde.

Im Malm beginnt die Abfolge der pelagischen Sedimente sowohl im Lombardischen Becken als auch auf dem Trento-Plateau mit kieseligen Gesteinen. Dieser Radiolarit ist im Beckenbereich zum Teil völlig frei von Karbonat. Im Trento-Gebiet jedoch handelt es sich um kieselige Kalke mit Aptychen (Fonzaso Formation), die allerdings nicht auf dem ganzen Plateau entwickelt sind. Die Ablagerung dieser kieseligen Gesteine ist nach WINTERER & BOSELLINI (1981) auf eine erhöhte Produktion biogenen Siliziums zurückzuführen. Gleichzeitig scheinen die karbonatfreien

Sedimente im Lombardischen Becken, denselben Autoren zufolge, unterhalb der CCD abgelagert worden zu sein. Auf großen Teilen des Gebietes entwickelten sich Hardgrounds (BOSELLINI et al., 1981). Dies ist nach WINTERER & BOSELLINI (1981) eine Folge von starken Bodenströmungen und einer eingeschränkten Fossilproduktivität. Die Fonzaso-Formation findet sich auch in den westlichen Teilen des Belluno-Slopes, dort verzahnt sie sich mit den detritischen Ablagerungen, deren Ursprung die Friaul-Plattform ist. Über den kieseligen Gesteinen folgt im Lombardischen Becken ein Aptychen-Kalk (Rosso ad Aptici); auf dem Trento-Plateau wird ein roter, ammonitenreicher Knollenkalk (Ammonitico Rosso Superiore) abgelagert.

Im Tithon erfolgt im Lombardischen Becken und im Bereich des Trento-Plateaus nun eine Vereinheitlichung der Sedimentation. In beiden Faziesbereichen werden nannofossilreiche Kalke abgelagert. Im Lombardischen Becken ist dies die Maiolica-Formation (WEISSERT, 1979), auf dem Trento-Plateau die Biancone-Formation (CITA, 1965). Dies wird auf die Verlangsamung der Bodenströmungen und auf eine rasche und schnelle Absenkung der CCD zurückgeführt (WINTERER & BOSELLINI, 1981; WEISSERT, 1981). Diese rapide Tiefenzunahme der CCD ist nach WINTERER & BOSELLINI (1981) durch Veränderungen in der Wasserzirkulation von „upwelling“ (hohe Fossilproduktivität, siliziumreich, karbonatlösend) zu „downwelling“ (geringe Fossilproduktivität, siliziumarm, nicht karbonatlösend) bedingt. Nach WEISSERT (1979) kann neben einer Änderung der Wasserzirkulation auch eine starke Zunahme des kalkigen Nannoplanktons zu der CCD-Absenkung beitragen.

Im Bereich des nördlichen Trento-Plateaus (Dolomiten) setzt die Biancone-Sedimentation erst in der unteren Kreide ein. Das Tithon wird hier vollständig durch den Ammonitico Rosso repräsentiert (CITA, 1965).

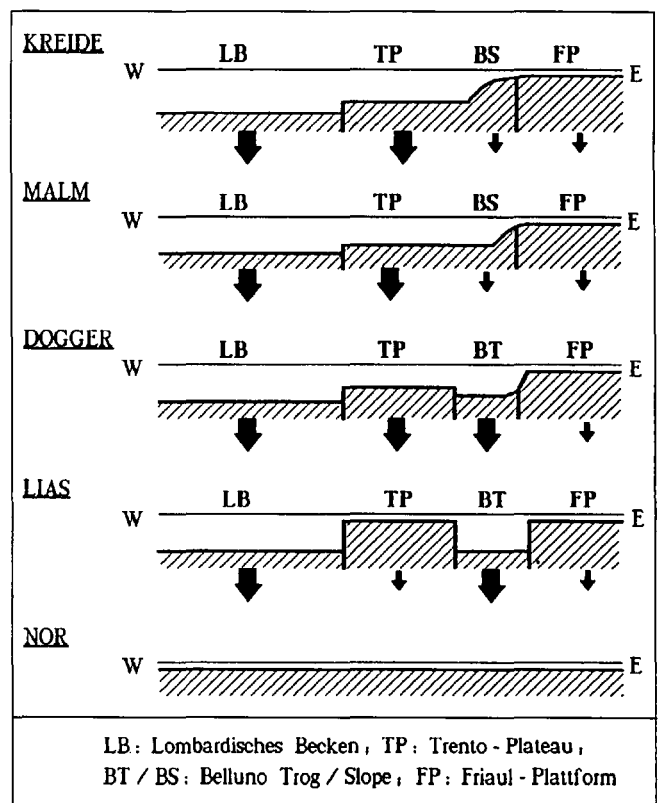


Abb. 8. Schematische Darstellung der paläogeographischen Entwicklung des Südalpins vom Nor bis in die Kreide.

Becken E-W orientierte Strukturelemente angelegt, die den Verlauf der von Norden kommenden Turbiditströme beeinflussen und sie in eine E-W-Richtung ablenken, so zum Beispiel das Malossa-High (BICHSEL & HÄRING, 1981).

4.2.2. Obere Kreide

Im Cenoman führen die zuvor beschriebenen orogenen Vorgänge zu einer Veränderung der Sedimentationsbedingungen im Lombardischen Becken. Erste terrigene Turbidite unterbrechen die bis dahin vorherrschende pelagische Sedimentation (BICHSEL & HÄRING, 1981). Nur in einigen, vor dem Einfluß der Turbidite geschützten Gebieten wird ausschließlich pelagische Scaglia akkumuliert (Bresciano-Gebiet). Im Verlauf der Oberkreide treten, besonders im Santon/Campan, verstärkt Kalkturbidite auf (BICHSEL & HÄRING, 1981; BERNOULLI et al., 1981; BERNOULLI et al., 1987). Diese kalkigen Resedimente belegen die Entstehung eines karbonatischen Schelfs als Sedimentlieferant im Norden. Im Lombardischen Becken hält die Sedimentation durch Turbidite bis in das Tertiär hinein an.

Auf dem größten Teil des Trento-Plateaus werden in der Oberkreide pelagische Sedimente vom Scaglia-Typ abgelagert. Eine Ausnahme bildet wiederum der nördliche Teil dieses Bereiches, die Dolomiten. Auch hier kommt es im oberen Cenoman, wie im Lombardischen Becken, zu ersten Schüttungen durch terrigene Turbidite aus im Norden gelegenen Gebieten, welche die bis dahin vorherrschende, rein hemipelagische Sedimentation (Scaglia Variegata) abzulösen beginnen. Diese quarzreichen, kalzitisch verkitteten Gesteine (Antruilles-Formation), die mit hemipelagischen Mergeln wechsellagern, dokumentieren einen Sedimentationsraum im „basin plain“-Bereich. Die terrigenen Quarze sind kaum gerundet. Dies indiziert einen relativ kurzen, schnellen Transport des Materials aus einem sich durch orogenetisch bedingte Vorgänge rasch hebenden Abtragungsbereich im Norden des Ablagerungsraums.

Zeitgleich mit der Antruilles-Formation werden auch im Varese-Gebiet des Lombardischen Beckens erste terrigene Turbidite (Varesotto-Flysch) aus dem Norden geschützt (zum Faziesvergleich Lombardisches Becken/Trento-Plateau siehe Abb. 10). Nach BICHSEL & HÄRING (1981) handelt es sich dabei um teilweise kanalisierte Kalksandsteine eines „slope“ oder „base of slope“ Bereiches. Sie

enthalten neben terrigenem Quarz auch eine große Anzahl biogener Komponenten. Dieser gravierende Unterschied zu der Antruilles-Formation läßt sich jedoch leicht erklären. Die Antruilles-Formation repräsentiert den distalen Bereich der Turbidite, deren Transportenergie nicht ausreichte, um die meist grobkörnigeren biogenen Fragmente in den im Becken gelegenen Bereich zu verfrachten. Zudem sind in den Ursprungsbereichen lithologische und faunistische Unterschiede der Resedimente nicht auszuschließen.

Eine gute Vergleichsmöglichkeit bietet der im Brianza-Gebiet des Lombardischen Beckens aufgeschlossene Flysch Rosso (Abb. 10). Er repräsentiert eine „basin plain“ Fazies, in der sich im oberen Cenoman ein deutlich verstärkter terrigener Einfluß von Norden bemerkbar macht. Dünnbankige Sandsteine alternieren mit roten, grünen und grauen Hemipelagiten (BICHSEL & HÄRING, 1981).

Dieser Vergleich zeigt eine deutliche Parallele in der lithofaziellen und paläogeographischen Entwicklung der beiden Faziesräume. Das erkennbare Sedimentationschema ist eindeutig als erstes Anzeichen der alpidischen Orogenese auch im südalpinen Raum zu werten. Der orogene Einfluß macht sich im südalpinen Bereich später bemerkbar als in den nordalpinen Gebieten, die im direkten Einflußbereich der gebirgsbildenden Bewegungen waren. Erste orogene Sedimente treten hier schon in der Unterkreide auf. Zu erwähnen sind die Rossfeld-Schichten (Barrême) in den Nördlichen Kalkalpen (u.a. SCHMIDT et al., 1991) und der Lavanter Flysch (Apt/Alb) in den Lienzer Dolomiten (FAUPL, 1977).

Über den Zeitraum Turon/Coniac/Santon können keine paläogeographischen Aussagen gemacht werden, da in den Dolomiten Relikte aus diesem Zeitintervall fehlen. Andererseits verändert sich der Komponenteninhalt der Resedimente im unteren Campan drastisch (s.u.), sodaß orogenetisch bedingte Meeresspiegelschwankungen in diesem Zeitabschnitt angenommen werden können.

Im unteren Campan werden auf dem nördlichen Trento-Plateau Kalkturbidite in Wechsellagerung mit hemipelagischen Mergeln sedimentiert, die aus nördlicher/nordöstlicher Richtung angeliefert wurden. Der meist biogene Inhalt der Resedimente (Großforaminiferen, Rotalgen, Bryozoenfragmente und andere Reste) belegen einen karbonatischen Schelf, der von einer reichen Fauna besiedelt war. Dieser im Norden des Trento-Plateaus gelegene Schelf bildet das Liefergebiet der

alkaligen Turbidite. Die Alternation von distalen und proximalen Turbiditen und ihre Wechsellagerung mit hemipelagischen Mergeln mit einer zu über 90 % aus planktonischen Foraminiferen bestehenden Fauna sowie die nicht kanalisierte

Abb. 10. Faziesvergleich Lombardisches Becken – Nördliches Trento-Plateau. Nach BERNOULLI et al. (1987), ergänzt nach eigenen Ergebnissen.

		LOMBARDISCHES BECKEN				N' TRENTO PLATEAU
		W			E	NE
m.y.		Varese/Mendrisio	Brianza	Bergamasco	Bresciano	Antruilles
70	Maastricht	nicht aufgeschlossen	Piano di Brenno Fm.		Scaglia	nicht aufgeschlossen
75	Campan	Prela Serien ?	Flysch di Bergamo	Pietra di Credaro	Variegata	Ruoibes-Formation
80		Colderio Flysch				
85	Santon	nicht aufgeschlossen	Piano di Sirono			?
	Coniac		Fm. di Pontida	Arenarie di Sarnico		nicht aufgeschlossen
90	Turon	Varesotto Flysch	Flysch Rosso & Scisti Neri		Scaglia Rossa	? Antruilles-Formation
95	Cenoman	Scaglia Rossa	Sass della Luna		Scaglia Rossa	Scaglia Variegata

Ausbildung der Sedimentbänke zeigen für den nördlichen Bereich der Dolomiten einen „base of slope“ Faziesbereich an.

Der terrigene Einfluß auf die turbiditische Sedimentation wird im Bereich der Dolomiten im mittleren/oberen Campan wieder deutlich stärker. Gleichzeitig mit dem Auftreten penekontemporär umgelagerter Kalksandstein-komponenten flachmarinen Ursprungs nimmt der Quarzgehalt der Resedimente ins Hangende hinein kontinuierlich zu. Die Quarze sind meist gut gerundet. Als Ursache für diese lithologische Änderung kann einerseits eine Verstärkung der orogenen Bewegungen im Zuge der alpidischen Orogenese verantwortlich sein, andererseits ist es möglich, daß im Hinterland durch Erosion quarzreiche Gesteine freigelegt wurden. Trifft letzteres zu, so wären die Quarze dann vom Festland in das flachmarine Milieu eingebracht, zum Teil zwischengelagert und dann durch Trübe-ströme in das Becken transportiert worden. Für diese Annahme spricht die meist gut gerundete Kornform der terrigenen Quarze.

Zum Vergleich mit der Ruoibes-Formation bieten sich im Lombardischen Becken zwei Gesteinsserien an (Abb. 10): Der Flysch di Bergamo (Brianza-Gebiet), der im oberen Santon einsetzt, zeigt zwar einen hohen biogenen Komponentenanteil, der Quarzgehalt liegt allerdings immer über dem der Ruoibes-Formation. BICHSEL & HÄRING (1981) deuten den hohen Anteil an biogenem Flachwasser-material als Hinweis auf die Erosion eines neritischen Bereiches.

Die Prella-Serien im Gebiet von Varese wurden von BERNOULLI et al. (1987) beschrieben. Sie setzen im mittleren Campan ein, etwas später also als die Ruoibes-Formation. Ihre Zusammensetzung ist mit der in dieser Arbeit beschriebenen Abfolge gut vergleichbar. Die Autoren definieren die Prella-Serien als Abfolge von Tiefseekonglomeraten, „pebbly calcarenites“, Sandsteinen, dünnbankigen Kalkturbiditen und pelagischen Kalken (l.c.: 54). Ihrer Ansicht nach wurden diese Gesteine in einem tiefmarinen Milieu abgelagert, vermutlich einem „base of slope“ Bereich. Die beschriebenen Resedimente enthalten Lithoklasten, aufgearbeitete Flachwasserfauna und penekontemporär umgelagerte Intraklasten. Als Ursprung der Komponenten geben BERNOULLI et al. (1987) einen karbonatischen Schelf/Schelfhangbereich im Norden des Beckens an. Eine Zunahme terrigenen Quarzes zum Hangenden hin konnten sie nicht nachweisen.

Die Vergleiche mit den lithologisch und faziell ähnlichen Serien aus dem Lombardischen Becken zeigen, daß die flachmeeri-schen Schelfareale im Norden beider Sedimentationsräume vergleichbar sind. Die li-

thologischen Unterschiede sind durch räumlich begrenzte Faktoren wie Wasserströmung, kleinere tektonische Bewegungen und Änderungen in der Zusammensetzung der im Hinterland erodierten Gesteine bedingt.

Es bleibt die Frage nach der ungefähren Lage des nördlich gelegenen Beckenrandes. CASTELLARIN (1976) beschäftigte sich mit dieser Frage in Bezug auf die oberkre-tazischen Flyschgesteine im Lombardischen Becken. Er geht bei seinen Berechnungen von folgenden Annahmen aus: Die Neigung des Schelfhangs betrug etwa 3° (dies läßt sich mit rezenten Beispielen aus dem Mittelmeerraum vergleichen); der Schelfrand lag in einer Wassertiefe von ca. 200 m. Überträgt man diese Vorgaben auf den Bereich des nördlichen Trento-Plateaus, so ergibt sich bei einer Bathymetrie von ca. 1500 m (die anzusetzende Mindest-tiefe für diesen Sedimentationsraum) eine Breite des Kontinentalabhangs von etwa 30 km. Durch diese Berechnung ist zumindest ein Hinweis auf die Paläolage des Schelfrandes im Campan und auch im Cenoman möglich.

Zur Erklärung der unterschiedlichen Sedimentation zwischen den Dolomiten und dem mittleren bzw. südlichen Trento-Plateau sind zwei verschiedene Modelle denkbar.

Das erste beruht auf der Begründung CITA's (1965) zur differenzierten Sedimentation in der Unterkreide. Demnach wäre der Bereich der Dolomiten schon seit dem oberen Lias in einer tieferen Position gewesen als der Rest des Trento-Plateaus. Sie bezeichnet diesen Bereich sogar als „Dolomitic basin“ (1965: 48). Im Zuge der alpinen Orogenese kann es zu einer weiteren Absenkung dieses Bereiches gekommen sein, so daß sich im Bereich der Dolomiten ein „echtes“ Becken entwickelte, in das die Sedimentation von den im Norden gelegenen Hochgebieten erfolgte.

Das zweite Modell geht von der Annahme aus, daß die Tiefenlage des gesamten Trento-Plateaus relativ einheitlich war. In diesem Fall wäre die Sedimentation durch Turbidite auf den nördlichen Teil des Trento-Plateaus beschränkt geblieben, da die Transportenergie der Suspensionsströme nicht ausreichte, das detritische Material auch in die südlich der Dolomiten gelegenen Bereiche des Trento-Gebietes zu transportieren.

Eine weitere Überlegung darf hier nicht unerwähnt bleiben: Die tektonische Stellung der Antruilles-Kreide ist mit größter Wahrscheinlichkeit als „pull-apart-basin“ zu interpretieren. Gegen eine synsedimentäre Anlage dieser tektonischen Struktur spricht jedoch das völlige Fehlen

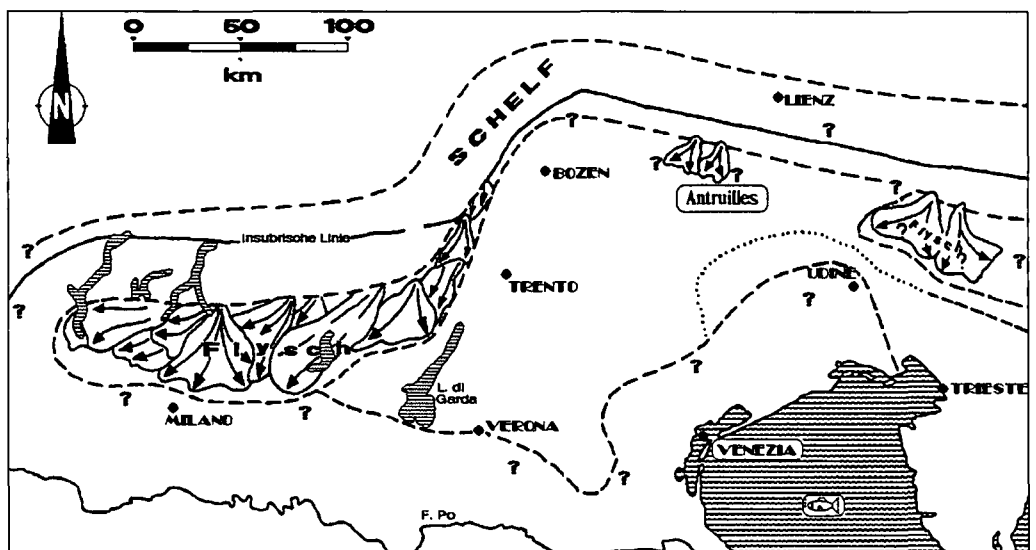


Abb. 11.
Faziesräume im süd-alpinen Bereich, in denen turbiditische Sequenzen auftreten. Umgezeichnet und ergänzt nach CASTELLARIN (1967).

sehr grobklastischer Sedimente, besonders von Megabrekzien. Diese groben Schüttungen sind sehr typisch für „pull-apart“-Becken. Mit hoher Wahrscheinlichkeit kann also die synsedimentäre Anlage eines „pull-apart-basin“ im Gebiet von Antruilles ausgeschlossen werden. Die Entstehung dieser Struktur ist entweder der Paläogenen (Dinarischen) oder der Neogenen (Alpinen) Deformationsphase im Tertiär zuzuordnen (DOGLIONI, 1987; DOGLIONI & SIORPAES, 1990).

Über die Entwicklung des Trento-Plateaus in der obersten Kreide und im unteren Tertiär können keine Aussagen gemacht werden, da keine Sedimente aus dieser Zeit erhalten sind.

Die einzigen tertiären Gesteine im Bereich der nordöstlichen Dolomiten sind die aquitanen (unteres Miozän) Sedimente des Col Bechei di sopra. Diese Konglomerate und Sandsteine wurden in einem litoralen, also flachmeeri-schen Faziesbereich abgelagert (CROS, 1966).

5. Schlußbemerkung

Durch die vorliegenden Ergebnisse kann, obwohl die oberkretazische Schichtabfolge in diesem Teil der Dolomi-

ten unvollständig ist, eine Lücke in der Kenntnis der Paläogeographie dieses Gebietes und des gesamten Südalpins zum Teil geschlossen werden.

Wichtig erscheint für die Zukunft die genaue Untersuchung der tektonischen Stellung des Oberkreidevorkommens von Antruilles. Sie steht in Zusammenhang mit der dinarischen und/oder alpidischen Deformationsphase der Alpen, die in diesem Gebiet durch DOGLIONI & SIORPAES (1991) an den miozänen Gesteinen des Col Bechei di sopra untersucht wurden.

Dank

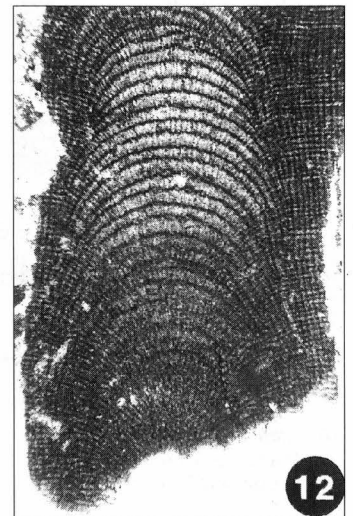
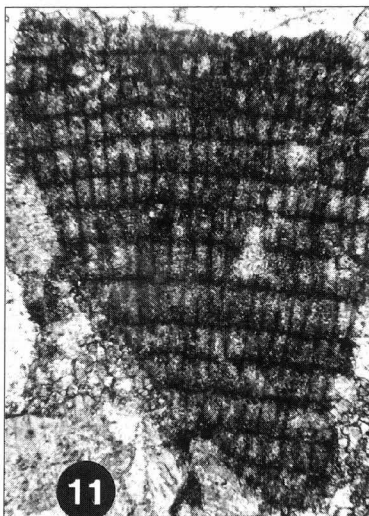
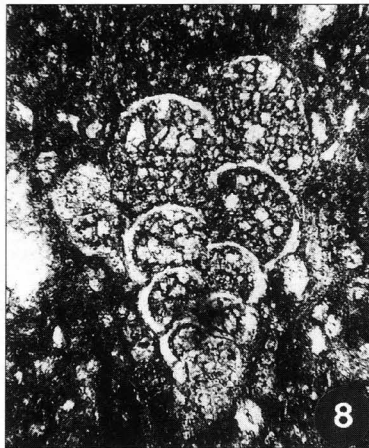
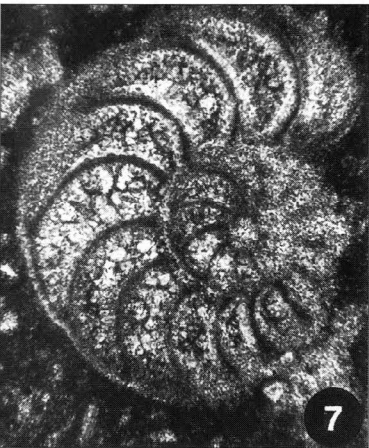
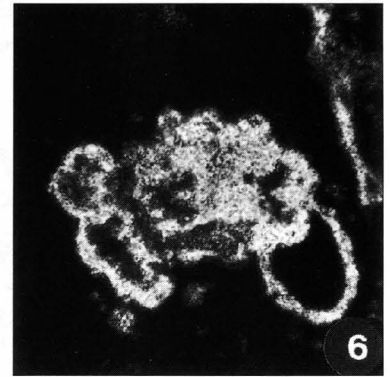
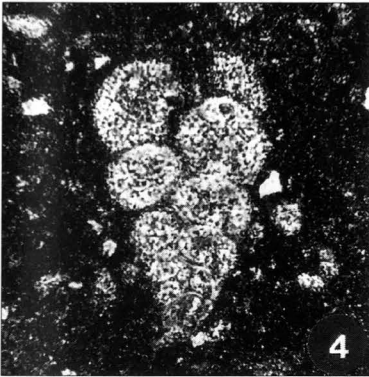
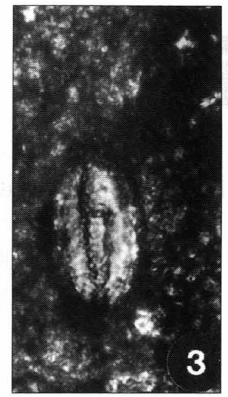
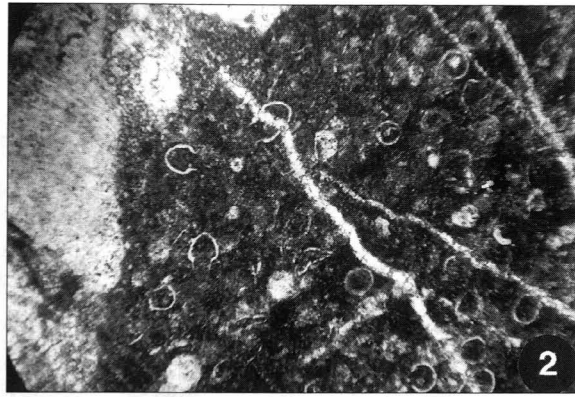
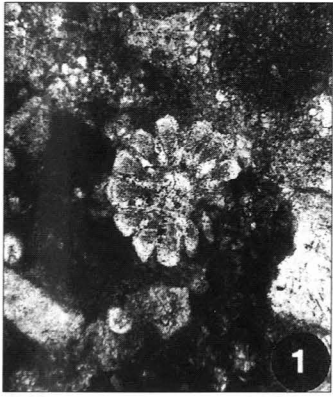
Besonderer Dank gebührt Herrn Prof. Dr. W. BLIND (Giessen) für die Betreuung der Arbeit und seine wertvollen Anregungen. All meinen Kollegen sei an dieser Stelle für ihre unschätzbare Hilfe gedankt.

Die DFG förderte das Forschungsvorhaben unter dem Aktenzeichen BL 66/9-1, ohne sie wäre diese Arbeit nicht möglich gewesen. Diese Veröffentlichung beinhaltet wesentliche Bestandteile der Dissertation des Autors.

Tafel 1

Biogener Inhalt der detritischen Kalke

- Fig. 1: **Echinodermenbruchstück.**
Maßstab: 1 cm = 150 µm.
Probe: ANT-III 20.
- Fig. 2: **Mikritischer Intraklast mit *Calpionella alpina*.**
Maßstab: 1 cm = 150 µm.
Probe: ANT-K 53.
- Fig. 3: ***Pitonella ovalis*.**
Maßstab: 2 cm = 100 µm.
Probe: ANT-III 20.
- Fig. 4: **Benthonische Foraminifere.**
Maßstab: 1 cm = 100 µm.
Probe: ANT-III 19.
- Fig. 5: ***Reusella* sp.**
Maßstab: 1 cm = 300 µm.
Probe: ANT-III 28.
- Fig. 6: ***Glomospira* sp.**
Maßstab: 1 cm = 100 µm.
Probe: ANT-III 18.
- Fig. 7: ***Gavelinella* sp.**
Maßstab: 1 cm = 100 µm.
Probe: ANT-III 22.
- Fig. 8: **Planktonische Foraminifere.**
Maßstab: 1 cm = 100 µm.
Probe: ANT-III 36.
- Fig. 9: **Benthonische Foraminifere.**
Maßstab: 1 cm = 100 µm.
Probe: ANT-III 61.
- Fig. 10: ***Archaeolithotamnium* sp. (Rotalge).**
Maßstab: 1 cm = 300 µm.
Probe: ANT-III 20.
- Fig. 11: **Rotalgenrest.**
Maßstab: 1 cm = 100 µm.
Probe: ANT-III 20.
- Fig. 12: ***Archaeolithotamnium* sp. (Rotalge).**
Maßstab: 1 cm = 150 µm.
Probe: ANT-III 28.



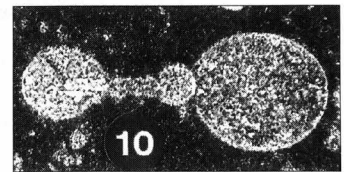
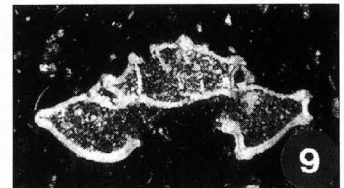
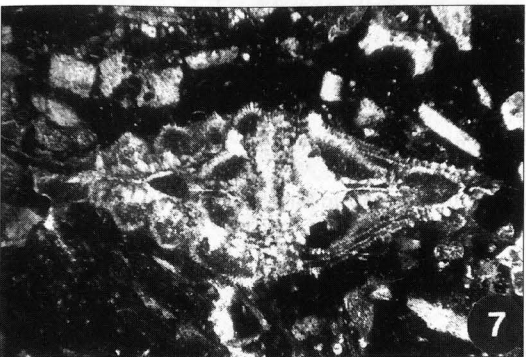
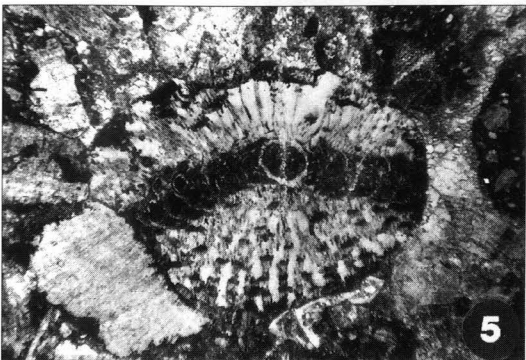
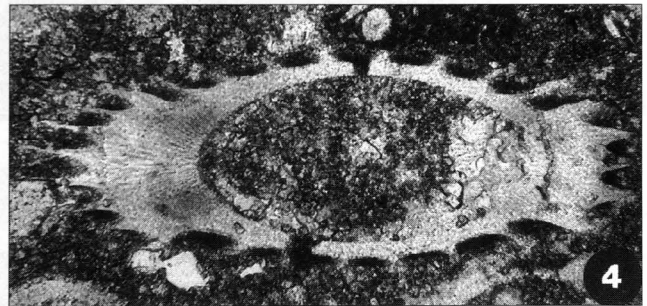
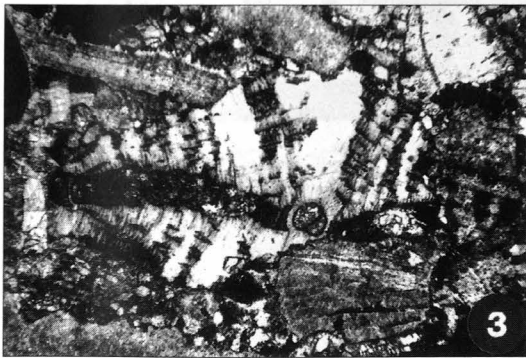
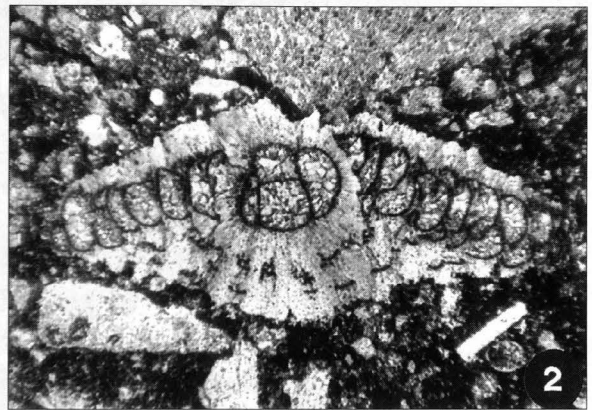
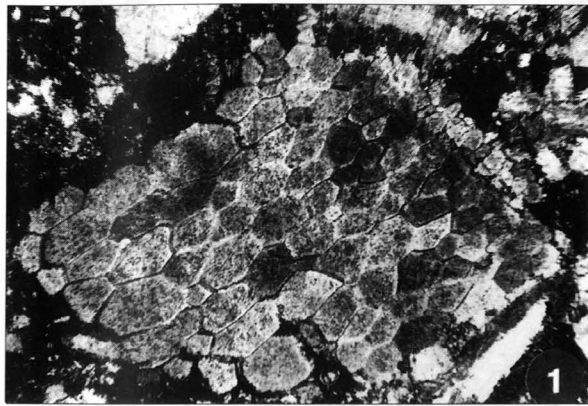
Tafel 2

Biogener Inhalt der detritischen Kalke

- Fig. 1: **Schalenbruchstück.**
Maßstab: 1 cm = 300 µm.
Probe: ANT-IV 10.
- Fig. 2: ***Orbitoides tissoti* (SCHLUMBERGER).**
Maßstab: 1 cm = 300 µm.
Probe: ANT-III 28.
- Fig. 3: ***Orbitoides* sp.**
Maßstab: 1 cm = 400 µm.
Probe: ANT-III 28.
- Fig. 4: **Schnitt durch eine uniseriale Foraminifere.**
Maßstab: 1 cm = 100 µm.
Probe: ANT-III 58.
- Fig. 5: ***Orbitoides* sp.**
Maßstab: 1 cm = 400 µm.
Probe: ANT-III 28.
- Fig. 7: ***Siderolites* sp.**
Maßstab: 1 cm = 400 µm.
Probe: ANT-III 1.
- Fig. 8: **Bryozoenbruchstück.**
Maßstab: 1 cm = 400 µm.
Probe: ANT-III 58.

Foraminiferen aus hemipelagischen Mergeln des Campan

- Fig. 6: ***Globotruncana linneiana* (D' ORBIGNY).**
Maßstab: 1 cm = 100 µm.
Probe: ANT-IV 16.
- Fig. 9: ***Contusotruncana fornicata* (PLUMMER).**
Maßstab: 1 cm = 300 µm.
Probe: ANT-III 48.
- Fig. 10: ***Ammodiscus* sp.**
Maßstab: 1 cm = 100 µm.
Probe: ANT-III 18.

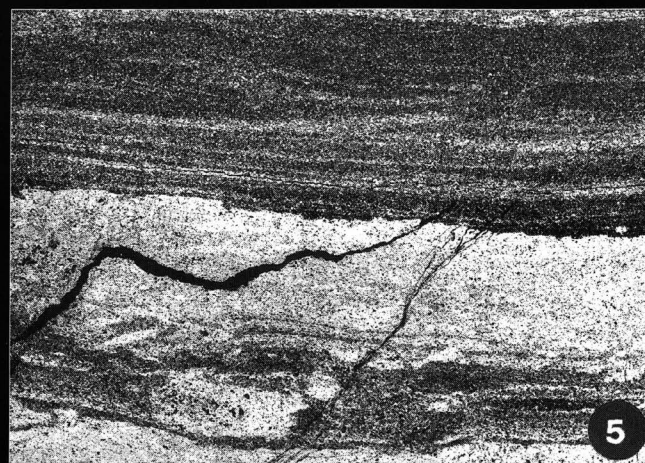
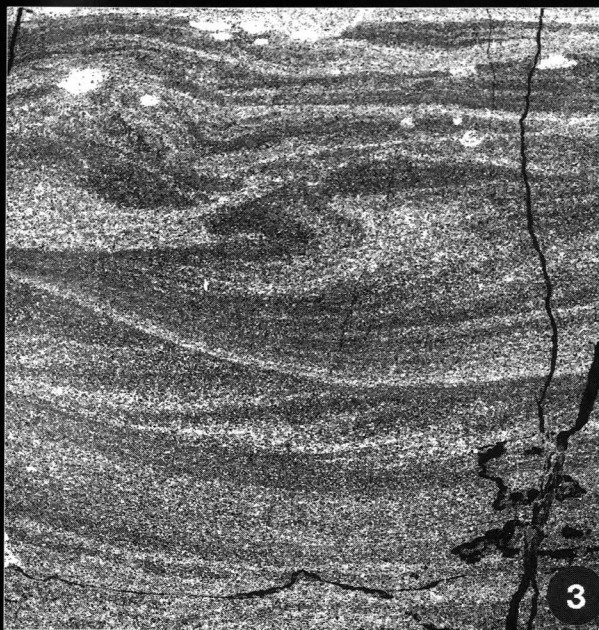
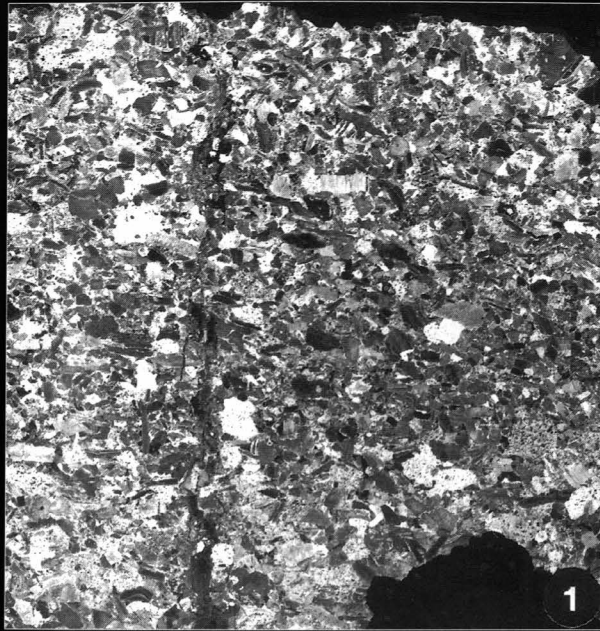


Tafel 3

Beispiele zur Sedimentologie im Campan

- Fig. 1: **Teil eines A-Intervalls (nicht gradiert) eines „vollständigen“ Kalkturbidits.**
Probe: ANT-K VI 21.
- Fig. 2: **A-Intervall eines „vollständigen“ Kalkturbidits mit penekontemporär umgelagerten Mikriten.**
Probe: ANT-K III 28.
- Fig. 3: **C-Intervall eines „unvollständigen“ Kalkturbidits.**
Probe: ANT-K III 41.
- Fig. 4: **Scharfe Obergrenze eines Kalkturbidits, der mit dem C-Intervall endet.**
Probe: ANT-K III 6.
- Fig. 5: **Scharfe Untergrenze einer detritischen Bank.**
Probe: ANT-K III 55.

Vergrößerung aller Figuren: X3,2.



Literatur

- AUBOIN, J., BOSELLINI, A. & COUSIN, M.: Sur la paleogeographie de la Venetie du Jurassique. – Mem. Geol. Paleont. Univ. Ferrara, **1(2)**, No. 5, 147–158, Ferrara 1965.
- BANDY, O.L. & ARNAL, R.E.: Middle Tertiary basin development. – Bull. Geol. Soc. Amer., **80**, 783–820, Colorado 1969.
- BECKMANN, J.P., BOLLI, H.M., KLEBOTH, P. & PROTO DECIMA, F.: Micropaleontology and biostratigraphie of the Campanian to Paleocene of the Monte Giglio, Bergamo Province, Italy. – Mem. Sci. geol. (Padova), **35**, 91–172, Padova 1982.
- BERNOULLI, D., BECKMANN, J.P., BOLLI, H.M. & GUNZENHAUSER, B.A.: Upper Cretaceous deep-water sediments near Prella (Southern Alps, Mendrisotto, Switzerland). – Mem. Sci. geol. (Padova), **39**, 49–71, Padova 1987.
- BERNOULLI, D., BICHSEL, M., BOLLI, H.M., HÄRING, M.O., HOCHULLI, P.A., & KLEBOTH, P.: The Missaglia Megabed, a catastrophic deposit in the Upper cretaceous Bergamo Flysch, northern Italy. – Eclogae geol. Helv., **74** (2), 421–442, Basel 1981.
- BERNOULLI, D., CARON, C., HOMEWOOD, P., KÄLIN, O. & VAN STUIJVENBERG, J.: Evolution of continental margins in the Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **59/1+2**, 165–170, Basel 1979.
- BICHSEL, M. & HÄRING, M.O.: Facies evolution of Late Cretaceous Flysch in Lombardie (northern Italy). – Eclogae geol. Helv., **74** (2), 383–420, Basel 1981.
- BOSSELLINI, A.: Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Trias. – Mem. Museo st. Nat. Ven. Trid., **15**, 1–72, Trento 1965a.
- BOSELLINI, A., LOBITZER, H., BRANDNER, R., RESCH, W. & CASTELLARIN, A.: The complex basins of the calcareous Alps and Palaeomargins. Outline of the Geology of Austria and selected Excursions. – Abh. Geol. B.-A., **34**, 287–325, Wien 1980.
- BOSELLINI, A., MASETTI, D. & SARTI, M.: A Jurassic "Tongue" of the Ocean infilled with oolitic sands: The Belluno Trough, Venetian Alps, Italy. – Marine Geology, **44** (1981), 59–95, Amsterdam 1981.
- CARON, M.: Cretaceous planktic foraminifera. – In: BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K. (Eds.): Plankton Stratigraphie, 17–86, Cambridge (Cambridge University Press) 1985.
- CASTELLARIN, A.: Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite tra "Piatto Veneta" e "Bacino Lombardo" a Nord di Riva di Garda. – Giorn. Geol., 11–212, Bologna 1972.
- CASTELLARIN, A.: Ipotesi paleogeografica sul Bacino del Flysch Sudalpino Cretacico. – Boll. Soc. Geol. Ital., **95**, 501–511, Roma 1976.
- CHANNELL, J.E.T., D'ARGENIO, B. & HORVÁTH, F.: Adria, the African promontery, in Mesozoic Mediterranean palaeogeography. – Earth-Sci. Rev., **15**, 213–292, 1979.
- CHANNELL, J.E.T. & HORVÁTH, F.: The African/Adriatic promontery as a paleogeographical premise for alpine orogeny and plate movements in the Carpatho-Balkan region. – Tectonophysics, **35** (1–3), 71–101, Amsterdam 1976.
- CITA, M.B.: Jurassic, Cretaceous and Tertiary microfacies from the Southern Alps (Northern Italy). – Int. Sed. Petrol. Ser., VIII, 101 p., Leiden 1965.
- CROS, P.: Age oligocène supérieur d'un poudingue (du Mte. Parei) dans les Dolomites centrales italiennes. – C.R. somm. S.G.F., **4**, 250–252, Paris 1966.
- CROS, P. & DUPEUBLE, P.A.: Caractères des terrains crétacés supérieurs dans la vallée d'Antruilles. – C.R. somm. S.G.F., **6**, 232–233, Paris 1967.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L.P., RICOU, L.-E., KAZMIN, V.G., LE PICHON, X., KNIPPER, A.L., GRANDJAQUET, C., SBORTSHIKOV, I.M., GEYSSANT, J., LEVRIER, C., PECHERSKY, D.H., BOULIN, J., SIBUET, J.C., SAVOSTIN, L.A., SOROKHTIN, O., WESTPHAL, M., BAZHENOV, M.L., LAUER, J.P. & BIJU-DUVAL, B.: Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. – Tectonophysics, **123**, 242–315, Amsterdam 1986.
- DOGLIONI, C.: Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, Northern Italy). – J. Struct. Geol., **9/2**, 181–193, Tulsa 1987.
- DOGLIONI, C. & SIORPAES, C.: Polyphase deformation in the Col Bechei area (Dolomites – Northern Italy). – Eclogae geol. Helv., **83/3**, 701–710, Basel 1990.
- FAUPL, P.: Sedimentologische Studien im Kreideflysch der Lienzer Dolomiten. – Anz. Öster. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **113**, 131–134, Wien 1977.
- FOLK, R.L. & ROBLES, R.: Carbonate sands of Isla Perez, Alcaron Reef Complex, Yucatan. – J. Geol., **2/3**, 255–292, Chicago 1964.
- KLEBOTH, P.: Stratigraphie und Sedimentologie der höheren Oberkreide und des Alttertiärs der Brianza (Provinz Como, Italien). – Mem. Sci. geol. (Padova), **35**, 213–252, Padova 1982.
- LAUBSCHER, H.P. & BERNOULLI, D.: Mediterranean and Tethys. – In: NAIRN, A.E.M. et al. (Eds.): The ocean basins and margins vol. 4A: The Eastern Mediterranean, 1–28, New York 1977.
- MC ILREATH, I.A. & JAMES, N.R.: Carbonate Slopes. – In: Facies Models (WALKER, R.G. ed.), 4. Auflage 1981, 133–144, Hamilton (Geoscience Canada) 1979.
- MEISCHNER, K.-D.: Allodaphische Kalke, Turbidite in Riff-nahen Sedimentationsbecken. – In: Turbidites (BOUMA & BROUWER, eds.), 156–191, New York (Elsevier) 1964.
- MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A.: Sediment gravity flows: Mechanics of flow and deposition. – In: Turbidites and deep-water sedimentation (MIDDLETON, G.V. & BOUMA, A.H. (eds.)), SEPM short course, Anaheim Pacific Sec. Soc. econ. Paleont. Mineral., 1–38, Los Angeles 1973.
- ROSSI, P.M.: Structural and stratigraphical pattern of the Lombardy, Southern Alps. – In: Structural model of Italy. Quaderni de "La ricerca scientifica", **90**, 67–119, Roma 1975.
- SCHMIDT, T., BLAU, J. & KAZMER, M.: Large-scale strike-slip displacement of the Drauzug and the Transdanubian Mountains in early Alpine history: evidence from Permo-Mesozoic facies belts. – Tectonophysics, **200**, 213–232, Amsterdam 1991.
- SEILACHER, A.: Bathymetrie von Spurenfossilien. – Paläontologische Kursbücher, Bd. 2, Paläobathymetrie, 104–123, Paläontologische Gesellschaft, München 1984.
- SLITER, W.V.: Cretaceous benthic foraminifers from the Western South Atlantic, LEG 39, DSDP. – Init. Reps. DSDP, **39**, 657–697, Washington 1977.
- SLITER, W.V.: Biostratigraphic zonation for Cretaceous planktonic foraminifers examined in thin section. – J. Foram. Res., **19/1**, 1–19, Lawrence (Kansas) 1989.
- STOCK, H.: Stratigraphische Untersuchung der Kreide von Antruilles (Südtiroler Dolomiten, Provinz Belluno/Italien). – Unveröff. Diplomarbeit, 92 S., Giessen 1986a.
- STÖHR, D.: Stratigraphische Untersuchungen von Jura und Kreide im Gebiet von La Stua (Südtirol/Italien). – Unveröff. Diplomarbeit, 144 S., Giessen 1984.
- STÖHR, D.: Die Ammoniten der Kreide von La Stua (Dolomiten, Norditalien). – Dissertation, 173 S., Gießen 1993.
- WALKER, R.G.: Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. – J. Sed. Pet., **37**, 25–43, Tulsa 1967.
- WALKER, R.G. & MUTTI, E.: Turbidite facies and facies associations. – In: MIDDLETON, G.V. & BOUMA, A.H. (eds.): Turbidites and deep-water sedimentation. Pacific Sect. Soc. econ. Paleont. Mineral., SEPM short course, 119–158, Anaheim 1973.
- WEISSERT, H.: Die Paläoozeanographie der südwestlichen Tethys in der Unterkreide. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, **226**, 174 S., Zürich 1979.
- WEISSERT, H.: Depositional processes in an ancient pelagic environment of the Lower Cretaceous Maiolica of the Southern Alps. – Eclogae geol. Helv., **74**, 339–352, Basel 1981.
- WINTERER, E.L. & BOSELLINI, A.: Subsidence and Sedimentation on Jurassic Passive Continental Margin, Southern Alps, Italy. – AAPG Bull., **1981**, 394–421, Tulsa 1981.
- ZEISS, A., HORRELT, R., PFEFFER, R. & SIEREK, H. (1990): The Jurassic and Cretaceous Sediments in the area NW of Cortina d'Ampezzo (Northern Italy). – Atti II Conv. Int. F.E.A. Pergola 87, PALLINI et alii cur., 491–505, Pergola 1990.