



**Die Nierental-Formation
der Oberen Gosau-Gruppe
(Oberkreide-Paleozän, Nördliche Kalkalpen)
in Berchtesgaden:
Definition, Fazies und Environment**

HANS GEORG KRENMAYR*)

21 Abbildungen, 4 Tabellen und 2 Tafeln

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 93

*Deutschland
Berchtesgaden
Lattengebirge
Untersberg
Nierental-Formation
Oberkreide
Paleozän
Lithostratigraphie
Sedimentologie
Faziesanalyse*

Inhalt

Zusammenfassung	410
Abstract	410
1. Einleitung	410
2. Geologischer Rahmen	410
3. Formationsbegriff	411
3.1. Allgemeines	411
3.2. Bisherige Verwendung der Begriffe „Nierentaler Schichten“ und „Nierental-Formation“	411
3.3. Lithologische Definition der Nierental-Formation	412
3.4. Anwendung des Formationsnamens auf andere Gosaulokalitäten	413
4. Sedimentologie der Nierental-Formation	413
4.1. Methodik, Nomenklatur	413
4.2. Die Verhältnisse am W-Fuß des Untersberges (Holostratotyp)	414
4.3. Das Lattengebirgs-Profil (Neostratotyp)	416
4.3.1. Stratigraphie	417
4.3.2. Lithologie und Petrographie	417
4.3.3. Sandsteinpetrographie	431
4.3.4. Schwermineralspektren anderer Gosauvorkommen	433
4.3.5. Paläotransportrichtungen	436
5. Sedimentäres Environment und paläogeographische Implikationen	436
5.1. Frühere Ergebnisse	436
5.2. Paläoozeanographie – Paläoklima	437
5.3. Schelf- und Hinterlandsrekonstruktion	437
5.4. Morphologie des Kontinentalhanges	438
5.5. Sedimentationsraten und Turbiditfrequenz	439
5.6. Zyklen, Trends	439
5.7. Interpretation der Paläotransportrichtungen	439
5.8. Sedimentationsmodelle und Vergleich mit Literaturbeispielen	440
5.9. Zusammenfassende Environmentinterpretation	440
Dank	441
Literatur	441
Tafeln 1–2	444

*) Anschrift des Verfassers: Mag. Dr. HANS GEORG KRENMAYR, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.
e-mail: hgkrenmayr@cc.geolba.ac.at.

Zusammenfassung

Die Nierental-Formation (Campan–Paleozän) wird anhand des Neo-Kompositstratotyps im Lattengebirge (Berchtesgaden) formell als lithostratigraphische Einheit definiert. Lithologisch handelt es sich um überwiegend dünn- bis mittelbankige Kalkmergel und Mergelkalke, die großteils eine gefügebrauflösende Bioturbation der *Zoophycos*-Ichnofazies zeigen. Der Anteil an Sandsteinbänken bewegt sich zumeist zwischen null und 20 %, nur ausnahmsweise werden 50 % erreicht. Die turbiditischen Sandsteine zeigen z.T. vollständige Bouma-Sequenzen. Die pelitischen Sedimente sind großteils hell- bis dunkelgrau oder olivgrau, rötliche Farbtöne treten aber wiederholt auf und stellen ein charakteristisches Merkmal der Nierental-Formation dar. Ebenso typisch sind Einschaltungen von Debris-Flow-Sedimenten und Slumping Paketen, wobei im Lattengebirgs-Profil ausschließlich Slumping-Pakete auftreten.

Als sedimentäres Environment für die Nierental-Formation wird ein mittlerer Kontinentalhangbereich über der CCD angenommen. Dafür spricht, neben der paläogeographischen Lage zwischen gleichalten Schelfsedimenten im Süden und Tiefwassersedimenten, die unterhalb der CCD abgelagert wurden, im Norden auch die Faziesassoziation aus Pelagiten, mittel- bis dünnbankigen Turbiditen, Debris-Flow-Sedimenten und Slumping-Paketen. Auch die bathymetrische Interpretation der planktonreichen Foraminiferenassoziation durch BUTT (1981), die Paläo-transportrichtungsdaten, niedrige Sedimentationsraten (1,4 cm/ka), eine häufig chaotische Faziesverteilung und das weitgehende Fehlen von Kleinzyklen in den turbiditischen Abfolgen unterstützen diese Interpretation.

The Nierental Formation of the Upper Gosau Group (Upper Cretaceous – Lower Paleocene, Northern Calcareous Alps) in Berchtesgaden: Definition, Facies and Environment

Abstract

A formal lithostratigraphic definition is established for the Campanian–Paleocene Nierental Formation at the neo-composite-stratotype section of the Lattengebirge (Berchtesgaden, Bavaria). The sediments comprise thin to medium bedded calcareous marlstones to marly limestones which partly show intensive bioturbation of the *Zoophycos*-ichnofacies. Sandstone beds generally contribute with zero to 20 % of the total sediment column, exceptionally reaching 50 %. Part of the sandstone beds show complete Bouma-sequences. The muddy sediments are mostly light grey to dark grey or olive grey, but reddish colours do repeatedly occur and constitute a distinctive feature of the Nierental Formation. Also debris flow and slump deposits are typically associated with the pelagic/turbiditic sediment succession; in the type section only slump deposits do occur.

The depositional sedimentary environment of the Nierental Formation is assumed to be the middle continental slope above the CCD. This is suggested by its palaeogeographic position between time-equivalent shelf sediments to the south and deep-water sediments from below the CCD to the north. The facies association of pelagites, thin to medium bedded turbidites, debris flow and slump deposits is also regarded to be typical of slope environments. Furthermore the bathymetric interpretation of the plankton-rich foraminiferal assemblages by BUTT (1981), the pattern of palaeotransport directions, low sedimentation rates (1.4 cm/ka), a commonly irregular facies organisation, and the absence of small-scale cyclicity in the turbidite successions support this interpretation.

1. Einleitung

Der Begriff „Nierentaler Schichten“ hat in der geologischen Ostalpenliteratur, ausgehend von der Erstbeschreibung durch GÜMBEL (1861), eine sehr wechselhafte und häufig kontroversielle Entwicklung erfahren, während der dieser Begriff sogar auf Sedimentfolgen in anderen großtektonischen Einheiten als den Nördlichen Kalkalpen ausgeweitet wurde (KOCKEL, 1922: 126–127). Bei allen Autoren standen aber stets die lithologischen Eigenschaften der jeweiligen Sedimentfolgen, die mit dem Namen „Nierentaler Schichten“, später auch schon „Nierental-Formation“ belegt wurden, im Vordergrund.

Mit dieser Arbeit wird nun, anhand des Neo-(Komposit-)Stratotyps im sogenannten „Wasserfallgraben-Profil“ des Lattengebirges, eine formelle Definition der Nierental-Formation als lithostratigraphische Einheit im Sinne der Kodifizierung in SALVADOR (1994) vorgenommen. Ein Grenzstratotyp für die Liegendgrenze der Nierental-Formation ist im Lattengebirge bekannt. Das Gesamtprofil endet in der Nannozone NP 1(2) unter einer Überdeckung durch Hangschutt. Ein Grenzstratotyp für die Hangendgrenze der Nierental-Formation konnte im Typusgebiet nicht gefunden werden.

Darüberhinaus wird eine Interpretation des Environments der tiefmarinen Fazies der Nierental-Formation und eine Einordnung des Sedimentationsgeschehens in bestehende paläogeographische Modelle (WAGREICH & FAUPL, 1994; WAGREICH, 1995; FAUPL & WAGREICH, 1996) versucht.

Wichtige frühere, stratigraphische und sedimentologische Bearbeitungen des Profils im Lattengebirge, z.T. auch des Lectostratotyps im Bereich des Nierentales, finden sich bei PLÖCHINGER & OBERHAUSER (1957), HERM

(1962, 1981), OBERHAUSER (1963), HESSE & BUTT (1976), BUTT (1981), RISCH (1988) und WAGREICH & KRENMAYR (1993).

Spezielle Arbeiten beschäftigten sich mit der Kreide/Tertiär-Grenze (z.B. HERM et al., 1981; PERCH-NIELSEN et al., 1982; JAFAR, 1994), die im höchsten Profilstück des Wasserfallgrabens erschlossen ist.

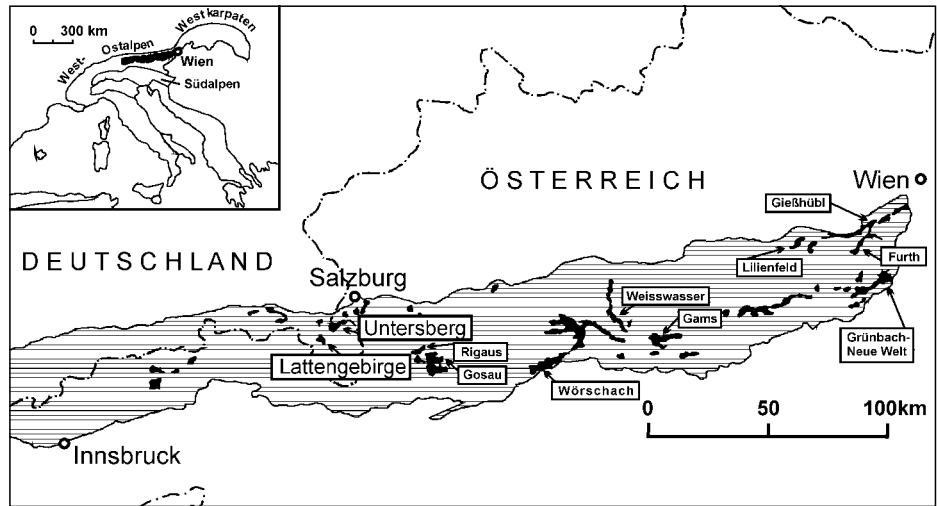
2. Geologischer Rahmen

Einen Überblick über die großtektonische Situation zur Zeit der Oberkreide und des Alttertiärs im Ostalpenraum geben u.a. OBERHAUSER (1963), TOLLMANN (1976), FAUPL et al. (1987) und FAUPL & WAGREICH (1992).

Die oberkretazisch–paleozänen Sedimente des Lattengebirges und am West-Fuß des Untersberges, wo sich die bearbeiteten Profillinien befinden, gehören zur Gosau-Gruppe der Nördlichen Kalkalpen, in der sich die komplizierte geodynamische Entwicklungsgeschichte des Nordrandes der Ostalpinen Mikroplatte widerspiegelt. Die Gosau-Gruppe lagert diskordant über einem prä-Turon gebildeten Stapel aus Sedimentgesteinsdecken. Die Ausbildung und Faziesverteilung der Gosau-Sedimente zeigen eine starke tektonische Kontrolle, bedingt durch die schräg gegen Südosten verlaufende Subduktion des Penninischen Ozeans unter die Ostalpine Mikroplatte (FAUPL & WAGREICH, 1992).

Die Gosau-Gruppe wird in die Untere Gosau-Subgruppe mit alluvialen bis seichtmarinen Sedimenten und in die Obere Gosau-Subgruppe mit Tiefwassersedimenten gegliedert. Die Untere Gosau-Subgruppe (Oberturon–Campan) wurde in kleinen Pull-apart-Becken entlang von synsedimentär aktiven Seitenverschiebungen abgelagert (WAGREICH et al., 1993). Nach einer kurzen Hebungspha-

Abb. 1. Verbreitung der Gosau-Gruppe (schwarz) in den Nördlichen Kalkalpen (schraffiert) mit den Vorkommen im Lattengebirge und am West-Fuß des Untersberges in Berchtesgaden, sowie einigen weiteren Gosau-Vorkommen, die im Text erwähnt werden. Übersicht: Alpine Orogenzone in Mittel- und Südeuropa mit den Nördlichen Kalkalpen (schwarz).



se, die in Teilen des Sedimentationsraumes auch tektonische Deformation und subaerische Erosion bedingte, folgte eine Phase mit rascher Subsidenz in bathyale bis abyssale Tiefen, die den gesamten Bereich der Nördlichen Kalkalpen, diachron von Nordwesten (ab Santon) nach Südosten (Maastricht) fortschreitend, erfasste (WAGREICH, 1991; WAGREICH & FAUPL, 1994). Dies führte zur Sedimentation der (hemi)pelagischen und turbiditischen Oberen Gosau-Subgruppe (Obersanton–Eozän), zu der auch die Nierental-Formation gehört. Faziesverteilung und Paläotransportrichtungen zeigen einen gegen Norden absinkenden Kontinentalhang an. Die kräftige Subsidenz, sowie die vorhergehende Hebungs- und Erosionsphase, können durch ein Modell subkrustaler tektonischer Erosion erklärt werden, wobei die Ereignisse möglicherweise durch die Subduktion einer topographischen Hochzone des Südpenninischen Ozeans unter die Ostalpine Mikroplatte ausgelöst wurden (FAUPL, 1990, 1991; WAGREICH, 1993, 1995).

Von den ursprünglich weit verbreiteten Sedimenten der Gosau-Gruppe, im besonderen der Oberen Gosau-Subgruppe, die ehemals fast die gesamten Nördlichen Kalkalpen bedeckte, blieben aufgrund nachfolgender tertiärer Orogenereignisse nur verhältnismäßig kleine und unzusammenhängende Erosionsreste in tektonisch bedingten Positionen erhalten (Abb. 1). Dabei kam der miozänen Bruchtektonik eine bedeutende Rolle zu (z.B. PERESSON & DECKER, 1996).

Der Untergrund der Gosau-Vorkommen des Lattengebirges und am W-Fuß des Untersberges zählt zur hochjuvavischen Berchtesgadener Decke (TOLLMANN, 1976). Das Hochjuvavikum stellt die höchste tektonische Einheit des kalkalpinen Deckenstapels dar. Die Gosau-Sedimente sind an Nord-Süd-streichenden bzw. Nordwest-Südost-streichenden, postgosauischen Abschiebungen in den Deckenkörper eingesenkt und so vor der Erosion verschont geblieben (RISCH, 1993: 71 f.).

Die bearbeiteten Profillinien liegen im Bereich der Geologischen Karte von Bayern, Blatt Nr. 8343 Berchtesgaden West (Bayerisches Geologisches Landesamt, 1993).

3. Formationsbegriff

3.1. Allgemeines

Im Jahre 1994 ist das international gültige Regelwerk zur Definition von stratigraphischen Einheiten, der sogenannte „Hedberg-Code“ (HEDBERG, 1976), unter einer neuen Herausgeberschaft in zweiter, überarbeiteter Auflage erschienen (SALVADOR, 1994). Demzufolge sind für die Definition einer Formation einheitliche lithologische Merkmale („observable physical features“ [SALVADOR, 1994, S. 32]) wesentlich, die eine kartierungsmäßige Ab-

grenzung dieser Formation (des Gesteinskörpers) gegen andere lithostratigraphische Einheiten ermöglichen. Dabei kann eine hohe lithologische Diversität im Detail selbst ein solches Merkmal konstituieren.

Da lithostratigraphische Einheiten in unterschiedlicher stratigraphischer und paläogeographischer Position theoretisch lithologisch ident sein können, ist auch die relative stratigraphische Position und – soweit möglich – die paläogeographische bzw. großtektonische Zuordnung (z.B. „Gosau“ oder „Ostalpin“ im Unterschied zu „Flyschzone“) in eine Definition einzubeziehen. Die grundlegend lithologische Definition des Sedimentkörpers entbindet daher auch nicht von der Aufgabe, dessen chronostratigraphischen Umfang so genau wie möglich anzugeben. Eine Erweiterung des stratigraphischen Umfangs der Formation über jenen des Typusprofils hinaus ist aber jederzeit möglich, wenn in anderen Profillinien ältere oder jüngere, lithologisch gleichartige Sedimente nachgewiesen werden.

Die für lithostratigraphische Definitionen herangezogenen lithologischen Merkmale müssen im Feld beobachtbar, also makroskopischer Natur sein („major lithologic features readily recognizable in the field“ [SALVADOR, 1994, S. 32 f.]). Bei der Formulierung dieser Merkmale sollten keinerlei interpretierende Begriffe, wie z.B. „(hemi)pelagisch“, „turbiditisch“ oder „tiefmarin“ verwendet werden.

3.2. Bisherige Verwendung der Begriffe „Nierentaler Schichten“ und „Nierental-Formation“

GÜMBEL, C.W. (1861) (= Erstautor) beschreibt (p. 575) die „Kalkmergel vom Nierenthale“ als

„gräulich, gelb, erdig oder körnig ... seltener ist das Gestein dicht, gräulich und bricht flachmuschelig.“

Zur Schreibweise des Formations- bzw. Schichtnamens ist zu bemerken, dass bereits GÜMBEL (1861), entgegen den Angaben in KUEHN (1962: 310 f.), konsistent vom „Nierenthal(e)“ – also mit „e“ – und nicht vom „Niernthal(e)“ spricht, allerdings mit dem altdutschen „th“ in „-thal(e)“. Das Nierental selbst ist weder auf der bayerischen noch österreichischen topographischen Karte zu finden, südlich des Vorkommens ist aber auf diesen Karten der „Nierentalkopf“ – also ohne „e“ – eingetragen. Diese Schreibweise findet sich beim Formations- bzw. Schichtnamen in der Literatur aber nur selten und wird daher auch in dieser Arbeit nicht übernommen.

PLÖCHINGER & OBERHAUSER (1957: 74) schlagen vor, ausschließlich die bunten Mergelpartien innerhalb eines Vorkommens als „Nierentaler Schichten“ zu bezeichnen.

HERM (1962: 32) gibt eine Literaturübersicht zum bis dahin geübten Gebrauch des Begriffs „Nierentaler Schichten“, beginnend beim Erstautor C.W. GÜMBEL (1861). HERM (1962: 46) wünscht eine biostratigraphische Einschränkung des Begriffs „Nierentaler Schichten“ auf Obercampan bis Maastricht, entsprechend der Typlokalität. Seine lithologische Definition (ebenso bezüglich der Typlokalität) umfasst blassrote, ziegelrote bis grauviollette, blassgrüne bis hellgraue oder mittelgraue Tonmergel, Mergel und Mergelkalke, sowie graue Sandsteine und Feinbreccien, in gleichförmiger Wechsellagerung.

OBERHAUSER (1963: 31) spricht von grauen bis bunten Mergeln bis Mergelkalcken des Oberostalpins, welche Kalkschalermikrofaunen mit reichlich Globotruncanen führen. Die ausdrückliche Beschränkung auf Obercampan bis Maastricht ist wichtig, weil es schon zuvor und auch danach Sedimente in „Nierentaler Fazies“ gibt.

HERM (1981): p. 24: der Begriff „Nierentaler Schichten“ wird ganz allgemein auf einen Faziestyp mit „pelagischer, bathyalen Sedimentation“ in der Gosau bezogen; p. 25:

„Mit dem Einsetzen von rötlichen und graugrünlischen Farbtönen wird die Kalkmergel-Serie als Nierentaler Schichten bezeichnet.“

BUTT (1981) dagegen vermeidet bei der Beschreibung des Profils im Wasserfallgraben des Lattengebirges die Verwendung jeglicher Formationsnamen.

TOLLMANN (1985: 89 f.) definiert die Nierentaler Schichten als eine Tiefwasserfazies mit roten und graugrünen Mergeln, reich an pelagischer Mikrofauna, die mit Turbiditen und mächtigen Hangbrekzien verknüpft sind und eine stratigraphische Reichweite von Untercampan bis Paleozän haben.

In einem Teil der im Folgenden zitierten jüngeren Arbeiten wird bereits der lithostratigraphische Begriff „Nierental-Formation“ verwendet, eine formelle Definition erfolgt dabei aber nicht.

FAUPL, POBER & WAGREICH (1987: 149) sprechen von roten Mergeln und mergeligen Kalken, deren Bildung hauptsächlich durch nicht-turbiditische Prozesse erfolgt ist. Distale Turbiditbänke und Slumping-Pakete sind häufig eingeschaltet, grobkörnige mass flow deposits sind selten. Eine ähnliche Beschreibung geben auch WAGREICH & FAUPL (1994: 241).

RISCH (1988: 305) bindet bei der Neubearbeitung des Profils im Lattengebirge den Begriff Nierental-Formation an das Auftreten rötlicher Farben.

Ein Beispiel für eine unzutreffende Verwendung des Begriffs „Nierentaler Schichten“ findet sich in RUTTNER & WOLETZ (1956), wo eine später als Brunnbachschichten (FAUPL, 1983) benannte turbiditische Sedimentfolge, offenbar ausschließlich aufgrund des Auftretens rötlicher Pelite, als Nierentaler Schichten angesprochen wurde. Die hemipelagischen Lagen der Brunnbachschichten sind aber weitgehend karbonatfreie Tonsteine und die Schichtfolge wird von grobkörnigem, turbiditischem Material dominiert. Damit unterscheiden sich diese Sedimente in wesentlichen Kriterien von den Nierentaler Schichten des Typusgebietes.

Bei allen Autoren scheint das Auftreten roter Farbtöne ausschlaggebend für die Wahl des Begriffs „Nierentaler Schichten“ zu sein, untergeordnet ist auch die Dominanz der mergeligen Sedimentanteile von Bedeutung, wobei die Beteiligung von Sandsteinen aber oft nicht erwähnt

oder unterschätzt wurde (z.B. PLÖCHINGER & OBERHAUSER, 1957). Die zeitliche Begrenzung auf Obercampan bis Maastricht ist für eine mögliche Neudefinition der Nierentaler Schichten als formelle lithostratigraphische Einheit nicht von Belang bzw. entsprechend den nomenklatorischen Regeln abzulehnen.

3.3. Lithologische Definition der Nierental-Formation

Die oberkretazisch bis paleozäne Nierental-Formation der Nördlichen Kalkalpen ist durch hohe lithologische Diversität ausgezeichnet. Die Ansprache einer Sedimentsteinsfolge als Nierental-Formation an einer bestimmten Lokalität ist daher anhand eines einzelnen, kleinen Aufschlusses häufig nicht möglich.

Die charakteristische Lithofazies der Nierental-Formation sind dünn- bis mittelbankige, harte Kalkmergel (50–75 % CaCO_3) und Mergelkalke (75–90 % CaCO_3). Auch karbonatärmere Pelite wie kalkige Tonsteine und Tonmergel treten untergeordnet auf. Die Farbtöne reichen typischerweise von olivgrau, gelblich-grau über blassrötlich bis hin zu deutlich ziegelrot, seltener auch blassgrünlich. Die Pelite lassen teilweise eine intensive Verwühlung erkennen.

Der Anteil von Sandsteinlagen ist stark schwankend und bewegt sich im allgemeinen zwischen null und 20 %, kann aber in einzelnen Profilabschnitten (s. z.B. Teilprofil 6 im Lattengebirge) bis zu 50 % betragen. Über längere Profilstrecken von mehreren Zehnermetern bleibt das Sandstein-Pelit-Verhältnis jedenfalls deutlich <1 . Die Mächtigkeit der Sandsteinlagen kann von wenigen Millimetern bis zu einigen Dezimetern betragen. Sie zeigen häufig ebene Lamination und Gradierung, mitunter auch vollständige Bouma-Zyklen. In der Regel handelt es sich um graue Mittel- bis Feinsandsteine. In ihrem Hangendabschnitt weisen sie oft fließende Übergänge in relativ karbonatarmer, zumeist graue Pelitpakete auf, die im Bereich der Typuslokalität max. 10 cm Dicke erreichen. Ab einer Mächtigkeit von wenigen Zentimetern sind diese in ihrem Liegendanteil nicht von Bioturbation betroffen.

Neben geschichteten und teilweise sandsteinführenden Pelitabfolgen treten auch massige Kalkmergel und Mergelkalke auf, die dann fast immer rötliche Farbtöne aufweisen.

Untergeordnet sind rötlich-grau laminierte Kalkmergel und Mergelkalke, die feine Sandsteinlaminae enthalten können, am Sedimentaufbau beteiligt. Diese Lithologie ist zumeist an Slumping Pakete gebunden, die in der Nierental-Formation typischerweise auftreten und bis zu mehreren Meter Mächtigkeit erreichen.

Aufgrund der Tatsache, dass das Auftreten rötlicher Farbtöne beim bislang geübten Gebrauch des Begriffs Nierentaler Schichten bzw. Nierental-Formation bei vielen Autoren entscheidend war, soll dazu in diesem Rahmen Stellung genommen werden. Die Beschreibung der Teilprofile 5–7 im Wasserfallgraben (Kap. 4.2.3.) zeigt, dass Profilabschnitte von 20 m Mächtigkeit und mehr, die ausschließlich graue Sedimentfarben aufweisen, in der Nierental-Formation nicht die Ausnahme, sondern die Regel sind. Andererseits ist das wiederholte Auftreten von rötlichen Sedimentfarben, auch wenn dies nur für einen Teil der Aufschlüsse in einem bestimmten Gebiet gilt, ein unzweifelhaft auffälliges und kartierungstechnisch bedeutendes lithologisches Merkmal. Das wiederholte Auftreten rötlicher Sedimentfarben wird daher, vor allem aus den genannten praktischen Gründen, als unerlässliches – wenn auch keinesfalls ausreichendes – Krite-

rium für die Anwendung des Begriffs Nierental-Formation angesehen. Darüberhinaus konnte bei der Bearbeitung gleich alter, ähnlicher Sedimentgesteinsfolgen in zahlreichen anderen Gosauvorkommen der Nördlichen Kalkalpen beobachtet werden, dass das vollständige oder weitgehende Ausbleiben von rötlichen Sedimentfarben auch mit einer deutlichen Veränderung der übrigen lithologischen Merkmale einhergeht. Das bedeutet, dass die zeitweilige Ausbildung rötlicher Pelitlagen oder -abfolgen im Zuge der Sedimentation der Nierental-Formation durchaus auch ein Indiz für ein spezifisches Environment darstellt.

3.4. Anwendung des Formationsnamens auf andere Gosaulokalitäten

Oberkretazische bis paleozäne Sedimente mit mehr oder minder starken Anklängen an die Fazies der Nierental-Formation des Neostrototyps im Lattengebirge sind in den Nördlichen Kalkalpen weit verbreitet (z.B. WAGREICH & FAUPL, 1994). Die fazielle Variationsbreite dieser Sedimente übersteigt jene an der Typuslokalität allerdings nochmals beträchtlich. So sind z.B. in mehreren Gosaulokalitäten konglomeratische bis brekziöse Debrite in die Schichtfolge eingeschaltet (WAGREICH & FAUPL, 1994); in der Gosau von Gams/Hieflau treten die rötlichen Farbtöne (außer an der Profilbasis) sehr stark zurück und im höheren Profilabschnitt sind mehrfach grobsandige Sedimentkörper eingeschaltet; an der Typuslokalität der Gosaugruppe, im Becken von Gosau, tritt neben weitgehend typischen Sedimenten in „Nierentaler Fazies“ (WILLE-JANOSCHEK, 1966) ein Faziestyp auf, in dem die stark bioturbaten Kalkmergel und Mergelkalke zugunsten der gradierten, meist grauen, großteils unverwühlten und vergleichsweise karbonatärmeren Pelite, die hier mehrere Meter Mächtigkeit erreichen, stark zurücktreten. In einem weiteren Faziestyp der Gosau von Lilienfeld fehlen die bioturbaten Kalkmergel sogar vollständig (KRENMAYR, 1996).

Für einige dieser abweichenden Faziestypen erscheint es durchaus sinnvoll (und aufgrund der oben gegebenen lithologischen Definition auch möglich) sie in den Begriff der Nierental-Formation zu integrieren, weil sie für sich genommen keine kartierbaren Einheiten darstellen. In anderen Fällen könnte die Einführung eines eigenen Formationsnamens zu Recht diskutiert werden, wobei im Einzelfall vor allem praktische Gesichtspunkte den Ausschlag geben sollten.

Weiters soll auf die Möglichkeit hingewiesen werden, in der Nierental-Formation einer bestimmten Lokalität Members oder Subformationen zu definieren, wobei dazu auch einzelne Profilabschnitte herausgegriffen werden können, ohne die gesamte Formation in Untereinheiten aufzugliedern. In vielen Fällen, so zum Beispiel im Wasserfallgraben-Profil des Lattengebirges, wo sich manche Teilprofile (s. Kap. 4.2.3.) gut für eine Definition als Member eignen würden, hätte dies aber aus heutiger Sicht nur eine Flut an neuen Namen, jedoch keinen praktischen Gewinn zur Folge.

4. Sedimentologie der Nierental-Formation

4.1. Methodik, Nomenklatur

Zur Bestimmung der Karbonatgehalte wurde eine „Karbonat-Bombe“ nach MÜLLER & GASTNER (1971) eingesetzt. Die Farbangaben beziehen sich auf die „Rock-colour chart“ nach GODDARD et al. (1948) und wurden an trockenen Gesteinsproben ermittelt. Die Mengenangaben bei Sedimentbeschreibungen beruhen auf Schätzungen anhand von Dünnschliffen mittels Vergleichsschaubildern nach FLÜGEL (1982). Zur Unterscheidung der karbonatischen Gesteinsanteile wurden die Dünnschliffe mit Kaliumhexacyanoferrat (III) und Natrium-Alizarinsulfonat gefärbt. Die Beobachtung von Sedimentstrukturen erfolgte z.T. an Anschliffen. Die Aufbereitung der Schwermineralproben erfolgte durch Lösung des gebrochenen Materials mit Essigsäure, Absiebung der Kornfraktion 0,4–0,063 mm und Schwereretrennung mit Tetrabromäthan. Die Anzahl der ausgezählten Körner in den Streupräparaten beträgt je Probe mindestens 150, im allgemeinen 250–350 Stück.

Die stratigraphischen Einstufungen mittels Nannofossilien wurden von M. WAGREICH (Wien) durchgeführt (WAGREICH & KRENMAYR, 1993)

Tabelle 1. Nannozonierung des Ober-Santon bis Maastricht (CC 16–CC 26) und des untersten Dan (NP 1) (nach WAGREICH & KRENMAYR, 1993) mit der Stufengliederung nach BURNETT (1996), die eine Modifikation der Stufengliederung von PERCH-NIELSEN (1985) darstellt.

Stufengliederung (Vorschlag der Brüsseler Arbeitsgruppen, 1995)	CC-Nannozone	Nannosubzone
Dan (pars.)	NP 1	
Oberstes Maastricht	26	B
		A
Ober-Maastricht	25	C
		B
		A
Unter-Maastricht	24	
Ober-Campan	23	B
		A
	22	C
		B
		A
Unter-Campan	21	C
		B
	A	
	20	
		B
A		
19	C	
	B	
	A	
Ober-Santon	17	B
		A
Mittel-Santon (pars.)	16	

und werden auf die aktuelle Stufengliederung von BURNETT (1996) bezogen, die eine Modifikation der Stufengliederung von PERCH-NIELSEN (1985) darstellt (Tab. 1).

Die Koordinaten-Angaben der Aufschlusspunkte und Profilstrecken beziehen sich auf die Rechtswerte (R) und Hochwerte (H) des Bundesmeldenetzes der Österreichischen Karte 1 : 50 000, Blatt 93 Berchtesgaden.

Die Verwendung des Begriffs (hemi)pelagisch bzw. (Hemi)pelagit in dieser Arbeit folgt der Definition von STOW & PIPER (1984: 624), wonach Hemipelagite einen terrigenen Siltanteil >40 % aufweisen müssen. Die hier beschriebenen, nichtturbiditischen Sedimentgesteine sind daher größtenteils als Pelagite zu bezeichnen. Die für diese Differenzierung erforderlichen Korngrößenuntersuchungen wurden an zuvor mit Salzsäure dekarbonatisiertem Material mittels eines Sedigraphen durchgeführt.

4.2. Die Verhältnisse am W-Fuß des Untersberges (Holostratotyp)

Die Aufschlussverhältnisse im Nierental und seinen Nachbargraben am westlichen Fuß des Untersberges in Berchtesgaden (Abb. 2) sind schlecht. Selbst die kurzen Profilstrecken, die HERM (1962, Lageskizze S. 36) beschreibt, sind zur Zeit nur mehr zum Teil aufgeschlossen; neue Aufschlüsse scheinen hingegen nicht entstanden zu sein. RISCH (1988: 295) bemerkt daher, dass sich das „Wasserfallgraben-Profil“ im Lattengebirge de facto zu einem Neostratotyp für die „Nierentaler Schichten“ entwickelt hat. Dennoch erscheint eine Prüfung der Verhältnisse am ursprünglichen Stratotyp (Holostratotyp) im Rahmen einer formellen Definition der „Nierentaler Schichten“ als lithostratigraphische Einheit (i.e. Nierental-Formation) unerlässlich.

Der mittels Nannofossilien nachgewiesenen Altersumfang der Nierental-Formation im Bereich des Holostratotyps umfasst oberstes Sanston/unterstes Campan–oberes Maastricht (CC17b–CC25c). HILLEBRANDT (1981) beschreibt auch Proben aus dem Unter- und Mittelpaleozän.

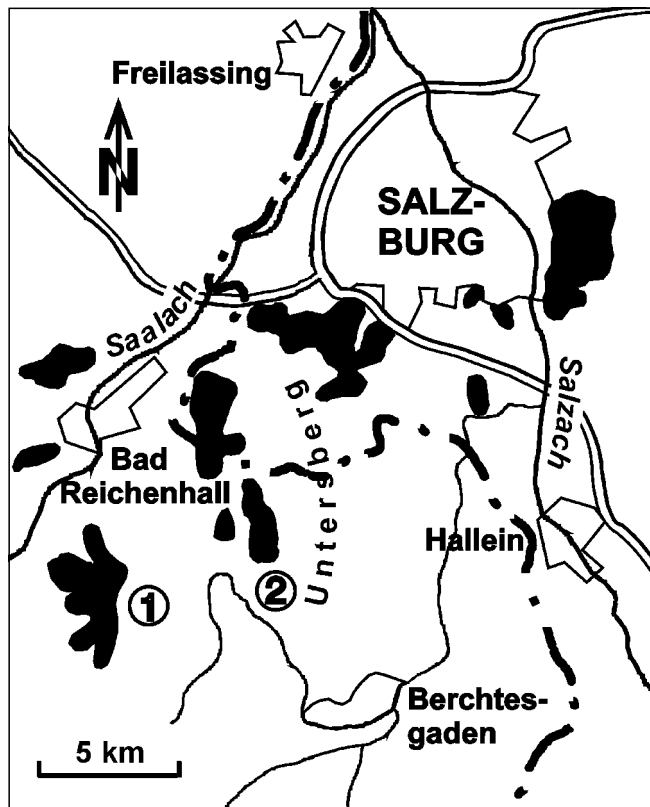


Abb. 2. Lageskizze der Gosauvorkommen (schwarz) im Raum Salzburg – Berchtesgaden. 1 = Gosau des Lattengebirges; 2 = Gosau am W-Fuß des Untersberges (Nierental-Gebiet).

„Profil C“ bei HERM (1962: 40 f.)

Profilbeginn: R 421050 / H 283240.

Dieses Profil setzt sich aus einigen Kleinaufschlüssen an der Böschung und in den Spurrillen eines steilen Karrenweges zusammen, der in der topographischen Karte nicht eingetragen ist. Die Aufschlüsse sind unzusammenhängend und stark gestört, wobei besonders die engständigen, schichtparallelen Bewegungsfugen die Beobachtung der Sedimenttypen erschweren. Bereits HERM (l.c.) vermutet eine Reduzierung der wahren Mächtigkeit durch schichtparallele Störungen. Die Aufnahme eines Säulenprofils mit wahren Mächtigkeiten ist nicht möglich.

Am Beginn des Hohlweges liegt an der bergseitigen Wegböschung ein Aufschluss (ca. 1 m hoch und wenige Meter lang; Nannoalter: CC22a–23b) mit hellgrauen (N 8), z.T. blässrötlichen Kalkmergeln; Sandsteinlagen fehlen. Das Sediment wirkt massig, ist aber intensiv zerschert. Nur an einer Stelle des Aufschlusses ist eine 40 cm mächtige Bank zu erkennen, deren Karbonatgehalt 86 % beträgt. Ein Dünnschliff dieser Bank zeigt eine fast rein planktonische Mikrofauna, die mit etwa 10 % am Sedimentaufbau beteiligt ist (Taf. 1, Fig. 1). Dabei fallen vor allem große Globotruncanen (ca. 1–2 % Sedimentanteil) auf. Sehr vereinzelt (ein bis fünf Stück pro Schliff) gibt es auch benthonische Formen. Die Foraminiferengehäuse sind mit Sparit erfüllt.

Die mikritische Matrix erscheint durch die Bioturbation dicht gefleckt, einzelne Grabgänge sind noch als solche zu erkennen. Der Anteil der Quarz- und Glimmerpartikel liegt unter 1 %, die maximale Korngröße der Quarzpartikel beträgt 0,15 mm.

12 m vom Ende dieses Aufschlusses den Weg aufwärts beginnt in den Spurrillen des Weges eine unzusammenhängende Abfolge von einzelnen Kalkmergelbänken oder Bankgruppen, die den Weg auf einer Strecke von ca. 70 m wiederholt kreuzen (Nannoalter am Beginn dieser Abfolge: CC22a–23b, auf ca. halber Wegstrecke: CC25b). Nach einer längeren aufschlusslosen Wegstrecke finden sich in 425 m Seehöhe am nördlichen Wegrand, nur wenige Meter von den durch eine Störung abgesetzten Eozänkalken entfernt, nochmals einige helle Kalkmergelbänke, an denen mit der Nannozone CC 25 c (oberes Maastricht) das jüngste Alter im Bereich des Lectostratotyps nachgewiesen wurde.

In obiger Abfolge finden sich wiederholt fein- bis mittelkörnige Sandsteinlagen, die meist 1–3 cm, in zwei Fällen 10 cm mächtig sind. Diese beiden dickeren Sandsteinlagen geben sich durch ihre Sedimentstrukturen (Lamination, Rippelschichtung, Rip-up-clasts, undeutliche Gradierung) als turbiditische Sandsteine mit Bouma-Zyklus zu erkennen. Der Anteil der Sandsteinlagen am Gesamtsediment liegt deutlich unter 10 %.

In Dünnschliffen lassen sich planktonforaminiferenreiche, siliziklastikaarme Sandsteine (Taf. 1, Fig. 2) einerseits, sowie seichtwasserdetritus- und siliziklastikareiche Sandsteine (Taf. 1, Fig. 3) andererseits unterscheiden, wobei beide Typen auch vereinzelt die biogenen Komponenten des jeweils anderen Typs führen. Der Gehalt an siliziklastischem Material schwankt zwischen 30 % und 60 %. Dabei gibt es ausgeprägte Materialkonzentrationen, die auf einzelne Laminae oder Bankabschnitte beschränkt sind, die dann beispielsweise zu 90 % aus planktonischen Foraminiferen bestehen können. An Siliziklastika finden sich Quarz, Glimmer (auch Biotit), Chlorit, Glaukonit, Phyllit, Quarzit und andere niedrigmeta-

morphe Lithoklasten. Kalzitische Lithoklasten sind vorhanden, Dolomitklasten gibt es nicht. An Seichtwasserbiogenen treten Rotalgen, Mollusken (inkl. Rudisten), Echinodermen, Seichtwasserforaminiferen, Bryozoen und Korallen auf. Die Foraminiferengehäuse sind mit Sparit oder mit einer dunklen mikritischen Matrix gefüllt, die vereinzelt auch im Intergranularbereich auftritt.

Karbonatgehalte (70–85 %) und Farbe der die Abfolge hauptsächlich aufbauenden Kalkmergel variieren etwas; es sind aber keinerlei systematische Abfolgen zu erkennen, wie dies z.B. bei einem Wechsel von turbiditischen und (hemi)pelagischen Mergeln an anderen Gosau-Lokalitäten der Fall ist (z.B. FAUPL & SAUER, 1978; FAUPL, 1983). Die Farbtöne reichen von hellgrau (N 8) über blassrötlich (10 Y/R 6/2) bis zu relativ kräftig rot (10 R 6/2). Über maximale und minimale Bankmächtigkeiten lässt sich aufgrund der starken Zerschering keine Aussage machen. Der Dünnschliffbefund dieser Kalkmergel entspricht jenem vom Aufschluss an der Profilbasis, mit fast ausschließlich planktonischen Foraminiferen, intensiver Bioturbation usw. Alle diese Merkmale sprechen für eine Interpretation der Kalkmergel als pelagisches Sediment (z.B. PICKERING et al., 1989). Der Verbleib der im Verband mit den turbiditischen Sandsteinen zu erwartenden turbiditischen Mergel ist ungewiss. In anderen Profillinien der Nierental-Formation (z.B. im Wasserfallgraben des Latengebirgsprofils oder im oberen Elendgrabenprofil bei Gosau/Rußbach) ist aber eine primär sehr geringmächtige Ausbildung der turbiditischen Mergelanteile zu beobachten. Außerdem können bis zu einige Zentimeter turbiditisches Feinmaterial durch die Bioturbation in den überlagernden Pelagit eingearbeitet sein. Im vorliegenden Profil erscheint aber auch eine selektive Reduktion (Ausquetschung) der allgemein weicherer turbiditischen Mergel an den erwähnten schichtparallelen Bewegungsfugen möglich.

„Profil A“ bei HERM (1962: 38 f.)

Lage des Aufschlusses: R 421075 / H 283140.

Der einzige Aufschluss im Bereich dieses Profils, der Sedimente der Nierental-Formation erschließt, konnte im Nierentalgraben in 780 m Seehöhe an einer Blaike, orographisch links, vorgefunden werden. Dies ist ein wenige Bänke umfassender, 1,5 m mächtiger Aufschluss. Auch an dieser Stelle gibt es, trotz der Existenz von zwei 5 cm bzw. 8 cm mächtigen Sandsteinbänkchen, keine eindeutigen turbiditischen Mergel neben den, die Abfolge dominierenden, pelagischen Kalkmergeln.

Abb. 3.
Lageskizze des Detailprofils (Abb. 4) von „Profil B“ bei HERM (1962) im südlichen Seitengraben des Hängendsteingrabens in ca. 1030 m Seehöhe.

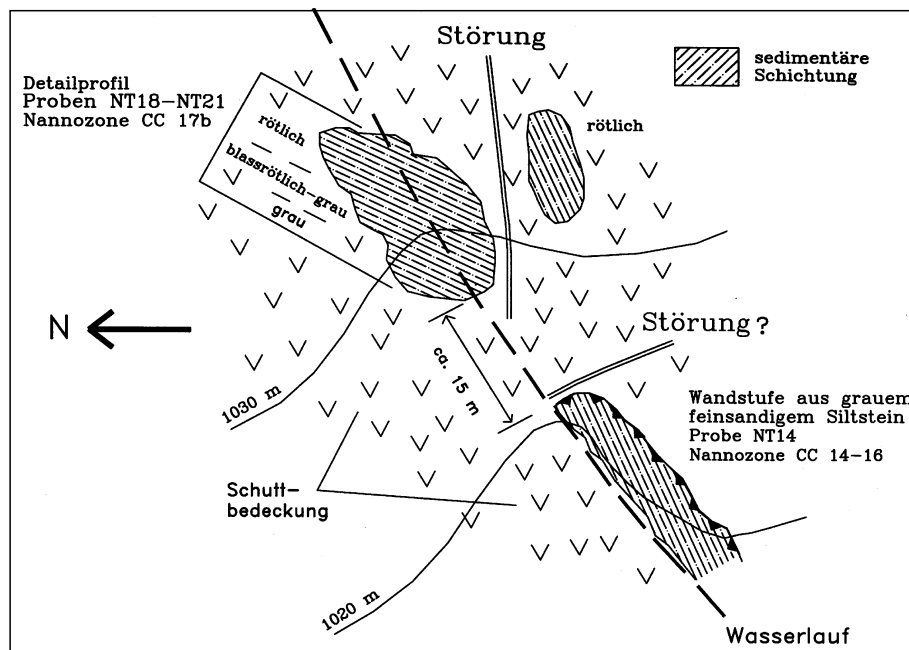
„Profil B“ bei HERM (1962: 39 f.)

Lage: R 421575 / H 283050.

Dieses Profil sollte nach HERM den sedimentären Übergang von den „Mergelkalken der Oberen Gosau s. str.“, die an dieser Stelle ein Alter der Nannozone CC14–16 ergaben, in die Nierental-Formation enthalten. Tatsächlich ist ein echter sedimentärer Übergang, sofern er an dieser Stelle primär existiert hat, derzeit entweder nicht mehr aufgeschlossen, oder durch eine Bewegungszone gestört. Der Übergang von grauen zu rötlichen Farbtönen findet innerhalb einer ansonsten lithologisch homogenen Abfolge von Kalkmergeln statt und sollte daher nicht überbewertet werden. Die bei HERM beschriebene, vor allem auf Farbveränderungen beruhende lithologische Abfolge konnte nur in groben Zügen wiedererkannt werden.

Die folgende Beschreibung bezieht sich auf die Probenpunkte in der Lageskizze (Abb. 3) bzw. im Detailprofil (Abb. 4).

- Probenpunkt NT 14: (vermutlich Santon; CC 14–16) monoton graue (N 6), unregelmäßig-knollig gebankte, z.T. massige, feinsandige Karbonatsiltsteine (69% CaCO₃), mit intensiver Bioturbation. Es konnte eine vollständige Inoceramenschalenklappe gefunden werden. Im Dünnschliff finden sich in einer mikritischen Matrix, die mit ca. 30 % zum Sedimentaufbau beiträgt, sowohl reichlich planktonische Foraminiferen als auch zu Feinsand- bis Siltkorngröße aufgearbeitete Seichtwasserbiogene, v.a. Rotalgen, Mollusken, Echinodermen und Seichtwasserforaminiferen wie z.B. pfeilertragende Rotalliidae. Die Foraminiferengehäuse sind meist mit Sparit, oft aber auch mit Pyrit gefüllt. Biogene sind am Sedimentaufbau mit ca. 60 % beteiligt, rund 10–20 % davon sind planktonische Foraminiferen, weitere 5–10 % sind karbonatische Lithoklasten. Siliziklastische Partikel, wie Quarz, Glimmer, Chlorit und Glaukonit, erreichen maximal 0,15 mm Korngröße und liegen anteilmäßig weit unter einem Prozent.
- Soweit erkennbar, besteht der ca. 15 m lange, weitgehend schuttbedeckte Profilabschnitt im Hangenden der wandbildenden, santonen, feinsandigen Siltsteine bis hin zum Beginn des Detailprofils aus denselben relativ weichen, dunkelgrauen, stark bioturbaten Kalk-



mergeln, die im Folgenden auch für den Probenpunkt NT 18 beschrieben werden.

- Detailprofil (Abb. 3): Hier stehen basal graue, gegen hangend zunehmend rötliche, unterschiedlich harte Kalkmergel an. Eine Bankung ist abgesehen vom Hangendstabschnitt (über 3,2 m) nicht vorhanden oder sehr undeutlich, Sandsteinlagen fehlen völlig, es gibt auch keine Sandlaminae oder -linsen. Die Bioturbation ist intensiv. Alle Nannoproben des Profils ergaben CC17b, also oberstes Santon bis unterstes Campan (unterer Anteil von Zone „B“ bei HERM [1962] – das entspricht der *elevata*-Zone bei BUTT [1981]).
- Probenpunkt NT 18: relativ weiche, graue (5Y 6/1) Kalkmergel (63 % CaCO₃), die im Unterschied zu den santonen Siltsteinen einen deutlich höheren mikritischen Matrixanteil von rund 80 % haben. Planktonische Foraminiferen machen fast den gesamten Rest des Sediments aus, darunter auch große Globotruncanen (ca. 1 % Sedimentanteil). Benthonische Foraminiferen finden sich nur sehr selten. Siliziklastika haben einen Anteil von weit unter einem Prozent. Es handelt sich um feine Glimmer sowie vereinzelte Quarzpartikel mit Korngrößen unter 0,1 mm.
- Probenpunkt NT 19: etwas härtere, rötliche (5R 6/2) Kalkmergel (57 % CaCO₃), ansonsten genau wie NT 18.
- Probenpunkt NT 20: Kalkmergel mit 61 % CaCO₃; in Teilbereichen des Dünnschliffs sind anhand von eingeregelteten Foraminiferengehäusen mögliche Reste einer Strömungsbeeinflussung zu erkennen. Ansonsten genau wie NT 18.
- Probenpunkt NT 21: in diesem Bereich sind die Kalkmergel (66 % CaCO₃) relativ hart und wittern in Form kompakter, dezimetermächtiger Bänke aus. Die rötliche Farbe ist hier am relativ kräftigsten und entspricht ungefähr 10R 6/2 bis 5YR 7/2.

Im Dünnschliff besteht kein wesentlicher Unterschied zu den liegenden Probenpunkten, außer dass hier die großen Globotruncanengehäuse mit 2–3 % Sedimentanteil noch häufiger auftreten.

Die Kalkmergel dieses Profils entsprechen jenen von „Profil C“, weshalb auch hier von einer pelagischen Sedimentation ausgegangen wird.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass am Untersberg-W-Fuß, wohl bedingt durch die schlechten Aufschlussverhältnisse, nur ein Teil jener lithologischen Merkmale zu beobachten ist, die das Erscheinungsbild der Nierental-Formation an anderen Lokalitäten wesentlich mitbestimmen (z.B. Lattengebirge, Gosau-Rußbach).

Zu diesen (fehlenden) Merkmalen zählt vor allem das Auftreten von zwei unterschiedlichen Mergeltypen, nämlich turbiditische und pelagische Mergel. Weiters vermittelt die Typlokalität keinen

ausreichenden Einblick in Bedeutung und Mächtigkeiten der Sandsteine in der Nierental-Formation, und auch die sonst immer wieder auftretenden Slumping-Pakete sind im Bereich des Holostratotyps nicht zu beobachten.

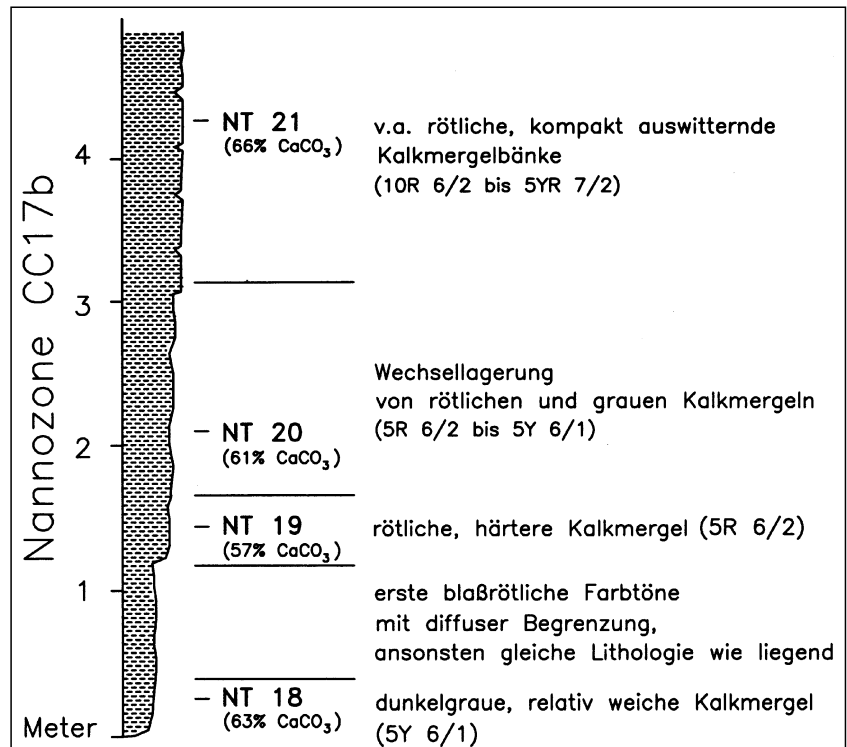
4.3. Das Lattengebirgsprofil (Neostratotyp)

Die Gosau des Lattengebirges hat in jüngerer Zeit mehrfache Bearbeitungen, vor allem in biostratigraphischer, aber auch sedimentologischer Hinsicht erfahren (BUTT, 1981; HAGN, 1981; HERM, 1961/62, 1962; HERM, et al., 1981; HESSE, R. & BUTT, A., 1976; HILLEBRANDT, 1961/62; RISCH, H., 1988; WAGREICH & KRENMAYR, 1993).

Das Profil im Lattengebirge setzt sich aus mehreren Teilprofilen zusammen (Abb. 5), deren Lage, Lithologie und Mächtigkeiten in den bisherigen Bearbeitungen jeweils etwas unterschiedlich beschrieben wurde. Es handelt sich daher um einen (Neo)-Kompositstratotyp. Im Säulenprofil von HERM (1962), das in 37 lithologische Abschnitte gegliedert ist, gibt es nur eine einzige Profilunterbrechung, nämlich zwischen dem Teilprofil am Taucherholzstubenweg und jenem im Wasserfallgraben. Auch bei BUTT (1981) findet sich an derselben Stelle die einzige Unterbrechung seines Profils. Eine Korrelation mit der Profilaufnahme von HERM wird hier nur indirekt, anhand der biostratigraphischen Zonengrenzen versucht. RISCH (1988) bezieht sich in seiner „revidierten Gliederung“, die nur aus einer schriftlichen Beschreibung der Lithologie besteht, auf die Abschnittsnummerierung bei HERM (1962).

Da die Aufschlussverhältnisse offensichtlich in steter Wandlung begriffen sind, außerdem wiederholt Bewegungsfugen mit Versetzungsbeträgen von mehreren Metern auftreten (gut zu beobachten im obersten Abschnitt des Wasserfallgrabens) und die exakte Beziehung der durch aufschlusslose Strecken getrennten Teilprofile zueinander unter diesen Umständen ungewiss bleibt, wird hier auf den Versuch einer metergenaue Korrelation mit früheren Profilbeschreibungen verzichtet. Die Teilprofile 3 und 4 werden, soweit dies aus dem Vergleich mit den

Abb. 4. Detailprofil durch den Bereich mit den ersten rötlichen Farbtönen von „Profil B“ bei HERM (1962).



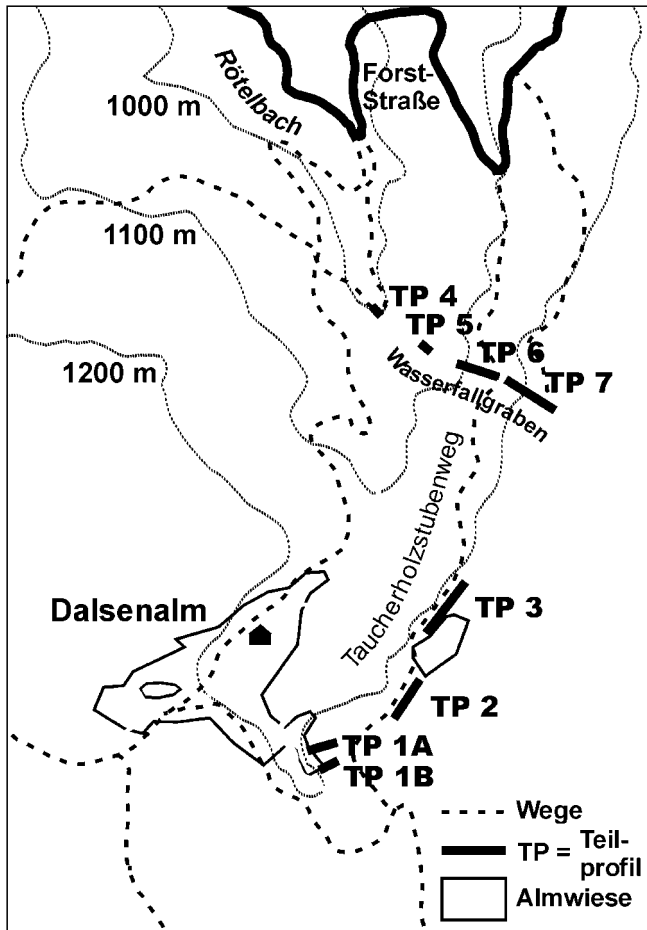


Abb. 5. Lageskizze der Teilprofile des Neo-Kompositstratotyps im Lattengebirgsprofil.

Mächtigkeitsangaben der früheren Bearbeiter hervorgeht, in dieser Arbeit erstmals einbezogen.

Das Lattengebirgs-Profil beginnt am Ostufer des Rötelsbaches SE der Dalsenalmhütte (Teilprofil 1A), dessen Bachbett an dieser Stelle durch flach einfallende, vermutlich untersantone (WAGREICH & KRENMAYR, 1993: 70) sandige Kalke („Glanegger Schichten“ nach RISCH [1993: 47 f.]), gebildet wird. Darüber folgt mit leichter Diskordanz eine ca. 35 m mächtige Abfolge von grauen Mergeln mit Sandsteinlagen, die vereinzelt die für Sturmsandlagen charakteristischen Sedimentstrukturen zeigen und ebenfalls noch der Tieferen Gosau-Subgruppe angehören (WAGREICH & FAUPL, 1994). Die Fortsetzung dieses Profils ist derzeit nur etwas weiter bachaufwärts, in derselben Blaike aufgeschlossen (Teilprofil 1B). Mit diesem Teilprofil, in dem der sedimentäre Übergang in die basale Nierental-Formation zu beobachten ist (Grenzstratotyp der Untergrenze), beginnt die vorliegende Neubearbeitung. Ein Grenzstratotyp für die Hangendgrenze der Nierental-Formation ist im Gebiet des Lattengebirges bisher nicht bekannt. Am Top des höchsten Teilprofils (= Teilprofil 7) im Wasserfallgraben findet sich eine Überdeckung durch Hangschuttmaterial.

4.3.1. Stratigraphie

Die Einstufungen der Teilprofile (Abb. 6–8) mit Nannofossilien (WAGREICH & KRENMAYR, 1993: 70) stimmen mit der Mikrofossilstratigraphie bei HERM et al. (1981) und BUTT (1981) generell gut überein.

Sowohl der hangende Anteil von Teilprofil 1A als auch Teilprofil 1B, in dem sich der Übergang der flachmarinen Tempestifazies in die turbiditisch-pelagische Fazies der basalen Nierental-Formation vollzieht, liegen im Bereich der Nannozone CC17b, also im obersten Santon/untersten Campan (unterer Anteil von Zone „B“ bei HERM [1962] – das entspricht der *elevata*-Zone bei BUTT [1981]).

Die Teilprofile 2 und 3 am Taucherholzstubenweg liegen in der Nannozone CC19, die immer noch in der *elevata*-Zone der Foraminiferenzonierung enthalten ist. Eine Probe aus Teilprofil 4 ergab den Bereich CC20–22a. Die Korrelation der Nanno- und Mikrofossilzonen an der Grenze Campan-Maastricht ist noch in Diskussion. Die Grenze liegt jedenfalls über dem Letztauftreten von *Globotruncana calcarata* und wird hier innerhalb von CC23a angenommen (BURNETT, 1996). Teilprofil 5 ist mit CC22a–CC23a nur ungenau eingestuft. Teilprofil 6 (CC22c–CC23a) und die Basis von Teilprofil 7 kommen genau in den Grenzbereich Campan-Maastricht zu liegen. CC23b und CC24 wurden im Profil nicht erfasst. Im fraglichen Bereich sind Bewegungsfugen aufgeschlossen, an denen Schichtreduktionen stattgefunden haben könnten. Die Zonen CC25 a, b und c, die bereits mittleres bis höheres Maastricht anzeigen, sind nachgewiesen und lassen sich mit der *gansseri*- und *mayaroensis*-Zone bei BUTT (1981: 47) korrelieren.

Der Bereich um die Kreide/Tertiär-Grenze wurde nicht genauer beprobt, da in diesem Abschnitt keine bedeutende Faziesumstellung erfolgt. Eine Probe vom Top des Teilprofils 7 ergab NP 1–NP 2.

4.3.2. Lithologie und Petrographie

Teilprofil 1B (Grenzstratotyp der Liegendgrenze)

Koordinaten: R 415625 / H 280975.

Teilprofil 1B (Abb. 6) entspricht, gemeinsam mit Teilprofil 1A, den lithologischen Einheiten 1 bis 15 bei HERM (1962) bzw. der ersten Sedimentationsphase und der ersten Fazies der zweiten Sedimentationsphase bei BUTT (1981). Der im Profil von HERM (l.c.) enthaltene, über 20 Meter mächtige Übergangsbereich (Abschnitt Nr. 16 und 17) in die lithologische Ausbildung von Teilprofil 2 ist heute offenbar nicht mehr aufgeschlossen.

Der untere Profilabschnitt von 0–12 Meter (entspricht dem hangenden Anteil der ersten Sedimentationsphase bei BUTT [1981: 51 und 54]) zeigt ein Sandstein-Mergel-Verhältnis von 1 : 11 (Abb. 9). Die Mächtigkeit der Sandsteine reicht von wenigen Millimetern bis zu maximal 15 cm. Der obere Abschnitt von 12–26,5 Meter (entspricht der ersten Subfazies der zweiten Sedimentationsphase bei BUTT [1981: 54 und 56]) wird, abgesehen von vier Zentimeterdünnen und einer einzelnen, acht Zentimeter dicken Sandsteinlage, ausschließlich von Mergeln aufgebaut.

Die Bioturbationsrate ist, soweit dies an einzelnen besonders gut aufgeschlossenen Stellen erkennbar ist, in der gesamte Abfolge hoch und erfasst auch die Sandsteinlagen, deren Internstrukturen dadurch häufig zerstört sind. Für Sturmsandlagen typische Sedimentstrukturen, wie in Teilprofil 1A, finden sich nicht. Die erste Sandsteinlage mit einer eindeutig erkennbaren BOUMA-Abfolge liegt bei 8,5 Meter. Darunter sind die Sandsteinlagen zwar zum Teil eindeutig gradiert und besitzen auch erosive Unterkanten sowie Rip-up-clasts, zeigen aber sonst nur ebene Lamination. Die Korngrößen erreichen, abgesehen von einzelnen Bioklasten (z.B. Inoceramentfragmente), maximal den oberen Mittelsandbereich.

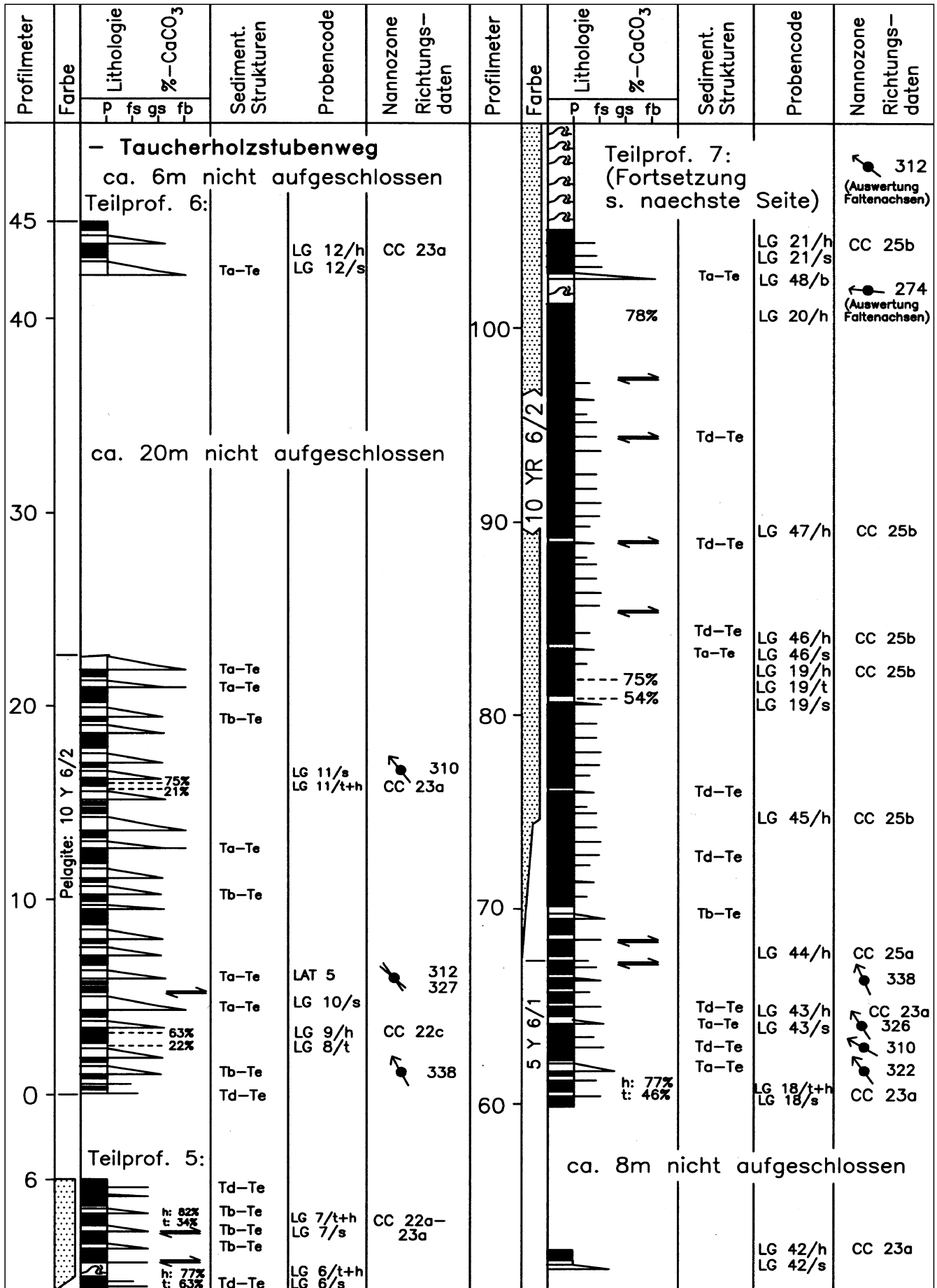


Abb. 7.
Fortsetzung des Übersichtsprofils von Abb. 6 (Legende s. Abb. 8).

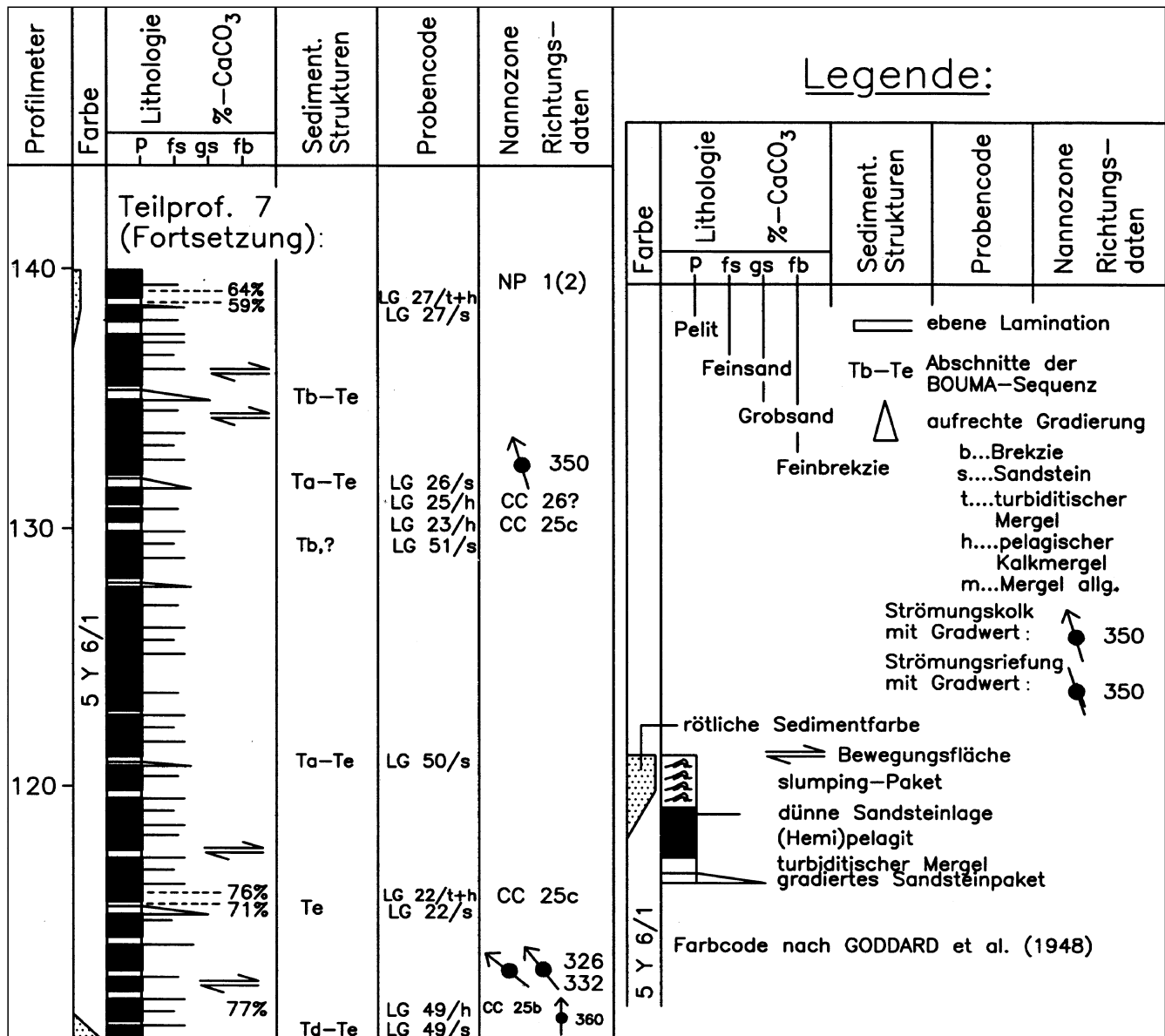


Abb. 8. Fortsetzung des Übersichtsprofils von Abb. 6 und Legende.

Zwei Meter über der Profilbasis befindet sich ein 70 cm mächtiges Slumping-Paket mit dezimetergroßen Gleitfalten und bis zu faustgroßen Mud-clasts.

Ab vier Metern über der Basis finden sich neben den bis dahin einzig vorhandenen weichen, grauen Mergeln (5 Y 7/2) auch harte, etwas heller-graue (5 Y 6/1) Kalkmergel.

Aus dem Detailprofil (Abb. 9) geht hervor, dass die Wechsellagerung der Sandsteine mit den weichen und harten Mergeln keine Gesetzmäßigkeit erkennen lässt. Beide Typen sind reich an planktonischen Foraminiferen (bis 2 % Sedimentanteil), die nach BUTT (1981: 54) bereits 95 % der Gesamtmikrofauna ausmachen.

Im Dünnschliff zeigen die Mergel noch einen relativ hohen Gehalt an siliziklastischen Partikeln (bis 10 %), mit bis zu 0,3 mm Korngröße. Die mikritische Matrix wirkt durch zahlreiche feinste bioklastische und lithoklastische Partikel relativ grob. Die Karbonatgehalte liegen um 50 %.

Ab acht Metern treten erstmals rötliche Farbtöne auf, die vorerst nur auf eine dünne Verwitterungsrinde über einzelnen, fleckenhaft verteilten Aufschlussbereichen zurückzuführen sind. Die erste durchziehende Bank mit lagig

angeordneten, blassrötlichen (10 YR 6/2) Flecken (nicht nur an der Gesteinsoberfläche!) ist 30 cm mächtig und findet sich zwölf Meter über der Basis. Sie enthält sowohl harte als auch weiche Mergelabschnitte. Gegen Hangend verdichten sich die rötlichen Farbtöne zusehends. Bei 15 Metern zeigt eine Bank erstmals durchgehend rötliche Farbe (10 YR 4/2 bis 10 YR 6/2).

Noch drei Meter höher befindet sich eine bereits kräftig rötlich gefärbte Bank (trocken: 5 YR 7/2, bergfeucht: 5 YR 4/4), die nun eindeutig dem Habitus der „roten Nierentaler Mergel“ am Holostratotyp und im oberen Wasserfallgraben (Teilprofil 7) entspricht. Mit dieser Bank (Profilmeter 18) beginnt die Nierental-Formation. Ein Dünnschliff (Taf. 1, Fig. 4) dieser Bank (LG 38/h) zeigt, dass die planktonischen Foraminiferen mit ca. 3 % am Sedimentaufbau beteiligt sind und siliziklastische Partikel (Korngröße max. 0,1 mm) nur mit ca. 2 % zum Sedimentaufbau beitragen; der Karbonatgehalt beträgt 65 %.

Eine gleichartige Bank vom Top des Profils (LG 40/h) besteht bereits zu ca. 10 % aus Planktonforaminiferen, der Siliziklastikagehalt ist unverändert.

Faziesinterpretation

Dieses Teilprofil zeigt einen fließenden Übergang von einer seichtmarinen, mergelbetonten Schelfsedimentation mit ausklingenden Sturmsandlagen zu turbiditisch beeinflussten, tiefermarinen Sedimentationsbedingungen mit zunehmend klarer abgrenzbaren, relativ karbonatreicheren, (hemi)pelagischen Lagen, die z.T. rötliche Farbtöne zeigen. BUTT (1981: 51 ff.) rekonstruierte anhand der Foraminiferenassoziation für dieses Profilstück eine rasche Abtiefung vom äußeren Schelf (100–300 m) zum oberen bis mittleren Hangbereich (500–1000 m). Bezüglich der Sandsteinlagen ist diese Entwicklung mit einem Fining-upward-Trend verbunden, der sich auch in den mergeligen Sedimenten durch eine Abnahme der Korngröße und des Anteils der siliziklastischen Feinsand-Siltpartikel bemerkbar macht.

Teilprofil 2

Koordinaten: R 415750 / H 281075.

Teilprofil 2 (Abb. 6) liegt in der Abrissnische einer kleinen Rutschung und ist, außer an seinem Süden, entlang eines Karrenweges (ein Teil des heute weitgehend verfallenen Taucherholzstubenweges) begehrbar. Hier ist eine Wechselfolge von härteren und weicheren, gleichbleibend hellgrauen Kalkmergeln mit dünnen, fast ausschließlich aus Foraminiferen bestehenden Sandsteinlagen erschlossen (Abb. 10). Dieser Aufschluss entspricht dem Abschnitt Nr. 18 bei HERM (1962) und der zweiten Fazies der zweiten Sedimentationsphase bei BUTT (1982).

Das Verhältnis Sandstein zu Pelit beträgt 1 : 15 (Abb. 9). Bioturbation ist in Dünnschliffen an der mitunter kreisförmigen Anordnung von Foraminiferengehäusen nachweisbar, im Handstück aber wegen der einheitlich hellen Sedimentfarbe (5 GY 8/1) kaum zu erkennen. Die Karbonatgehalte der Kalkmergel erreichen >85 %. Es ist keine systematische Wechselfolge zwischen Sandsteinlagen bzw. -laminae und harten (karbonatreichen) und weichen (karbonatärmeren) Mergeln zu erkennen. Es gibt fließende Übergänge (Gradierung) von den Sandsteinlagen in die hellen Mergel. Diese beziehen ihren hohen Karbonatgehalt ganz überwiegend aus Nannofossilien, was in den Nannofossilpräparaten ersichtlich ist und von BUTT (l.c.) auch elektronenmikroskopisch nachgewiesen wurde.

In Dünnschliffen zeigen die harten (für Dünnschliffe geeigneten) Kalkmergelbänke einen Volumensanteil an planktonischen Foraminiferen um 10 % (Taf. 1, Fig. 5).



Abb. 10.
Ausschnitt von Teilprofil 2.
Die Gliederung in härtere und weichere Kalkmergelbänke ist deutlich erkennbar. Die Aufschlusshöhe beträgt etwa 3 m.

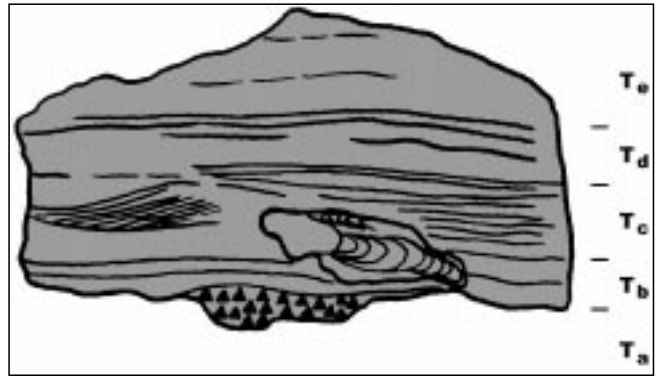


Abb. 11.
Skizze der Sandsteinlage Probennummer LG 13, mit einer vollständig entwickelten BOUMA-Sequenz und einem großen Grabgang mit Stopfstrukturen.
Originalgröße = 95×55 mm.

Benthonische Formen sind in Dünnschliffen selten und tragen nach BUTT (1981: 57) in den Schlämmpfunden nur mit 2 % zur Gesamtassoziation bei. Die Gehäuse sind stellenweise deutlich geregelt. Die Grundmasse ist mikritisch. Der Siliziklastikagehalt ist äußerst gering, die Quarzpartikel maximal 0,05 mm groß.

Die Sandsteinlagen erreichen maximal 2 bis 3 cm Mächtigkeit, oft sind sie eher als Sandlaminae (Millimeter-Bereich) anzusprechen. Sie besitzen immer eine erosive Basis. Im Aufschluss sind auch die millimeterdünnen Sandlaminae mehrere Meter weit zu verfolgen. Dies spricht gegen eine intensive Bioturbation in dieser Fazies.

Eine einzelne 6 cm dicke Sandsteinlage (LG 13/s) mit grobsandiger Basis zeigt eine komplette BOUMA-Abfolge (Abb. 11).

Die Sandsteine bestehen zu 80 % und darüber aus den Gehäusen planktonischer Foraminiferen (Taf. 1, Fig. 6). Die Gehäuse sind überwiegend sparitgefüllt, es gibt aber auch zahlreiche Gehäuse mit phosphatischer, seltener glaukonitischer Füllung. Die großen Gehäuse von *Globotruncana* sind an der Basis der Sandsteinlagen angereichert. Dort gibt es vereinzelt auch Seichtwasserbiogene. Heterohelicidae und *Hedbergella*-artige bauen die feinerkörnigen Abschnitte auf. Daneben gibt es phosphatische Skelettfragmente und organische Partikel. Der Siliziklastika-Anteil beträgt weit unter einem Prozent. Es handelt sich um Muskovitschüppchen und Quarzpartikel von maximal 0,1 mm Korngröße.

Die grobsandige Basis des Sandsteins LG 13/s enthält neben karbonatischen Lithoklasten auch zahlreiche Seichtwasserbiogene wie Rotalgen- und Inoceramen-schalenfragmente, sowie Seichtwasserforaminiferen. Mikritische Säume sind häufig (Taf. 2, Fig. 1).

Faziesinterpretation

Der Reichtum an biogenem pelagischem Karbonat (>60 %) und das nahezu vollständige Fehlen siliziklastischer Materials in Silt- oder Sandkorngröße, sowohl in den pelitischen als auch den sandigen Lagen, lässt auf einen äußerst geringen Eintrag an terrigenem Material und Seichtwasserdetritus schließen. Dies gilt nicht nur für den Ablagerungsraum selbst, sondern auch für den weiter proximal gelegenen Bereitstellungsraum des resedimentierten Materials. Dieser Bereitstellungsraum muss sich bereits unterhalb der Schelfkante, im oberen Hangbereich befunden haben. Daher kann als Ablagerungsraum für die Sedimente von Teilprofil 2, in Verbindung mit der

bathymetrischen Schätzung durch BUTT (1982: 57), die bei 500–1000 m Wassertiefe liegt, eine mittlere Hanglage angenommen werden. Das resedimentierte Material der turbiditischen Lagen und jenes des Hintergrundsediments ist dabei weitgehend ident. Der turbiditische Te-Abschnitt und die pelagischen Lagen sind daher kaum voneinander abgrenzbar. Das Auftreten von glaukonitisch und phosphatisch gefüllten Foraminiferengehäusen deutet auf eine enge Gliederung des oberen Hang- und Schelfbereiches in Zonen unterschiedlicher geochemischer Milieus am Meeresboden hin.

Wie die grobsandige, an Seichtwasserbiogenen reiche Basislage der Probe LG 13/s zeigt, kam es aber sehr selten zu turbiditischen Umlagerungsereignissen, in die Material vom Schelf einbezogen wurde.

BUTT (1981: 57) vermutete, dass die Konzentrationen pelagischer Planktonforaminiferen, die eine Aufarbeitung (hemi)pelagischer Sedimente anzeigen, durch Konturenströmungen entstanden sein könnten. Er beschreibt eine Sandsteinlage dieses Profils, die nach seinen Angaben gradiert ist sowie Lamination zeigt, und vermutet, es könnte sich hierbei um einen Konturit handeln. Im abgebildeten Anschliff dieses Sandsteins ist aber zwischen zwei eben bis flach-wellig laminierten Abschnitten auch ein Bereich zu erkennen, in dem eine flache Rippelschichtung angedeutet ist, die dem Tc-Abschnitt des BOUMA-Zyklus zugeordnet werden kann.

Die Beteiligung thermohaliner Tiefenströmungen bei der Sedimentbildung kann zwar nicht gänzlich ausgeschlossen werden, bei der Hauptmasse der dünnen Foraminiferensandlagen und -laminae dürfte es sich aber um extrem dünne turbiditische Lagen handeln. Argumente gegen die Interpretation als Konturite sind die erosiven Liegendgrenzen und das Fehlen scharf ausgebildeter Hangendgrenzen der Sandsteinlagen, das weite laterale Anhalten selbst sehr dünner Sandsteinlagen, die gute Erhaltung (fehlende Abrollung) der Foraminiferengehäuse, die zuvor erwähnte Beobachtung eines vollständigen BOUMA-Zyklus und das Vorkommen von biogenem Seichtwasserdetritus im Ta-Abschnitt desselben (vgl. z.B. STOW & LOVELL, 1979: 264; STOW & PIPER, 1984). Auch die durchgehend aufrechte Gradierung der Sandsteinlagen spricht gegen eine Interpretation als Konturite (GONTHIER et al., 1984, S. 288).

Teilprofil 3 und 4

Koordinaten: Teilprofil 3: R 415800 / H 281250 (Profilbasis), R 415875 / H 281350 (Profiltop);
Teilprofil 4: R 415700 / H 281950.

Teilprofil 3 (Abb. 6) befindet sich etwas nördlich von Teilprofil 2 an der Wegböschung des Taucherholzstubenweges und zeigt eine monotone Lithologie von völlig sandsteinfreien Kalkmergeln.

Teilprofil 4 (Abb. 6) befindet sich im Bachbett des Rötelbaches, im unmittelbaren Mündungsbereich des Wasserfallgrabens und zeigt dieselbe Lithologie.

Diese beiden Teilprofile wurden von bisherigen Bearbeitern nicht in das Gesamtprofil miteinbezogen, was vermutlich auf die geringere Auflösung der Foraminiferenstratigraphie im Vergleich zur Nannofossilzonierung in diesem Zeitabschnitt zurückzuführen ist.

Die generell rötlichen (10 YR 6/2), selten auch grauen Kalkmergel zeigen eine unregelmäßige Bankung, die durch den Wechsel von karbonatärmeren und karbonatreicheren (Messwerte von 69–84 %) Abschnitten mit fließenden Grenzen bedingt ist.

Im Dünnschliff zeigen die karbonatreicheren Bänke sehr ähnliche Merkmale, wie die Pelagite am Top von Teilprofil 1B: der Anteil an planktonischen Foraminiferen am Sedimentaufbau beträgt 5–10 %, siliziklastische Partikel sind mit weit unter 1 % beteiligt, wobei die maximale Korngröße 0,1 mm erreicht. Eine Regelung der Partikel, verbunden mit einer äußerst feinen Lamination, ist mitunter im Dünnschliff erkennbar.

Faziesinterpretation

Teilprofil 3 und 4 dokumentieren einen gutdurchlüfteten, pelagischen Sedimentationsraum, der wahrscheinlich noch von ausklingenden, niedrigkonzentrierten Trübeströmen berührt wurde. Da Sandsteinlagen fehlen, ist eine Interpretation der weicherer Abschnitte als turbiditischer Sedimentanteil nicht sicher möglich. Es gibt aber in nächster geographischer Nähe (Aufschluss in der sogenannten „Schlegelkehre“ der Forststraße zur Unteren Schlegelalm in 1100 m Seehöhe; R 415975 / H 282250) ansonsten gut vergleichbare lithologische Typen, die an der Basis nahezu eines jeden weicheren (karbonatärmeren) Mergelabschnitts eine meist sehr dünne Sandsteinlage aufweisen. Berücksichtigt man weiters, dass die Bioturbation dazu beiträgt, diese Gliederung zu verwischen, so liegt eine Interpretation der beiden Mergeltypen als pelagisch bzw. turbiditisch nahe (KRENNMAYR, 1996).

Teilprofil 5

Koordinaten: R 415775 / H 281850.

Die Teilprofile 5–7 befinden sich im Wasserfallgraben. Teilprofil 5 (ca. 1045–1080 m SH; Abb. 6) besteht aus kleinen Einzelaufschlüssen, die durch eine größere Bewegungsfläche, die im Bachbett verläuft, stark gestört sind.

Eine exakte Korrelation mit den früheren Bearbeitungen ist nicht möglich. BUTT (1981: 55) beschreibt die Aufschlusslage seiner dritten Subfazies der zweiten Sedimentationsphase „in the lower part of the Wasserfallgraben Lattengebirge, near the forest road“. Hier sind derzeit keine Aufschlüsse vorhanden. HERM (1962) beschreibt sogar zwischen dem Teilprofil am Taucherholzstubenweg und dem Beginn der dickbankigen Turbiditfazies, die erst höher im Wasserfallgraben einsetzt, einen ca. 50 m mächtigen, zusammenhängenden Profilabschnitt, der in die lithologischen Abschnitte 19 bis 26 gegliedert ist.

Im ersten, nur 70 cm mächtigen Aufschluss in 1045 m Seehöhe findet sich eine dünn-schichtige Turbidit-Pelagit-Abfolge. Die Sandsteine sind maximal 5 cm dick, der turbiditische Feinanteil aus blassbräunlichen Mergeln erreicht nur 1–2 cm Dicke, die ähnlich gefärbten, aber helleren Pelagite 4–6 cm. Die Sandsteine dieses kurzen Profilstückchens sind auffallend hell und erweisen sich im Dünnschliff als weitgehend (80 %) aus Foraminiferen zusammengesetzt. Damit ergeben sich große Ähnlichkeiten zu den Sandsteinlagen in Teilprofil 2. Der Gehalt an Siliziklastika ist aber hier merklich höher (1 %) und auch die klare Gliederung in turbiditische und pelagische Bänke ist in Teilprofil 2 nicht vorhanden. Die turbiditischen Mergel sind sterile Mikrite (63 % CaCO₃) mit sehr feinkörnigen siliziklastischen Partikeln, während die karbonatreicheren Pelagite (77 % CaCO₃) im Dünnschliff jenen der liegenden Teilprofile entsprechen.

In einem weiteren, stark zerscherten, kleinen Aufschluss in 1070 m Seehöhe findet sich eine nahezu sandsteinfreie, pelagische Fazies mit den gewohnten karbonatreichen rötlichen Kalkmergeln, in denen kleine Slumping-Falten erkennbar sind.

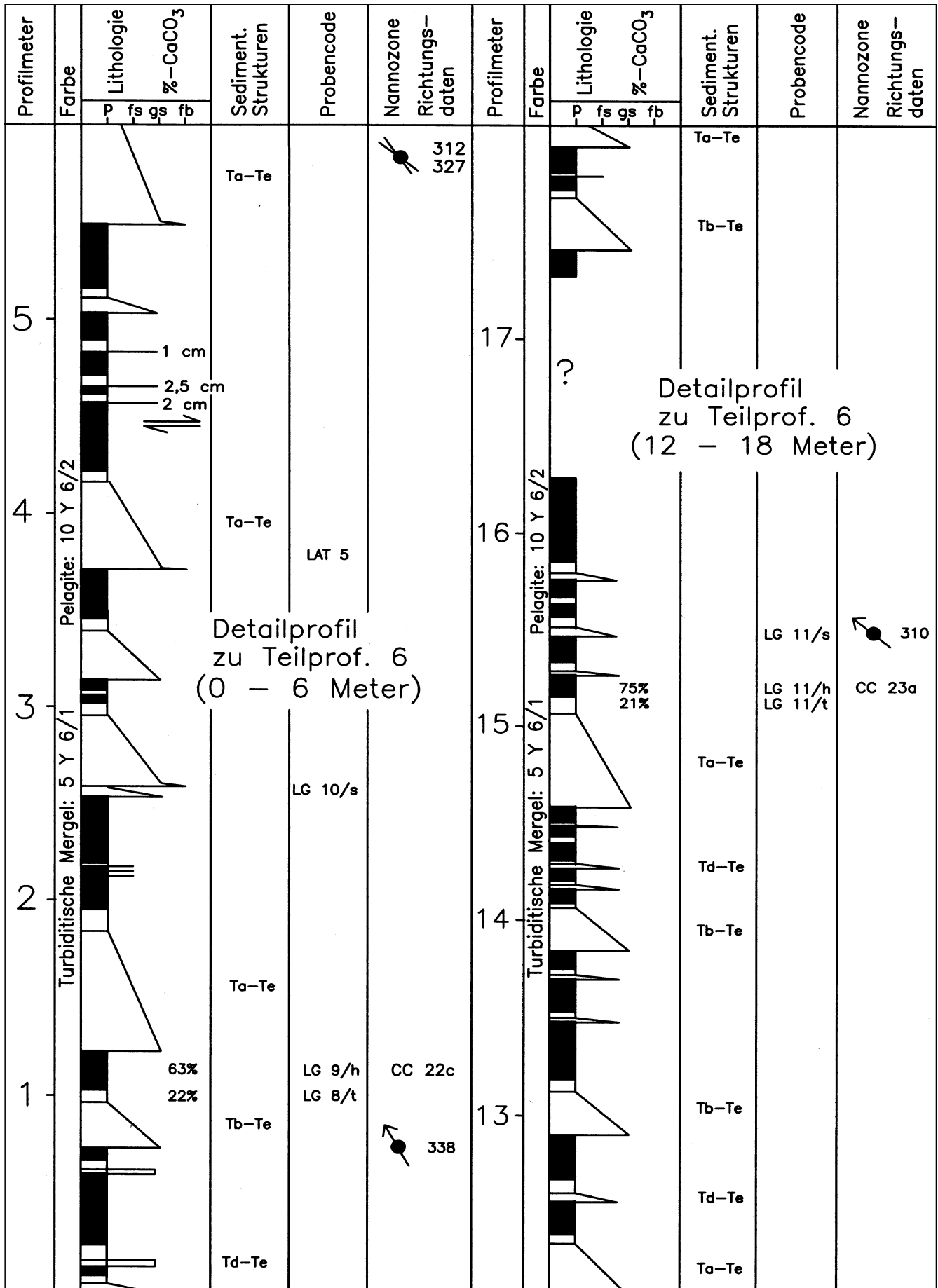


Abb. 12. Detailprofile zu Teilprofil 6 (0-6 m und 12-18 m). Legende s. Abb. 8.

Wenig höher, nach einer Störung, zeigt sich ein deutlicher Faziesumschwung: hier sind zwei, jeweils 20 cm dicke und nun bereits dominant siliziklastikaführende Turbidit-Sandsteinlagen erschlossen, die nach einem äußerst dünnen und weichen, turbiditischen Mergelabschnitt (34 % CaCO₃) von deutlich rötlich-farbigem Pelagiten (82 % CaCO₃) überlagert werden. Die große Differenz im Karbonatgehalt der turbiditischen Te-Abschnitte und der pelagischen Lagen ist dann auch für Teilprofil 6 kennzeichnend.

Fazielle Interpretation

Die lückenhafte Aufschlussfolge lässt einen „thicken-ing/coarsening“-upward-Trend erkennen und stellt so eine fazielle Überleitung von einem nahezu rein pelagischen zu einem turbiditisch geprägten Sedimentationsraum (Teilprofil 6) dar. Die rötlichen Farbtöne der pelagischen Lagen und die foraminiferenreichen Sandlagen im tiefstgelegenen Teilaufschluss vermitteln dabei zu den stratigraphisch liegenden Teilprofilen 2–4.

Teilprofil 6 (Parastratotyp)

Koordinaten: R 415875 / H 281900 (Profilbasis);
R 415940 / H 281900 (Profiltop).

Die Teilprofile 6 und 7 umfassen gemeinsam 140 Mächtigkeitsmeter. Teilprofil 6 (ab ca. 1090 m SH., Abb. 7) endet knapp unterhalb der Querung des verfallenen Taucherholzstubenweges bei 1140 m SH (Abb. 6). Es entspricht der dritten Sedimentationsphase bei BUTT (1981: 57) und zumindest teilweise den Abschnitten 26 bis 31 bei HERM (1962). Zwei Detailprofile zum Übersichtsprofil sind in Abb. 12 wiedergegeben. Einen Eindruck von der Lithologie vermittelt Abb. 13.

Teilprofil 6 enthält eine mittel- bis dickbankige Turbidit-Pelagit-Abfolge. Das Verhältnis Sandsteine – turbiditische Mergel – pelagische Mergel beträgt 5 : 1 : 4. Die Mächtigkeit der gradierten Sandsteinpakete ist sehr variabel und reicht von 1 cm bis maximal 85 cm. Eine Bankzyklik ist dabei nicht zu erkennen. In einigen Bänken sind vollständige Bouma-Abfolgen ausgebildet (Abb. 14). Die grobsandig-feinbrekziösen Ta-Abschnitte erreichen dabei nur wenige Zentimeter (max. 5 cm) Dicke und sind aufgrund der nahezu rein karbonatischen Zusammensetzung von heller Farbe. Die meisten Bänke, darunter auch einige der dicksten, beginnen erst mit dem Tb-Abschnitt. Dieser ist allgemein bereits mittelsandig entwickelt. Die Tc-Abschnitte zeigen mitunter eine durch kohlige Laminae deutlich markierte Wickselschichtung. An vielen der dickeren Bänke ist aber nur ebene bis leicht wellige Lamination er-

kennbar. Amalgamationen sind selten und umfassen maximal zwei Sandsteinbänke. An Strömungsrichtungsanzeigern sind Kolkmarmen und Stömungslinien anzutreffen.

Die Zusammensetzung der Sandsteine und Feinbrekzien ist stark Korngrößenabhängig. Die seltenen und geringmächtigen Feinbrekzien bestehen großteils aus Bruchstücken von Seichtwasserbiogenen wie Rotalgen, Inoceramen, großen agglutinierenden und rotaliden Foraminiferen, Orbitoiden, Crinoiden und Bryozoen (Taf. 2, Fig. 3). Daneben gibt es wenige karbonatische Lithoklasten, darunter auch Dolomit. Grobsandige Abschnitte führen bereits bis 50 % siliziklastisches Material. Mittel- bis Feinsandsteine, die den Großteil der Sandsteinpakete aufbauen, besitzen einen Siliziklastikaanteil von 70 %. Biogene, hier vor allem planktonische Foraminiferen, sind nur mehr mit 3 % beteiligt.

Die turbiditischen Feinanteile (Te-Abschnitte) sind auffallend geringmächtig und erreichen auch über den dicksten Sandsteinpaketen maximal 10 cm. Aus den Detailprofilen (Abb. 11) geht dabei eine klare positive Korrelation zwischen der Mächtigkeit der Sandsteinlagen und der überlagernden turbiditischen Mergelanteile hervor. Die Te-Abschnitte besitzen einen geringen Karbonatgehalt (um 20 %), sind daher dunkelfarbig (5 Y 6/1) und weich. Im Grenzbereich zu den hangenden Pelagiten zeigt sich eine intensive, bioturbate Vermengung mit denselben (Abb. 13), auf die bereits BUTT (1981: 59) hinweist.

Die pelagischen Pakete zeigen wechselnde Mächtigkeiten von wenigen Zentimetern bis maximal 35 cm. Der Karbonatgehalt ist einheitlich hoch (um 70 %) und die Sedimentfarbe entsprechend sehr hell (10 Y 6/2). Die Durchwühlung ist so dicht, dass allgemein keine primären Sedimentstrukturen erkennbar sind. Die hervorstechenden und klar identifizierbaren Ichnotaxa sind *Zoophycos* (vgl. Abb. 19) und *Chondrites*. Allerdings sind manche Pakete durch millimeterdünne Sandsteinlaminae untergliedert (Abb. 14). Hangend dieser Laminae ist die Sedimentfarbe mitunter etwas dunkler. Dabei handelt es sich um äußerst dünne Turbiditlagen, deren feinkörniger Te-Abschnitt durch die Bioturbation fast vollständig in das pelagische Sediment eingearbeitet wurde, sodass gerade noch eine



Abb. 13. Ausschnitt von Teilprofil 6. Mittel- bis dickbankige Turbidit-Pelagit-Abfolge. Die kompakt ausgewitterten Bänke umfassen vor allem die Pelagite, zum Teil auch die grobsandigen Basisabschnitte der turbiditischen Sandsteinpakete. Die feinerkörnigen Hangendabschnitte sind rückgewittert. Die turbiditisch-pelagischen Te-Abschnitte sind sehr geringmächtig und im Bild nicht zu erkennen. Messstreifen = 1 m.

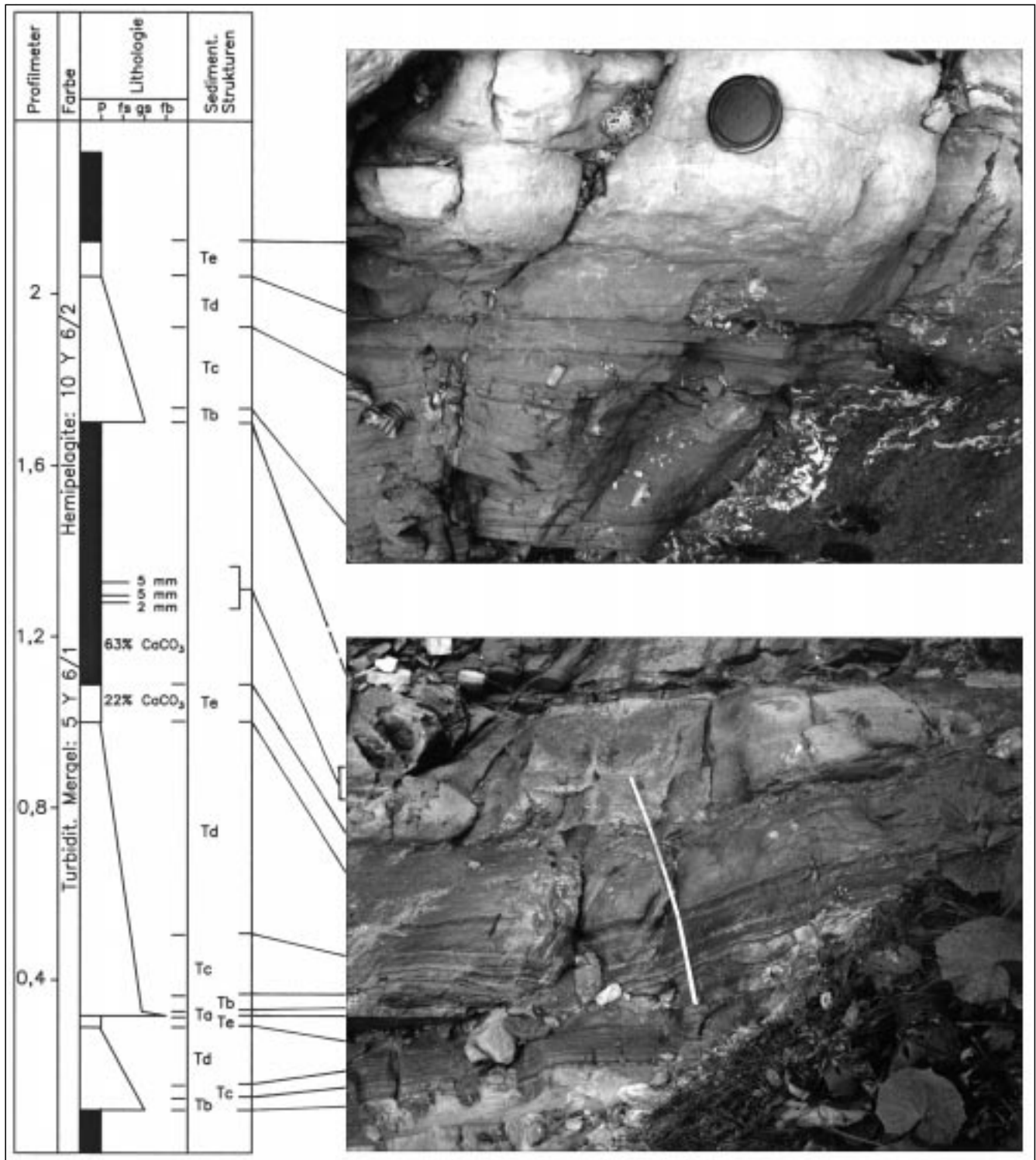


Abb. 14. Detailprofil und Fotodokumentation zu einem Ausschnitt von Teilprofil 6 (ca. 3 m über der Profilbasis).

leichte Dunkelfärbung zu erkennen ist. Solcherart gegliederte Pelagit-Pakete erreichen Mächtigkeiten bis knapp 60 cm. Der Anteil planktonischer Foraminiferen am Gesamtsediment beträgt knapp 10 % (Taf. 2, Fig. 2). Die Gehäuse sind ausschließlich spärlich gefüllt, phosphatische Füllungen gibt es nicht. Benthonische Foraminiferen sind nach BUTT (1981: 59) mit weniger als 3 % an der Gesamtasoziation beteiligt. Die mikritische Matrix erscheint durch die Bioturbation stark fleckig. An siliziklastischem Material, das anteilmäßig weit unter 1 % ausmacht, fallen zahlreiche feinste Muskovitschüppchen auf. Die

Quarzpartikel sind maximal 0,1 mm groß. Einregelungen von Partikeln sind nicht vorhanden.

BUTT (1981: 59–61) hat die Tc-e-Abschnitte sowie die Pelagite zweier Bankabfolgen bezüglich Korngrößen und Foraminiferenanteil detailliert untersucht. Danach ist der Sandanteil im Tc-Abschnitt noch biogenfrei, im Td-Abschnitt treten erste planktonische Foraminiferen auf. Im Te-Abschnitt, der mit dem hangenden Pelagit bioturbat vermischt ist, liegt der Sandanteil bei 2 %, davon sind 90 % planktonische Foraminiferen. Im rein pelagischen Sediment bestehen die 5–10 % Sandanteil ausschließlich

aus Foraminiferengehäusen. Benthonische Foraminiferen tragen dabei zur Gesamtfauenenassoziation mit weniger als 3 % bei.

Eigene Korngrößenuntersuchungen (mit einem Sedi-graphen) an dekarbonatisiertem Material eines Proben-paares aus einem turbiditischen Te-Abschnitt und dem darüberliegenden Pelagit, ergaben eine deutliche Verschiebung der Kornsummenkurve in den Feinbereich für das pelagische Material. Der Median des turbiditischen Feinanteils liegt bei 2,15 μm , jener des Pelagits bei 1,25 μm .

Fazielle Interpretation

Die Sandstein/Mergel-Pakete wurden aus Trübeströmen*) abgelagert, die aber nur eine geringe Erosionskraft besaßen, da Amalgamationen selten sind. Das resedimentierte Material stammt überwiegend vom Schelf (Terrigene und Seichtwasserbiogene), der Bereitstellungsraum kann allerdings auch im obersten Hangbereich bzw. im Kopfbereich submariner Canyons gelegen haben. Mächtigkeitsschwankungen einzelner Bänke sind innerhalb der sehr begrenzten Aufschlusssituation nicht zu erkennen. Die positive Korrelation zwischen der Mächtigkeit der sandigen und pelitischen Anteile der Turbiditpakete zeigt, dass die generelle Armut an pelitischem Material primärer Art ist, also schon im Bereitstellungsraum ausgebildet war. Eine mögliche Ursache dafür wird in Kap. 5.3. diskutiert. Die bedeutende Mächtigkeit der vollständig verwühlten, pelagischen Intervalle lässt auf vorherrschend ruhige Sedimentationsbedingungen schließen, die – trotz der im Vergleich zu den liegend und hangend anschließenden Teilprofilen größeren Nähe zu einem Schüttungszentrum – nur selten von turbiditischen Ereignissen unterbrochen wurden. Die wenigen im Gelände identifizierbaren Spurenfossilien sprechen für eine Zugehörigkeit zur *Zoophycos*-Ichnofazies, deren einziges charakteristisches Ichnotaxon *Zoophycos* selbst ist (BROMLEY, 1996). Das Verbreitungsgebiet dieser Ichnofazies reicht vom äußeren Schelf bis ins tiefere Bathyal. Die bathymetrische Schätzung von BUTT (1981: 62) auf Basis der Foraminiferenassoziation liegt bei 1000 m bis 1500 m, also mittleres Bathyal und damit tiefer als für Teilprofil 2.

Teilprofil 7

Koordinaten: R 415950 / H 281875 (Profilbasis);
R 416050 / H 281725 (Profiltop).

Teilprofil 7 (Abb. 7, 8) beginnt knapp über dem verfallenen Taucherholzstubenweg und zeigt neben den teilweise rötlichen, dünn- bis mittelbankigen, Turbidit-Pelagit-Abfolgen zwei Einschaltungen von Slumping-Paketen aus laminierten, rötlichen Kalkmergeln. Dieses Teilprofil entspricht der vierten Sedimentationsphase von BUTT (1981: 62) bzw. den Abschnitten 32 bis 37 bei HERM

*) In jüngster Zeit wird die Bedeutung und Interpretation der BOUMA-Sequenz sowie die gesamte Terminologie, Fließ- und Ablagerungsmechanik von tiefmarinen, gravitativen Sedimentströmen wieder heftig diskutiert (SHANMUGAM & MOIOLA [1995] sowie „Discussions & Reply“ dazu [im AAPG Bulletin, Band 81/3, 1997]; SHANMUGAM [1996, 1997]). Trotz der Aussage von SHANMUGAM (1997: 211), dass komplette BOUMA-Abfolgen mit einem gradiertem Ta-Abschnitt in der geologischen Überlieferung extrem selten sind (und er daher die meisten, klassischerweise als Turbidite interpretierten Tiefseesande, als „sandy debris-flows“ qualifiziert), ist dies bei einigen Bänken im Wasserfallgraben dennoch eindeutig der Fall. Daher wird hier auch für die häufigeren Bänke mit unvollständig entwickelter BOUMA-Sequenz von einer turbiditischen Sedimentation ausgegangen. Eine Detailuntersuchung dieser Frage unter Berücksichtigung sämtlicher von SHANMUGAM (1997) aufgeworfenen Einzelaspekte wäre aber anzustreben.

(1961). Am Top des Profils liegt Hangschuttmaterial, das im Zuge der Untersuchungen an der Kreide-Tertiär-Grenze stellenweise abgetragen wurde.

Die ersten sieben Profilmeter sind lithologisch Teilprofil 6 aufgrund der grauen Sedimentfarben noch sehr ähnlich (Abb. 15). Das Verhältnis Sandstein : turbiditische Mergel : Pelagite ist aber mit 3,5 : 1 : 4 bereits deutlich zugunsten des nicht-turbiditischen Sedimentanteils verschoben.

Über einer Bewegungsfläche beginnen bei Profilmeter 67 die rötlichen Farbtöne (10 YR 6/2) in den pelagischen Paketen. Diese Färbung ist in den ersten Metern noch sehr blass, wird aber zunehmend intensiver. Außerdem verändert sich im Abschnitt von 67–104 m das Verhältnis Sandstein – turbiditische Mergel – Pelagite sprunghaft auf 4 : 1 : 23 (Abb. 15). Ausgenommen ist aus dieser Berechnung der sandsteinfreie Abschnitt von 96–102 m, der in seinem hangenden Anteil Slumping-Strukturen zeigt. Die Sandsteinlagen sind maximal 15 cm mächtig. Der Durchschnitt liegt bei 4 cm.

Von 104–110 m folgt ein weiteres, nahezu sandsteinfreies Slumping-Paket.

Im höchsten Abschnitt von Teilprofil 7, von 110 m aufwärts, nimmt der turbiditische Sedimentanteil weiter ab (Abb. 16). Das Verhältnis Sandstein – turbiditische Mergel – Pelagite beträgt hier 2 : 1 : 16. Auch die Dicke der Sandsteinlagen nimmt auf durchschnittlich nur 2 cm ab; zahlreiche turbiditische Sandstein-Mergel-Pakete sind daher nur wenige Millimeter bis 1 cm dick. Dabei erreichen einzelne Lagen aber noch Mächtigkeiten um 10 cm, einmal sogar 20 cm.

Die rötlichen Farbtöne enden relativ abrupt bei 121 m, knapp über dem zweiten Slumping-Paket, das selbst kräftig rötlich gefärbt ist. Darüber zeigen die Pelagite wieder denselben grauen Farbton (5 Y 6/1) wie liegend der Stelle mit den ersten Rottönen. Erst in den letzten drei Metern am Profiltop treten wieder blasse Rottöne auf.

Die Sandsteinlagen von Teilprofil 7 sind entgegen den Angaben von HERM (1981: 322) eindeutig gradiert, mitunter führen sie an der Basis zentimetergroße Klasten aus pelagischem Material. Die Unterkanten sind dementsprechend deutlich erosiv (Abb. 17), Kolkmarken sind vorhanden. An manchen der dickeren Sandsteinpakete sind im Gelände vollständige BOUMA-Zyklen erkennbar. Teilweise zeigen diese Pakete aber ausschließlich ebene bis leicht-wellige Lamination. Andererseits konnten in z.T. nur wenige Zentimeter dünnen Sandsteinlagen durch künstliche Anschnitte Tb-Te-Abfolgen nachgewiesen werden. Durch die Bioturbation sind die internen Strukturen, vor allem dünner Sandsteinlagen aber häufig zerstört, die Grabgänge sind auf den Schichtflächen zu sehen.

Die Te-Abschnitte (turbiditischer Feinanteil) sind mit max. 2 cm über den wenigen dickeren Sandsteinpaketen wieder (vgl. Teilprofil 6) äußerst geringmächtig und durch die Bioturbation teilweise mit den Pelagiten vermischt. Da überdies die relativ karbonatarmen (z.T. <50 %), turbiditischen Mergel leicht auswittern, entsteht im Aufschluss oft der Eindruck, die Te-Abschnitte seien gar nicht vorhanden (Abb. 18). Dadurch erscheint auch die Hangendgrenze mancher Sandsteinlagen relativ scharf. Turbidit-sandsteine können aber auch primär mit dem Tc-Abschnitt enden und besitzen dann nicht nur scheinbar eine scharfe Hangendgrenze (vgl. HIRAYAMA & NAKAJIMA, 1977: 767).

Die Pelagite erreichen Mächtigkeiten bis 50 cm. Der Durchschnitt liegt bei 10–20 cm. Es handelt sich um kompakte, harte, relativ glatt auswitternde Kalkmergel

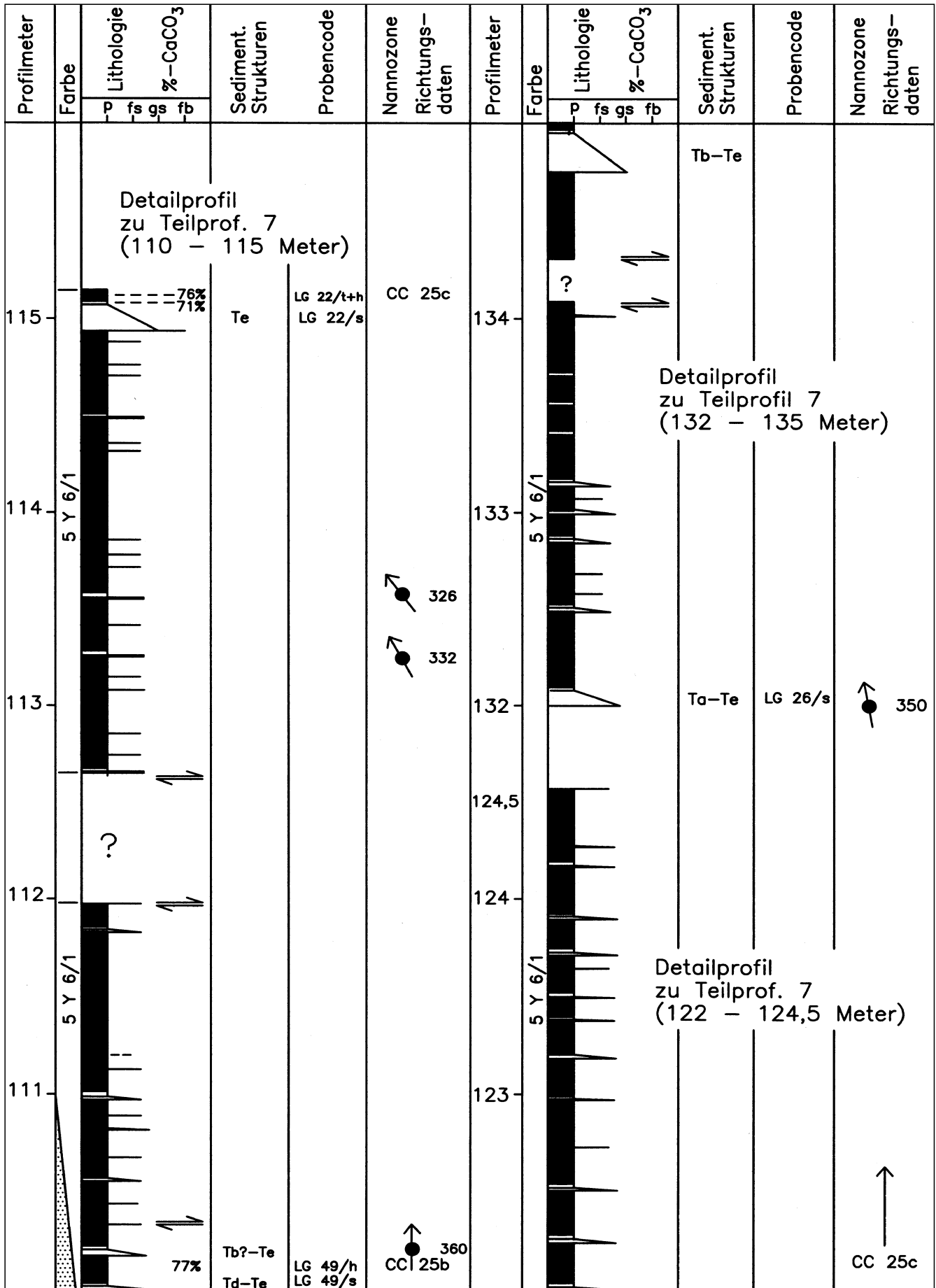


Abb. 16. Detailprofile zu Teilprofil 7 (110-115 m, 122-124,5 m, 132-135 m). Legende s. Abb. 8.

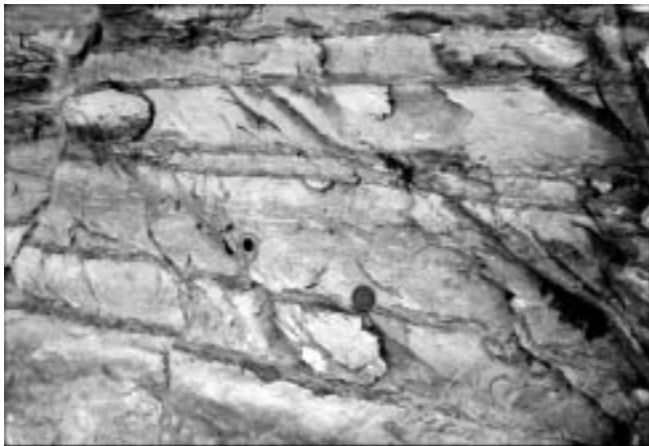


Abb. 17.
Ausschnitt aus Teilprofil 7 bei Profilmeter 104 m.
Die dünnen, dunklen Lagen entsprechen den turbiditischen Sandsteinen. Die Untergrenzen sind scharf, die Te-Abschnitte durch die intensive Bioturbation in die rötlichen bis blassrötlichen (im Bild mittel- bis hellgrau) pelagischen Lagen eingearbeitet.
Durchmesser des Objektivdeckels = 6 cm. Links von der Bildmitte ein Geomagnetik-Bohrloch.

bis Mergelkalke (Karbonatgehalte um 75 %). Die Verteilung der rötlichen Farbtöne ist unregelmäßig-wolkig; hellere, blassgraue Flecken, die z.T. lagig angeordnet sind, stehen in Zusammenhang mit der Bioturbation. Die identifizierten Ichnotaxa beschränken sich wie bei Teilprofil 6 auf *Zoophycos* (Abb. 19) und *Chondrites*. Häufig ist eine sekundäre Ausbleichung der rötlichen Farben entlang von Sandsteinlagen und Klüften zu beobachten.

Im Dünnschliff entsprechen die Pelagite jenen von Teilprofil 6: der Anteil von Foraminiferen am Sediment beträgt ca. 10 % (Taf. 2, Abb. D), darunter viele große Globotruncanen; die Gehäusefüllungen sind ausschließlich spärlich; benthonische, agglutinierende Formen sind sehr selten (weniger als 3 % laut BUTT [1991: 62]). Die mikritische Matrix ist durch die Bioturbation fleckig, es sind keine strömungsbedingten Partikelregelungen erkennbar und siliziklastische Partikel liegen anteilmäßig weit unter 1 %.

Manche Pelagite zeigen, sehr ähnlich wie für Teilprofil 6 bereits beschrieben, eine häufig sehr undeutliche Gliede-



Abb. 18.
Ausschnitt aus Teilprofil 7 bei Profilmeter 75.
Die dünnen, geschichteten Lagen (z.B. am unteren und oberen Ende des Hammerstiels) verkörpern die turbiditischen Sandsteine. Die geringmächtigen Te-Abschnitte sind stark rückgewittert, wodurch sich die dicken, pelagischen Bänke deutlich abheben. Im rechten unteren Bildbereich sind kleinere Störungsflächen erkennbar.
Hammerstiel = 30 cm.

rung durch äußerst dünne Lagen turbiditischen Materials, das zum Teil keinen Sandanteil aufweist und einen so hohen Karbonatgehalt besitzt, dass die makroskopische Unterscheidung vom umgebenden pelagischen Material nicht immer möglich ist. Auf diesen Sachverhalt verweisen bereits HESSE & BUTT (1976: 513, 516).

Die beiden nahezu sandsteinfreien Profilabschnitte von 96–102 m und von 104–110 m werden von hellgrauen und rötlichen Kalkmergeln bis Mergelkalken aufgebaut, die in Form feiner Lamination bis hin zu dünnschichtiger Bankung wechsellagern. Stellenweise ist an der größeren Verwitterungsbeständigkeit der hellgrauen Lagen ein höherer Karbonatgehalt derselben abzulesen. Helle Flecken in den rötlichen Lagen sind auf die Bioturbation zurückzuführen. Im Dünnschliff zeigen sowohl die rötlichen als auch die grauen Lagen idente Merkmale wie die Pelagite der sandsteinführenden Fazies. Die Slumping-Pakete in Teilprofil 7 sind an diese sandsteinfreie Fazies gebunden.

Fazielle Interpretation

Abgesehen von einer noch weiter distalen Position in Bezug auf ein Schüttungszentrum gelten für die beschriebene Abfolge sehr ähnliche Aussagen wie für Teilprofil 6, mit dem sie auch durch einen Fining-upward-Trend verbunden ist. Dieser Fining-upward-Trend setzt sich innerhalb von Teilprofil 7 mindestens bis Profilmeter 110 m fort, wie dies aus den Verhältnissen Sandstein – turbiditische Mergel – Pelagite der einzelnen Abschnitte ablesbar ist. Darüber nimmt der turbiditische Sedimentanteil zwar insgesamt weiterhin ab, allerdings sind wieder vereinzelt dickere Sandsteinbänke in die Abfolge eingeschaltet. Die Dicke der turbiditischen Sandsteinlagen und der zugehörigen, auffallend geringmächtig entwickelten Te-Abschnitte ist wiederum positiv korreliert.

Die Ursache für die Farbwechsel zwischen rötlichen und grauen Sedimentfarben im Laufe von Teilprofil 7 können in Veränderungen der Exposition des Sedimentationsraumes gegenüber Strömungen mit sauerstoffreichem Wasser angenommen werden, wobei vermutlich bereits kleine Änderungen, z.B. der Oberflächenmorphologie, ausschlaggebend gewesen sein können (KREMMAYR, 1996).

Die enge Wechsellagerung härterer und weicherer, meist auch farblich unterschiedener Lagen und Laminae in der zweimalig zwischengeschalteten, sandsteinfreien Fazies ist vermutlich wieder auf die Beteiligung von turbiditischen und pelagischen Prozessen zurückzuführen (vgl.



Abb. 19.
Zoophycos in einer pelagischen Bank von Teilprofil 7.
Der Bleistiftspitzer am oberen Bildrand ist 2,5 cm lang.

fazielle Interpretation zu Teilprofil 4 und 5), wobei im Bereitstellungsraum für die turbiditischen Umlagerungen fast ausschließlich (hemi)pelagisches Material zur Verfügung stand.

BUTT (1981: 64) konnte zwischen Teilprofil 6 und 7 keine signifikanten Veränderungen in der Foraminiferenassoziation feststellen, sodass wiederum eine Ablagerungstiefe von 1000–1500 m angenommen werden kann. In lithologisch und zeitlich entsprechenden Sedimenten des Beckens von Gosau geben PERYT et al. (1993), ebenfalls aufgrund der Foraminiferenassoziation, eine Wassertiefe von etwa 2000 m an.

4.3.3. Sandsteinpetrographie

Die Sandsteine wurden anhand von Dünnschliffen mittels Punktzählverfahren auf ihren Modalbestand untersucht (Tab. 2). Dafür wurden bezüglich der Korngröße bevorzugt mittelsandige Sandsteine gewählt. Zur Unterscheidung der Karbonattypen wurde eine Färbung mit Na-Alizarinsulfonat und Kaliumhexacyanoferrat (III) vorgenommen. Nach der Nomenklatur von PETTIJOHN et al. (1972) handelt es sich um lithische bis sublithische Arenite. Eine mikritische bis tonige Matrix ist an der Profilbasis (Teilprofil 1 B) mit z.T. >5 % beteiligt, weshalb es sich um textuell unreife Sandsteine handelt (FOLK, 1968). Aufgrund der schlechten bis sehr schlechten Sortierung sind auch die Sandsteine in den höheren Teilprofilen, wo der Matrixanteil unter 3 % bleibt, nur als textuell mäßig reif zu bezeichnen. Der Rundungsgrad der Partikel lässt sich als angular bis subangular (Nomenklatur nach PETTIJOHN et al. [1972]) beschreiben (Taf. 2, Abb. E).

Die Teilprofile 3 und 4 enthalten keine Sandsteine. Die Sandsteine von Teilprofil 2 und 5 sind extrem reich an Biogenen (Beschreibung s. 4.2.3.) und fallen daher für die Modalbestandsanalyse aus. Biogenreiche Einzellagen oder Abschnitte in gradierten Sandsteinpaketen treten aber auch in den übrigen Teilprofilen auf und entsprechend stark variiert daher der Biogenanteil in Tab. 1. So beschreiben z.B. HESSE & BUTT (1976: 513, 515, 525) aus dem Obermaastricht-Anteil des Wasserfallgrabenprofils (Teilprofil 7) turbiditische BOUMA-Td-Sandsteinlagen die, neben einem geringen Quarzanteil, fast ausschließlich aus umgelagerten Gehäusen planktonischer Foraminiferen bestehen. Daneben finden sich an biogenen Partikeln

in allen sandsteinführenden Profilstücken auch Bruchstücke von Inoceramen, Echinodermen, Rotalgen, selten auch von Großforaminiferen und Bryozoen, sowie benthonische (agglutinierende und kalkschalige, darunter auch miliolide) Foraminiferen. Randlich mikritisierte karbonatische Partikel sind in den größeren Sandsteintypen reichlich vertreten.

Die Sandsteine sind kräftig kompaktiert, was vor allem durch deformierte Chlorite und Hellglimmer, sowie zerbrochene Komponenten zum Ausdruck kommt. Drucklösung tritt an karbonatischen Partikeln, vor allem im Kontakt mit den stabileren Quarzkomponenten auf (vgl. Taf. 1, Fig. 3). Die verbleibenden Porenräume von z.T. >20 % sind vollständig mit häufig etwas eisenhaltigem, kalzitischem Blockzement, z.T. auch Dolomitzement ausgefüllt. Dolomitische Verdrängungssäume sind durchgehend vorhanden.

Die Auswahl und Definition der Komponentenkategorien folgt im Wesentlichen den Angaben von VON EYNATTEN (1996). Opake und kohlige Partikel wurden bei der Zählung zusammengefasst, die Kategorie „Sonstige“ umfasst vor allem Glaukonit, Kollophan und Schwermminerale.

An Gesteinsfragmenten sind hauptsächlich Serizit-Chlorit-Quarzite, Chloritschiefer, Phyllite, selten auch Tonschiefer und Arkoseschiefer anzutreffen. An Glimmermineralen wurde neben dem meist überwiegenden Muskovit auch Biotit beobachtet, bei den Feldspäten gibt es Kalifeldspäte und Plagioklas. Serpentinfragmente und vulkanische Lithoklasten konnten nicht gefunden werden.

Das Gesamtprofil lässt sich aufgrund der Modalbestandsanalyse in zwei Abschnitte gliedern. An der Profilbasis (Teilprofil 1B, CC17b) dominieren karbonatische Lithoklasten, vor allem Dolomit, mit bis zu über 50 % Anteil am Gesamtsediment. Bei den Kategorien Q_{ges} und L_{sm} ist dabei innerhalb von Teilprofil 1B bereits ein deutlicher Anstieg zu erkennen. Ab der Basis von Teilprofil 6 (CC22c) dominiert Q_{ges} (29 % bis >50 %) und auch L_{sm} erreicht hohe Anteile (19 % bis >40 %), die Karbonatlithoklasten erreichen nur noch max. 10 %. Die Variabilität der Anteile von Q_p im oberen Profilabschnitt ist Korngrößenbedingt. Von Teilprofil 6 zu 7 verkehrt sich das Verhältnis innerhalb der karbonatischen Lithoklasten: zuerst überwiegen die kalkigen dann die dolomitischen Anteile.

Tabelle 2.

Ergebnisse der Modalbestandsanalyse von 12 Sandsteinlagen der Teilprofile 1B, 6 und 7 mittels Punktzählverfahren an gefärbten Dünnschliffen in Prozent.

N = Anzahl der gezählten Punkte. Die Komponenten sind auf 100 % gerechnet, die Prozentwerte für Matrix, Zement und dolomitische Verdrängungssäume beziehen sich auf die Gesamtanalyse. Q_m = Monoquarz, Q_p = Polyquarz, Q_c = Hornstein, Q_{ges} = Summe Q_m , Q_p und Q_c , F = Feldspat, Gli = Hellglimmer, Chl = Chlorit, L_{sm} = Fragmente von Sedimentgesteinen und schwach metamorphen Gesteinen, C = Kalklithoklasten, D = Dolomilithoklasten, C+D = Summe Kalk- und Dolomilithoklasten, Bio = biogene Partikel, Op,Or = opake und kohlige Partikel, Son = sonstige, M = Matrix, Z = Zement, DS = dolomitische Säume, M+Z+DS = Summe Matrix, Zement und dolomitische Säume.

Probennr.	Nannoz.	Teilpr.	N	Qm	Qp	Qc	Qges	F	Gli	Chl	Lsm	C	D	C+D	Bio	Op,Or	Son	M	Z	DS	M+Z+DS
LAT 11A	CC 17b	1B	348	6,4	4	3,2	13,6	0,6	0,3	0	12,6	16	18,8	34,8	36,5	0,8	0,8	5,6	21,3	1,4	28,3
LG 2/s	CC 17b	1B	355	12,5	8	3	23,5	0,9	0,4	1,1	14,6	3	52,6	55,6	3,1	0,4	0,4	0,8	24,8	4,8	30,4
LG 39/s	CC 17b	1B	417	9,5	11	3,6	24,1	0,7	0	0,3	30	1,1	41,7	42,8	5,2	0,3	0,3	1,7	27,8	2,9	32,4
LG 10/s	CC 22c	6	334	24,8	17,2	0,7	42,7	0,3	0,3	1	25,8	8,6	0,3	8,9	18,3	2,4	0,3	1,7	5,3	2,4	9,4
LG 11/s	CC 23a	6	317	32,4	8,4	0,4	41,2	1,8	1,4	7,9	19,5	5,9	1,8	7,7	3,3	2,2	2,2	0,9	9,8	3,5	14,2
LG 12/s	CC 23a	6	355	31	12,9	0,6	44,5	0,6	4,9	4,7	19,8	9	1	10	10,7	2,9	1,9	2	7,3	3,4	12,7
LG 18/s	CC 23a	7	338	29,2	4,4	0,4	34	1,1	3,7	0,4	33	0	3,7	3,7	20,4	2,6	1,1	0	15,7	4,4	20,1
LG 19/s	CC 25b	7	330	23,7	4,6	1,1	29,4	1,1	5,6	1,1	41,2	0,4	2,3	2,7	16,5	1,1	1,1	0	18,8	1,8	20,6
LG 21/s	CC 25b	7	330	22,3	12,4	0,4	35,1	0,4	2,5	0,4	28,9	2,5	2,5	5	24	2,1	1,6	2,1	20,6	3,9	26,6
LG 22/s	CC 25c	7	336	16,7	23,8	0	40,5	0,5	0,4	0,3	23	7,1	0,7	7,8	26	1,1	0,4	2,7	14,6	2,7	20
LG 26/s	CC 26?	7	332	29,5	24,3	0	53,8	2	0,4	2,4	16,7	0	0,8	0,8	22,3	0,8	0,8	1,2	19,3	3,9	24,4
LG 27/s	NP 1(2)	7	354	32,8	22	0,4	55,2	2,6	0,7	2,2	26,1	0	4,6	4,6	3	4,1	1,5	0	15,5	8,7	24,2

Aufgrund der geringen Feldspatgehalte ist das Standarddiagramm zur Hinterlandsrekonstruktion nach DICKINSON (1985) für eine Trendanalyse hier nicht sinnvoll anwendbar, da eine der drei Komponenten des ternären Diagramms von vornherein weitgehend fehlt. Die Ursache für die geringen Feldspatgehalte liegt neben möglichen

methodischen Problemen (schwierige Unterscheidbarkeit von Orthoklas und Quarz im Dünnschliff) wohl hauptsächlich an einer primären Feldspatarmut der klastikaliefernden Gesteine des Hinterlandes wie Phyllite, Chlorit-schiefer usw. Diese Gesteinstypen sind es ja auch, die in Form von Lithoklasten auftreten.

Tabelle 3.

Ergebnisse der Schwermineralanalyse von Sandsteinproben des Lattengebirgsprofils und vom W-Fuß des Untersberges.

ZIR = Zirkon, TUR = Turmalin, RUT = Rutil, APA = Apatit, GRA = Granat, STA = Staurolith, CHL = Chloritoid, DIS = Disthen, EPI = Epidot-Kli-nozoisit, HOR = Hornblende, CHR = Chromspinell, TIT = Titanit, BRO = Brookit, SON = sonstige.

Gosau des Lattengebirges																
Untere Gosaugruppe																
Probenr.	Nannozone	Teilpr.	ZIR	TUR	RUT	APA	GRA	STA	CHL	DIS	EPI	HOR	CHR	TIT	BRO	SON
LAT 19	CC 17b	1 B	8	53	3	11	5	2	3	0	1	1	12	0	0	1
LAT 9	CC 17b	1 B	13	38	8	37	2	1	0	0	0	0	0	0	0	1
LAT 11	CC 17b	1 B	10	32	4	39	6	0	0	0	0	0	8	0	0	1
LG 3/s	CC 17b	1 B	27	18	16	27	7,5	0,5	0	0,5	0,5	0	1,5	0	0	1,5
Mittelwert			14,5	35,3	7,8	28,5	5,1	0,9	0,8	0,1	0,4	0,3	5,3	0	0	1,1
Standardabw.			7,4	12,6	5,1	11,1	2	0,7	1,3	0,2	0,4	0,4	4,9	0	0	0,2
Nierental Formation - Basis																
Probenr.	Nannozone	Teilpr.	ZIR	TUR	RUT	APA	GRA	STA	CHL	DIS	EPI	HOR	CHR	TIT	BRO	SON
LG 39/s	CC 17b	1 B	15	10	28	11	26	0	0	6	3	0	1	0	0	0
LG 13/s	CC 19	2	25	31	2	24	10	0	0,5	0	0	0	0,5	4	1	2
Mittelwert			20	20,5	15	17,5	18	0	0,25	3	1,5	0	0,75	2	0,5	1
Standardabw.			5	10,5	13	6,5	8	0	0,25	3	1,5	0	0,25	2	0,5	1
Nierental Formation - Wasserfallgraben																
Probenr.	Nannozone	Teilpr.	ZIR	TUR	RUT	APA	GRA	STA	CHL	DIS	EPI	HOR	CHR	TIT	BRO	SON
LG 7/s	CC 22a-23a	5	8	11	8	2	43	0	12	0	8	0	4	1	1	2
LG 10/s	CC 22c	6	2	2	2	3	80	0	2	0,5	8	0	0	0	0	0,5
LG 11/s	CC 23a	6	7	8	9	3	36	0	3	0	31	0	0	1	0,5	1,5
LG 12/s	CC 23a	7	1	2	9	1	76	0	2	0	8	0,5	0	0	0	0,5
LG 18/s	CC 23a	7	6	8	16	11,5	34	0	2	0	22	0	0	0	0	0,5
LG 43/s	CC 23a	7	6,5	6	13	5	46	0	4	0,5	19	0	0	0	0	0
LG 19/s	CC 25b	7	6	22	5	8	32	1	2	0	20	0	0	2	1	1
LG46/s	CC 25b	7	9	8	10,5	6,5	49	0	5	0,5	11,5	0	0	0	0	0
LG 21/s	CC 25b	7	7	15	4	3	34	0	1	0	34	0	0	1	1	0
LG 49/s	CC 25b	7	11	8	6	7	57	0	0,5	1	8	0,5	0	0	0,5	0,5
LG 22/s	CC 25c	7	3	5	2	1,5	71	1	1	0	14	0	0	1	0,5	0
LG 50/s	CC 25c	7	5	8	11	5	54	0	4	1	10	0	0	0,5	1	0,5
LG 51/s	CC 25c	7	9	5	15	4	55	0	4	1	6	0,5	0	0	0	0,5
LG 26/s	CC 26	7	4	4	5,5	2,5	75	0	2	0,5	5,5	0	0	0	0,5	0,5
LG 27/s	NP 1(2)	7	6	11	9,5	3	53	0	0,5	0	15	0	0	1	0,5	0,5
Mittelwert			6	8,2	8,4	4,4	53	0,13	3	0,3	14,7	0,1	0,3	0,5	0,4	0,6
Standardabw.			2,6	5	4,2	2,7	15,7	0,3	2,8	0,4	8,6	0,2	1	0,6	0,4	0,5
Untersberg W-Fuß: Nierental Formation																
Profil C																
Probenr.	Nannozone	Teilpr.	ZIR	TUR	RUT	APA	GRA	STA	CHL	DIS	EPI	HOR	CHR	TIT	BRO	SON
NT 3	CC 22a-23a	C	5	17	12	2	37	2	6	0	13	0	4	1	0	1
NT 5	CC 25b-c	C	2	13	8	2	48	0	6	1	18	0	0	1	0	1
NT 6	CC 25b-c	C	1	5	1	1	82,5	0	3	0,5	5	0	0	0	0	1
NT 15	CC 25b-c	C	1	9	4	1	66	0	2	0,5	15	0	0	0	0	1,5
Mittelwert			2,25	11	6,25	1,5	58,4	0,5	4,25	0,5	12,8	0	1	0,5	0	1,13
Standardabw.			1,64	4,47	4,15	0,5	17,4	0,87	1,79	0,35	4,82	0	1,73	0,5	0	0,22

Abb. 20.
Ternäres Diagramm zur Leichtmineralanalyse des Profils im Lattengebirge.
Probengruppen: 1 = Teilprofil 1B, 2 = Teilprofil 6, 3 = Teilprofil 7. Erklärung der Abkürzungen s. Tab. 2.

In einem abgewandelten ternären Diagramm, bestehend aus den Kategorien Q_{ges} , C+D und L_{sm} (Abb. 20) kommt aber der oben beschriebene Trend deutlich zum Ausdruck. Dabei fällt auf, dass der Anteil karbonatischer Lithoklasten in Teilprofil 7 gegenüber Teilprofil 6 nochmals leicht rückläufig ist.

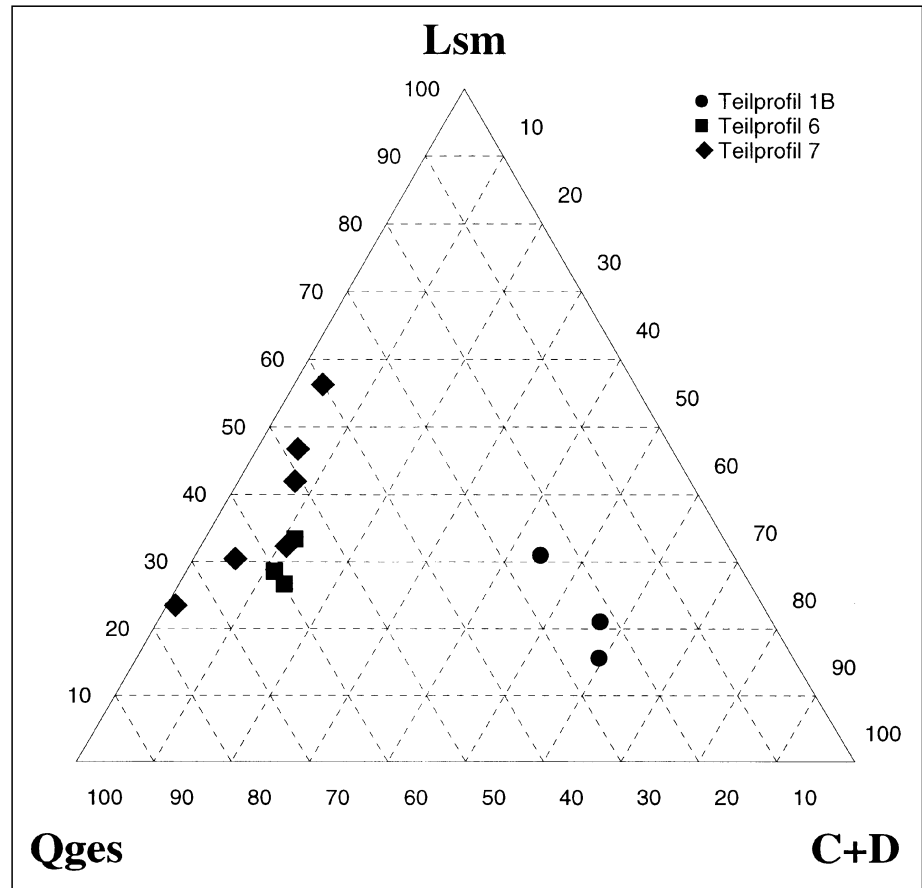
Mit Hilfe der Schwerminerale lassen sich im Gesamtprofil drei Abschnitte unterscheiden.

- 1) Jener Anteil von Teilprofil 1B, der sich im Liegenden der ersten pelagischen Mergel befindet und noch zur Unteren Gosau-Subgruppe zu rechnen ist, wird von der stabilen Schwermineralgruppe Zirkon – Turmalin – Rutil, vor allem von Turmalin dominiert. Apatit ist ebenfalls häufig. Granat und andere metamorphe Minerale finden sich nur mit wenigen Prozentpunkten, der Chromspinnelgehalt ist variabel, erreicht aber bis zu 12 %.
- 2) Mit dem Einsetzen der Nierental-Formation findet ein Umschlag zu deutlich granatführenden ($\geq 10\%$) Spektren statt, die stabilen Schwerminerale sind aber immer noch dominant, Chromspinnel tritt nur mehr akzessorisch auf und Apatit bleibt häufig.
- 3) Beginnend mit Teilprofil 5 beherrschen dann die metamorphen Schwerminerale die Spektren: Granat ist mit 32–80 % absolut dominant, daneben erreicht auch Epidot-Klinozoisit Werte bis $>30\%$ und Chloritoid ist mit durchschnittlich 3 % konstant vertreten. Die stabilen Schwerminerale treten entsprechend zurück, bleiben aber regelmäßig vertreten. Die Apatitwerte sinken auf durchschnittlich 4,4 %, während Chromspinnel, abgesehen von einem wohl auf Umlagerung zurückzuführenden Ausreißer am Beginn dieses Abschnitts, völlig ausbleibt. Die metamorphen Minerale Staurolith, Disthen und Hornblende treten, bezogen auf das Gesamtprofil, wiederholt als Akzessorien auf, gleiches gilt für Titanit und Brookit. Blaue Amphibole wurden nicht beobachtet.

Vergleichsproben aus dem Nierental-Gebiet (Tab. 3) liefern gleichartige Schwermineralspektren wie jene des Wasserfallgrabens, denen sie auch altersmäßig entsprechen.

4.3.4. Schwermineralspektren anderer Gosauvorkommen

Zu Vergleichszwecken wurden an mehreren weiteren Gosauvorkommen im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen Sandsteinproben aus der Nierental-Formation, bzw. aus zeitlich und faziell verwandten Sedimenten, entnommen und bezüglich ihrer Schwermineralspektren



analysiert. Die Beschreibung der Datensätze (Tab. 4) erfolgt, entsprechend der Position der beprobten Lokalitäten (Abb. 1), von Westen nach Osten.

Die Schwermineralspektren der Probenserie aus der Gosau von Rigau entsprechen exakt jenen der Nierental-Formation im Lattengebirge. Auch hier findet innerhalb der Nannozone CC17b (Basis des Campan) ein rascher Anstieg des Granatanteils auf Werte meist über 50 % statt. Chloritoid und Epidot/Klinozoisit sind ebenfalls konstant, aber in geringen Mengen vertreten und die stabile Schwermineralgruppe ist durchgehend mit mittlerer Häufigkeit vertreten. Einzig unterschiedlich ist das massive und kurzfristige Auftreten von Staurolith, etwa im Bereich der Kreide/Tertiär-Grenze.

An der Typuslokalität der Gosaugruppe ist eine teilweise eigenständige Entwicklung feststellbar. Im untersten Campan kommen hier die Bibereckschichten zur Ablagerung, die nach WAGREICH (1988: 676), neben der dominierenden stabilen Schwermineralgruppe, durchschnittlich ca. 30 % Apatit und 10 % Granat führen. Chloritoid ist nur gering vertreten. In Übereinstimmung mit WAGREICH (l.c.) tritt in den darüberfolgenden Ressenschichten (CC19, s. Tab. 4), bei einer ansonsten sehr ähnlichen Assoziation, reichlich Chloritoid hinzu. Noch innerhalb der Nannozone CC19 findet dann ein abrupter Wechsel zu sehr granatreichen Spektren (Mittelwert 46,4 %) der Nierental-Formation statt, wobei die stabile Gruppe an Bedeutung verliert, der Chloritoidanteil aber vorerst hoch bleibt. Dieser nimmt erst ab dem Unter-Maastricht regelmäßig Werte unter 10 % an.

Ab dem Einsetzen der Nierental-Formation sind die Schwermineralspektren gut mit jenen des Lattengebirges vergleichbar, dort ist Chloritoid seltener, Epidot/Klinozoisit dafür aber häufiger vertreten. Ob der Umschwung zur

Tabelle 4 (Fortsetzung auf der gegenüberliegenden Seite).
 Ergebnisse der Schwermineralanalyse von Sandsteinproben aus der Nierental-Formation bzw. aus faziell verwandten Sedimenten weiterer Gosauvorkommen (Abkürzungen: siehe Tab. 3).

Gosau von Rigaus: Nierental-Formation – Zwieselalmschichten																
Postalmstraße - Profil Retschegg																
Probenr.	Nannozone	ZIR	TUR	RUT	APA	GRA	STA	CHL	DIS	EPI	HOR	CHR	TIT	BRO	SON	
AB 19	CC 17b	7	38	10	7	21	0,5	2	1	4	0	5	1	1	2,5	
AB 33	CC 22b-23a	4	17	11	17	38	1	7	0	3	0	0	0	0	2	
AB 35/1	CC 22b-23a	2	12	8	9	61	0	3	0	3	0	0	0	0	2	
AB 22	CC 25a	8	21	17	3	35	0	10	0	4	0	0	0	0	2	
AB 24	CC 25b	3	13	10	6	54	0,5	6	0	7	0	0	0	0	0,5	
AB 27	~CC 26/NP 1	1	25	8	1	40	18	1	0	3	0	0	1	0	2	
AB 28	NP 4-6	2	13	4	3	56	10	1	0	9	0	0	1	0	1	
Postalmstraße - div. Einzelaufschlüsse																
Probenr.	Nannozone	ZIR	TUR	RUT	APA	GRA	STA	CHL	DIS	EPI	HOR	CHR	TIT	BRO	SON	
AB 13	CC 20-23a	7	13	16	4	47	0	7	0,5	5	0	0	0	0	0,5	
AB 2	Maastricht	5	11	5	5	63	0	2	0	8	0	0	0	0	1	
AB 5	Maastricht	0,5	5	0,5	0,5	91	0	1	0	1	0	0	0	0	0,5	
AB 10	Maastricht	5	14	10	2	59	0	6	0	3	0	0	0	0	1	
AB 16	Maastricht	6	9	8	1	68	0	3	0	2	0	0	1	0	2	
Mittelwert		3,88	14,7	8,27	4,5	48,7	2,31	3,77	0,12	4	0	0,38	0,31	0,08	1,31	
Standardabw.		2,57	9,06	4,89	4,45	21,9	5,24	2,97	0,29	2,54	0	1,33	0,46	0,27	0,77	
Gosau - Typuslokalität: Ressenschichten - Nierental-Formation - Zwieselalmschichten																
Elendgraben - Rote Wand Graben - Sommeraualm																
Abschnitt 1																
Probenr.	Nannozone	ZIR	TUR	RUT	APA	GRA	STA	CHL	DIS	EPI	HOR	CHR	TIT	BRO	SON	
EG 2	CC 19	8	17	3	51	2	0	17	0	0	0	0,5	0	0	1,5	
EG 3/6	CC 19	13	27	1	44	1	0	13	0	0,5	0,5	0	0	0	0	
EG 4/1	CC 19	17	32	4	37	0	0	6,5	0	0	0	0,5	0	0	3	
EG 5	CC 19	16	17	3	41	1	0	19	0	3	0	0	0	0	0	
EG 47	CC 19	8	14	2	37	1	0	30	0	7	0	0	0	0	1	
EG 8	CC 19	20	20	11	30	3	0	13	0	2	0	0	0	0	1	
EG 15	CC 19	7	14	2	51	2	0	19	0	4	0	0	0	0	1	
EG21	CC 19	6	21	8	41	5	0	16	0	3	0	0	0	0	0	
EG 51	CC 19	5	15	1	31	1	0	40	0	6	0	0	0	0	1	
EG 22	CC 19	13	8	8	40	3	0	22	0	6	0	0	0	0	0	
Mittelwert		11,3	18,5	4,3	40,3	1,9	0	19,6	0	3,15	0,05	0,1	0	0	0,85	
Standardabw.		4,94	6,56	3,29	6,77	1,37	0	9	0	2,45	0,15	0,2	0	0	0,9	
Abschnitt 2																
EG 116	CC 19	7	13	3	13	52	0	7	0	2	0	1	0	0	2	
EG 53	CC 20	2	6	6	18	53	0	9	0	6	0	0	0	0	0	
EG 29	~CC 20	4	7	2	16	50	0	14	0	6	0	0	0	0	1	
EG 12	CC 20-22a	4	7	8	29	37	0	12	0	3	0	0	0	0	0	
EG 121	CC 20	6	5	4	10	62	0	7	0	0	0	0	4	0	2	
EG 123	CC 20	7	21	7	5	49	0	6	0	0	0	0,5	3	0	1,5	
EG 73	CC 20	5	11	5,5	12	43	0	12	0	9	0	0,5	0	0	2	
EG 81	CC 20	4	14	5	14	31	0	20	0	9	0	2	0	0	1	
EG 130	CC 21-22a	7	9	2	0,5	12	0	2	0	0,5	0	66	0	0	1	
EG 30	CC 21-22a	4	16	1	14	16	0	16	0	2	0	31	0	0	0	
EG 85	CC 21	3	11	6	13	30	0	21	0	7	0	8	0	0,5	0,5	
EG 31	CC 21b-23a	5	16	8	18	34	0	11	0	4	0	4	0	0	0	
EG 91	CC 22a-b	7	18	8	15	23	0	21	0	3	0	3	0	0	2	
EG 33	CC 22b-23a	6	14	5	17	27	0	17	0	4	0	10	0	0	0	
EG 76	CC 23a	1	19	12	10	48	0	7	0	1	0,5	0	0	0,5	1	
EG 36	CC 23b	4	15	8	5	32	0	17	0,5	12	0	6	0	0	0,5	
EG 46	CC 23b	0,5	0,5	2	0,5	94	0	1	0	1,5	0	0	0	0	0	
EG 78	CC 23b	3	12	6	9	58	0	8	0,5	2	0	0	1	0	0,5	
EG 45	CC 25a	0,5	10	3	1	76	0	1	0	6	0	0	0,5	0	2	
EG 66	CC 25c	1	8	1	2	81	0	2	0	5	0	0	0	0	0	
EG 44	NP 1	2	9	5	1	66	0	2	0	14	0	0	0,5	0	0,5	
Mittelwert		3,95	11,5	5,12	10,6	46,4	0	10,1	0,05	4,62	0,02	6,29	0,43	0,05	0,83	
Standardabw.		2,17	4,97	2,76	7,25	20,9	0	6,56	0,15	3,79	0,11	15	1,04	0,15	0,78	
Gosau von Wörschach: Nierental-Formation																
Wörschachberg, Straßenaufschluß westlich Gehöft Loresser																
Probenr.	Nannozone	ZIR	TUR	RUT	APA	GRA	STA	CHL	DIS	EPI	HOR	CHR	TIT	BRO	SON	
WÖ 3/13	CC 18-21c	3	9	9	9	37	0	23	0	8	0	0,5	0,5	0	1	
WÖ 2	CC 18-21c	2	7	9	8	36	0	17	1	17	0,5	0	1	0	1,5	
Mittelwert		2,5	8	9	8,5	36,5	0	20	0,5	12,5	0,25	0,25	0,75	0	1,25	
Standardabw.		0,5	1	0	0,5	0,5	0	3	0,5	4,5	0,25	0,25	0,25	0	0,25	

Tabelle 4 (Fortsetzung; Abkürzungen: siehe Tab. 3).

Vergleichsdaten nach POBER, 1984: Mittelwerte von 6 Proben aus der Nierental-Formation																
		ZIR	TUR	RUT	APA	GRA	STA	CHL	DIS	EPI	HOR	CHR	TIT	BRO	SON	
		10	18	5	21	22	0	10	0	11	2	0	0	0	0	
Gosau von Gams bei Hieflau																
Profil Schweinbachgraben																
Abschnitt 1																
Probenr.	Nannozone	ZIR	TUR	RUT	APA	GRA	STA	CHL	DIS	EPI	HOR	CHR	TIT	BRO	SON	
GA 47	CC 22b-23a	2	9	1	0,5	8	0	6	0	19	0	54	0	0	0,5	
GA 28	CC 25a-b	2	6	3	0,5	16	0	4	0	68	0	0	0,5	0	0	
GA 25	CC 25a-b	3	9	3	4	20	0	5	0	56	0	0	0	0	0	
GA 41	CC 25a-b	1	8	2	2	24	0	3	0	59	0	0	0	0	1	
GA 26/1	CC 25a-b	3	10	3	1	9	0	3	0	70	0	0	0	0	1	
GA 23	CC 25b	1	6	2	3	13	0	6	0	69	0	0	0	0	0	
GA 21	CC 25b	3	9	3	3	14	0	3	0	65	0	0	0	0	0	
GA 16	CC 26b	6	15	3	5	29	1	5	0	36	0	0	0	0	0	
GA 61	CC 26b	6	14	4	8	15	0	1	0	51	0	0	0	0	1	
GA 53	CC 26b	3,5	11	4	0	24	0,5	4	0	50	0	0	1	0	2	
Mittelwert		3,17	9,78	3	2,94	18,2	0,17	3,78	0	58,2	0	5,4	0,17	0	0,56	
Standardabw.		1,73	2,97	0,67	2,36	6,07	0,33	1,4	0	10,6	0	16,2	0,33	0	0,68	
Abschnitt 2																
GA 9	NP 4	3	16	2	3	50	13	7	0	5	0	0	0	0	1	
GA 7	Paleozän	5	12	5	3	59	11	1	0	3	0	0	0	0	1	
GA 3	Paleozän	7	15	4	2	47	21	3	0	1	0	0	0	0	0	
GA 37	Paleozän	3	25	7	1	40	11	3	0	9	0	0,5	0,5	0	0	
Mittelwert		4,5	17	4,5	2,25	49	14	3,5	0	4,5	0	0,13	0,13	0	0,5	
Standardabw.		1,66	4,85	1,8	0,83	6,82	4,12	2,18	0	2,96	0	0,22	0,22	0	0,5	
Gosau von Lilienfeld: Nierental-Formation																
Steinbruch bei der Klosterebenkapelle, Straßenaufschluß in der Kehre südlich Leopoldseder																
Probenr.	Nannozone	ZIR	TUR	RUT	APA	GRA	STA	CHL	DIS	EPI	HOR	CHR	TIT	BRO	SON	
LF 35m	CC 20-23a	6	32	6	4	5	0,5	0,5	0	4	0	42	0	0	0	
LF 38l	CC 20-23a	17	19	7	23	1	0	0	0	0,5	0	32	0	0	0,5	
LF 38m	CC 20-23a	13	20	1	15	5	0	1	0	1	0	43	0	0	1	
LF 45	CC 22a-23a	10	24	7	12	1	0	0	0	0	0	46	0	0	0	
LF 12	CC 22a-23a	9	23	4	7	5	0,5	1	0	0	0	50	0	0	0,5	
LF 20	CC 22a-23a	10	21	2	7	4	0	1	0	1	0	53	0	0	1	
LF 22	CC 22b-23a	11	17	3	5	7	0	3	0	1	0	51	0	0	2	
Mittelwert		10,9	22,3	4,29	10,4	4	0,14	0,93	0	1,07	0	45,3	0	0	0,71	
Standardabw.		3,18	4,53	2,25	6,28	2,07	0,23	0,94	0	1,27	0	6,63	0	0	0,65	
Vergleichsdaten nach WAGREICH, 1986: Mittelwerte von 3 Proben des Steinbruchs bei der Klosterebenkap.																
		ZIR	TUR	RUT	APA	GRA	STA	CHL	DIS	EPI	HOR	CHR	TIT	BRO	SON	
		13	11	6	6	4	0	1	0	0	0	60	0	0	0	
Gosau von Furth: Taßhofer Schichten (Geol. B.-A., 1991)																
Steinbruch südwestlich Haltestelle Taßhof																
Probenr.	Alter	ZIR	TUR	RUT	APA	GRA	STA	CHL	DIS	EPI	HOR	CHR	TIT	BRO	SON	
TH 3	Obercampan	2	8	0	0	1	0	4	0	1	0	83	0	0	1	
TH 5	Obercampan	3	11	1	0	2	0	2	0	2	0	79	0	0	0	
TH 14	Obercampan	2	5	2	0	4	0	4	0	1	0	82	0	0	0	
TH 13	Obercampan	2	11	1	0,5	0	0	1	0	0,5	0	84	0	0	0	
TH 18	Obercampan	5	7	2	0,5	1	0	1	0	1	0	82	0	0	0,5	
Mittelwert		2,8	8,4	1,2	0,2	1,6	0	2,4	0	1,1	0	82	0	0	0,3	
Standardabw.		1,17	2,33	0,75	0,24	1,36	0	1,36	0	0,49	0	1,67	0	0	0,4	
Gosau von Grünbach-Neue Welt: Nierental-Formation																
Aufschluß beim Tennisplatz südlich Hernstein																
Probenr.	Nannozone	ZIR	TUR	RUT	APA	GRA	STA	CHL	DIS	EPI	HOR	CHR	TIT	BRO	SON	
HE 1	CC 25a	2	2	2	1	75	0	2	0	15	0	0	0	0	1	
Gießhübler Gosau: Campan?																
Straßenaufschluß bei Groisbach																
Probenr.		ZIR	TUR	RUT	APA	GRA	STA	CHL	DIS	EPI	HOR	CHR	TIT	BRO	SON	
GR 6		14	26	6	2	3	0	0,5	0	7	0	41	0	0	0,5	
GR 10		8	22	3	3	0	0	3	0	1	0	59	0	0	1	
Mittelwert		11	24	4,5	2,5	1,5	0	1,75	0	4	0	50	0	0	0,75	

Granatdominanz im Lattengebirge auch schon in der Nannozone CC 19 stattfindet, kann aufgrund der Lückenhaftigkeit des Profils in diesem Zeitabschnitt nicht nachgewiesen werden. Eine Besonderheit im Becken von Gosau stellt das Auftreten von Chromspinell im Bereich der Nannozone CC 20–23b dar, wobei eine Probe sogar einen Chromspinellgehalt von 66 % aufweist.

Aus der Nierental-Formation der Gosau von Wörschach stammen zwei Proben mit wiederum Granatvormacht, sehr viel Chloritoid und reichlich Epidot/Klinozoisit. Chromspinell fehlt nahezu vollständig. Vergleichsdaten von POBER (1984) zeigen eine grundsätzlich gleichartige Verteilung, die stabile Gruppe tritt aber stärker hervor als in den eigenen Zählungen.

Eine Probenserie aus der Gosau von Gams reicht vom Obercampan bis ins Paleozän und zeigt eine eigenständige Entwicklung. Die stabile Mineralgruppe ist konstant vertreten, ebenso Chloritoid mit durchschnittlich 3–4 %. Dominantes Schwermineral im Kreideanteil ist Epidot/Klinozoisit mit einem Mittelwert von fast 60 %. Granat ist ebenfalls häufig. Der einmalig hohe Chromspinellgehalt in einer Probe nahe der Profilbasis ist auch anhand der begleitenden Gerölle in diesem Bereich als Umlagerungsphänomen aus der Unteren Gosau-Subgruppe zu erkennen. Im Paleozän erfolgt dann eine Umstellung der Spektren auf Granatdominanz, bei gleichzeitigem Erscheinen von Staurolith mit durchschnittlich 14 %. Der Anteil von Epidot/Klinozoisit sinkt dabei auf Werte deutlich unter 10 % ab.

In der Nierental-Formation der Gosau von Lilienfeld, die wahrscheinlich auf das Obercampan beschränkt ist, sind neben der stark vertretenen stabilen Gruppe nur wenige Prozentpunkte an metamorphen Schwermineralen vorhanden. Dafür ist Chromspinell in sämtlichen Proben mit durchschnittlich 45 % vorhanden (vgl. auch WAGREICH, 1986).

Vergleichbare Schwermineralspektren wie in der Gosau von Lilienfeld finden sich im Obercampan der Gosau von Furth/Triestingtal, die Dominanz von Chromspinell ist hier mit einem Mittelwert von 82 % aber noch stärker ausgeprägt.

Eine Einzelprobe aus dem kleinen Gosauvorkommen südlich Hernstein (geographisch knapp nördlich der Gosau von Grünbach-Neue Welt [Abb. 1]) gelegen, tektonisch aber bereits zur Gölle Decke gehörend;

Aufschluss beim Tennisplatz, mit nahezu sandsteinfreien, rötlichen Kalkmergeln der Nierental-Formation, Ober-Maastricht) zeigt 75 % Granat und 15 % Epidot/Klinozoisit (vgl. auch GRUBER, 1987, S. 125).

Aus turbiditisch-konglomeratischen Sedimenten, vermutlich des Campans, aus der Gießhübler Gosaulde (Straßenaufschluss SW' Groisbach/Alland) stammen zwei Proben, die wiederum von Chromspinell dominiert sind, während die metamorphe Gruppe sehr gering, die stabile Gruppe reichlich vertreten ist.

4.3.5. Paläotransportrichtungen

Aus Teilprofil 6 und 7 des Lattengebirges wurden 14 linere Paläoströmungsindikatoren (10 Strömungskolke, 4 Strömungsriefen) gewonnen, die alle in einem relativ engen Winkelintervall von NW bis ENE zu liegen kommen (Abb. 21). Unter der Annahme, dass für die bipolaren Werte der Strömungsriefen die Orientierung der unipolaren Daten der Strömungskolke übernommen werden kann, ergibt sich ein Vektormittel gegen 334°.

Aus der Orientierung der Faltenachsen in den beiden Slumping-Paketen von Teilprofil 7 lassen sich mittels der „mean axis“-Methode (WOODCOCK, 1979) ebenfalls Paläotransportrichtungen ermitteln. Diese weichen mit 274° bzw. 308° gegenüber dem Vektormittel der linearen Richtungsdaten deutlich in eine mehr westliche Richtung ab.

5. Sedimentäres Environment und paläogeographische Implikationen

5.1. Frühere Ergebnisse

Die pelagische Natur der Sedimente der Nierental-Formation wurde aufgrund der sehr planktonreichen Mikrofossilassoziationen bereits von PLÖCHINGER & OBERHAUSER (1957), HERM (1961, 1962), OBERHAUSER (1963) und WILLE-JANOSCHEK (1966) erkannt. HESSE (1975), HESSE & BUTT (1976) und BUTT (1981) wiesen nach, dass die Sedimente des Wasserfallgraben-Profiles im Lattengebirge sowohl oberhalb der CCD als auch oberhalb der Foraminiferen-Lysokline abgelagert wurden, wobei aus ihren schematischen paläogeographischen Rekonstruktionen hervorgeht, dass es sich beim Ablagerungsraum um ein Kontinentalhangbecken über einer Subduktionszone handelte.

Eine Untersuchung zur Bedeutung und Unterscheidung turbiditischer und (hemi)pelagischer Sedimente in der Nierental-Formation hat KRENMAYR (1996) vorgenommen. Eine grundlegende Interpretation der Nierental-Formation als Sedimente eines Kontinentalhanges geht aus den Arbeiten von BUTT (1981), FAUPL et al. (1987), FAUPL & WAGREICH (1992)

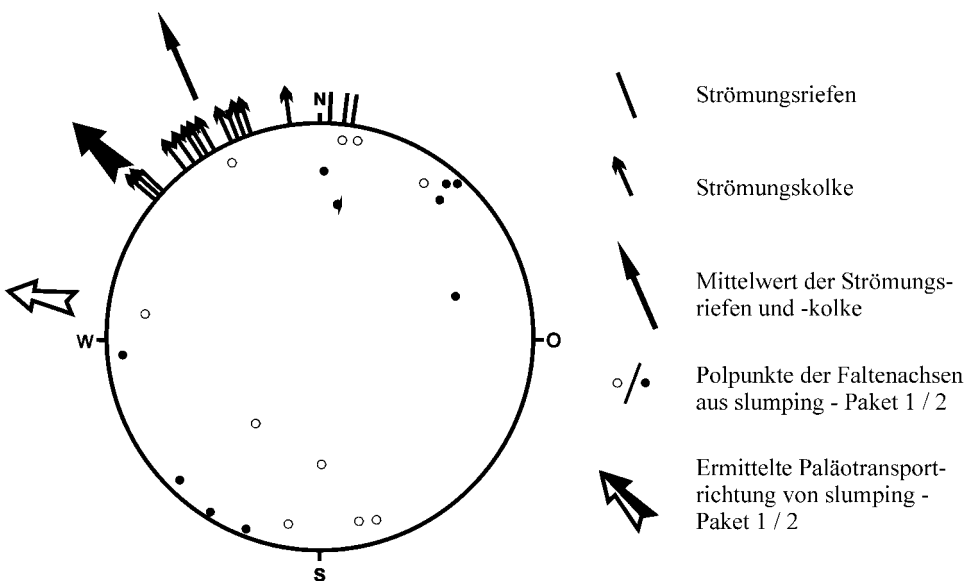


Abb. 21. Paläotransportrichtungsdiagramm der Strömungsriefen, Strömungskolke und Slumping-Pakete von Teilprofil 6 und 7.

und WAGREICH & FAUPL (1994) hervor. Dabei werden von den letztgenannten Autoren der hohe Anteil an überwiegend nicht-turbiditischen mergeligen Kalksteinen, die häufigen Slumping-Strukturen und Debris-flow-Sedimente sowie paläogeographische Überlegungen als Hauptargumente angeführt. Letzteres bezieht sich auf die räumliche Lage der Nierental-Formation zwischen zeitäquivalenten Ablagerungen eines Schelfgebietes im Südosten und turbiditischen Serien aus einem Sedimentationsraum unterhalb der CCD im Nordwesten bis Norden.

5.2. Paläoozeanographie – Paläoklima

Die allgemeinen Verhältnisse zur Zeit der Oberkreide waren von einem hohen eustatischen Meeresspiegel (HAQ et al., 1987) gekennzeichnet. Aufgrund eines ausgeglichenen und sehr warmen Klimas (HAY, 1987; HAY et al., 1997) herrschte im Vergleich zu heute auch in den Weltmeeren eine vergleichsweise ausgeglichene horizontale und vertikale Temperaturverteilung, verbunden mit einem teilweise stagnierenden, warmen und verstärkt salzhaltigen Tiefenwasserkörper (LEGGETT, 1985; HAY, 1996). Es ist daher keine ausgeprägte thermohaline Strömungsaktivität in den tieferen Beckenbereichen zu erwarten. Auch die West-Ost-Ausrichtung des Meeresbeckens war für die Ausbildung von Tiefenströmungen ungünstig (EINSELE, 1992: 183). Die Produktivität kalkabscheidender Planktonorganismen erreichte in der Oberkreide einen Höhepunkt, die Karbonatproduktion durch riffbildende Organismen war dagegen, auch im Vergleich zu früheren Zeitabschnitten, gering.

Der LMCE (= Lower-Middle Campanian paleoceanographic event; vgl. KUHNT et al. [1989]), der sich weltweit durch das Auftreten biosilikatischer Sedimente auszeichnet, macht sich auch im Lattengebirgsprofil, in Teilprofil 2 (Nannozone CC 19, also oberes Untercampan) bemerkbar. BUTT (1981: 53) konnte hier einen extremen Reichtum an Radiolarien nachweisen. Dieses Massenauf-treten kieseligen Planktons steht möglicherweise mit einem Upwelling-System von nährstoffreichem, sauerstoffverarmtem Tiefenwasser in Zusammenhang.

Der Ablagerungsraum der Nördlichen Kalkalpen befand sich im Campan-Maastricht in etwa 30° nördlicher Breite (FLÜGEL et al., 1987), die klimatischen Verhältnisse waren daher tropisch bis subtropisch (HAY et al., 1997).

5.3. Schelf- und Hinterlandsrekonstruktion

Zeitgleiche Ablagerungen vom Schelfgebiet im Süden des Sedimentationsraumes der Nierental-Formation sind nur aus dem südöstlichen Teil der Nördlichen Kalkalpen bekannt. Es handelt sich um schlecht sortierte, sandig-siltige, häufig intensiv bioturbate Sedimente, die reichlich orbitoide Foraminiferen, Bruckstücke von Rotalgen und Inoceramen führen können (WAGREICH & FAUPL, 1994; GRUBER, 1987). Die Rotalgen weisen auf die Existenz eines Corallinaceen-Riffgürtels hin (FAUPL & WAGREICH, 1992). Aus dem Paleozän sind auch karbonatische Flachwasserbildungen in großteils umgelagerter, teilweise aber auch primärer Position bekannt geworden (TRAGLEHN, 1996). Das Schelfgebiet kann generell als gemischt karbonatisch/siliklastisch bezeichnet werden.

Da aufgearbeitetes, kalkalpines Material auch noch in den Sandsteinen der Oberen Gosau-Gruppe der Nördlichen Kalkalpen vorliegt, ist anzunehmen, dass deren südliche Anteile bereits Abtragungsgebiet waren. Für eine fluviatile Vorlandebene und/oder ein Schelfgebiet bleibt

also nur wenig Raum, wodurch auch die Verweilzeit des vom Hinterland angelieferten klastischen Materials in diesem Bereich kurz und damit die Möglichkeiten zur weiteren Kornzerkleinerung durch fluviatile und flachmarine Prozesse eingeschränkt waren (vgl. SHANMUGAM, MOIOLA & DAMUTH, 1985: 26).

In der Nierental-Formation selbst spricht der schlechte Rundungsgrad der Sandsteinpartikel, der hohe Anteil an Gesteinsfragmenten und der oft geringmächtige, pelitische Te-Abschnitt der Turbiditbänke für kurze Transportwege aus dem Hinterland sowie einen schmalen, sanddominierten Schelf.

Abgesehen von südlichen Anteilen der Nördlichen Kalkalpen selbst, wird das Hinterland des marinen Sedimentationsraumes zur Zeit der Gosaugruppe von niedrig- bis mittelgradig metamorphen Einheiten des Ostalpinen Kristallins und der Grauwackenzone aufgebaut. Die Entwicklung des Liefergebietes zeichnet sich in der Leicht- und Schwermineralanalyse des Lattengebirgs-Profiles ab (s. Kap. 4.2.4.): in der seichtmarinen Phase mit Sturmsandlagen im Santon und Untercampan dominieren die karbonatischen Sockelgesteine der näheren Umgebung. Die teilweise deutliche Chromspinellführung ist vermutlich auf eine Umlagerung älterer Gosasedimente zurückzuführen (zu dieser Problematik siehe POBER & FAUPL [1988]), die den ophiolitischen Detritus vom ehemals im Norden gelegenen und dann subduzierten „Rumunischen Rücken“ und auch aus dem Bereich der südlich gelegenen „Vardar-Suturzone“ bezogen (FAUPL & WAGREICH, 1992: 392). Mit dem Einsetzen der Nierental-Formation und der Ausbildung tiefmariner Verhältnisse findet auch eine Umstellung im südlich gelegenen Liefergebiet statt (FAUPL et al., 1987), von woher die Schüttungen nunmehr ausschließlich erfolgen: möglicherweise bedingt durch die fortgeschrittene Abtragung der mesozoisch-sedimentären Deckgesteine, gewinnen Gesteine des ostalpinen Kristallins rasch an Einfluss und dominieren schließlich die Leicht- und Schwermineralspektren. Außerdem erfährt das ostalpine Kristallin in dieser Zeit zumindest gebietsweise eine rasche, aktive Hebung (NEUBAUER et al., 1995). Kalkalpine Komponenten bleiben allerdings in geringen Anteilen vertreten und lassen durch die Umkehrung der Mengenverhältnisse zwischen Kalk und Dolomit von Teilprofil 6 zu Teilprofil 7 sogar noch lokale Veränderungen des Liefer- und/oder Einzugsgebietes erkennen.

Die beschriebenen Schwermineraldatensätze anderer Gosaulokalitäten (s. Kap. 4.2.5.) zeigen, gegen Osten fortschreitend, immer weniger Parallelen zum Lattengebirge und Nierental-Gebiet. In der Gosau von Rigau ist die Situation noch nahezu ident. Die Vorkommen von Gosau, Wörschach und Gams weisen dagegen vom Lattengebirge abweichende, lokal-spezifische Entwicklungen innerhalb der mittel- bis schwachmetamorphen Schwermineralgruppe auf. Als Beispiel kann der rasche Umschlag von granat/epidotdominierten zu granat/staurolithdominierten Spektren in der Gosau von Gams gelten. Sowohl in Gams als auch in Gosau finden die auffälligen Schwermineralumschläge teilweise gleichzeitig mit faziellen Umstellungen statt. Das episodische Auftreten von Chromspinell in der Gosau der Typuslokalität könnte auf die Erosion eines isolierten Ophiolithkörpers der Vardar-Suturzone hindeuten.

Ein völlig andersartiges Bild liefern die Schwermineralspektren aus den östlichsten Gosauvorkommen (Lilienfeld, Furth und Gießhübl), die neben der stabilen Gruppe weitgehend von Chromspinell dominiert werden, während die metamorphe Gruppe nur ganz gering vertre-

ten ist. Hier befanden sich im Abtragungsgebiet vermutlich große Ophiolitkomplexe der Vardar-Suturzone (vgl. die geochemischen Untersuchungen von POBER & FAUPL, 1988). Die Grenze zwischen den Liefergebieten mit und ohne Chromspinell verlief möglicherweise im Bereich südlich der Gosau der Weyerer Bögen. Dort hat FAUPL (1983) in den turbiditischen Brunnbachschichten (Obercampan[?]-Maastricht) das Auftreten einer mergelreichen Fazies mit reichlich Chromspinell einerseits und einer sandstein- und brekzienreichen Fazies mit geringer Chromspinell-Führung andererseits, mit dem Einfluss zweier unterschiedlicher Liefergebiete in Verbindung gebracht. Eine Ausnahme hinsichtlich der Chromspinell-Führung in den östlichsten Gosauvorkommen bildet die chromspinellfreie, extrem granat-/epidotreiche Einzelprobe aus der Gosau bei Hernstein, am äußersten Ost- rand der Kalkalpen, die offenbar wieder ein anderes Liefergebiet anzeigt.

Insgesamt lässt sich anhand der Schwermineraldaten für das metamorphe Hinterland der jeweiligen Gosauvorkommen ein durchaus inhomogener Aufbau annehmen.

5.4. Morphologie des Kontinentalhanges

Auf Basis der paläogeographischen Rekonstruktion von WAGREICH & FAUPL (1994) (bei der auch eine vorsichtige Entzerrung der postkretazischen, kalkalpinen Deckentektonik auf Basis minimaler Überschiebungsweiten vorgenommen wurde), aus der für das Campan–Maastricht je nach Position eine Breite des Paläohanges von ca. 40–100 km ablesbar ist, kann in Verbindung mit den bathymetrischen Schätzungen von BUTT (1981) für die Nierental-Formation des Lattengebirges die Neigung des Paläohanges mit 10–50 m/km (ca. 0,5°–3°) abgeschätzt werden. Das entspricht einem niedrigen bis mittleren Gradienten (vgl. READING & RICHARDS, 1994: 796 f.). Dieser Schätzwert gilt allerdings nur für den Paläohang insgesamt und kann im Bereich einzelner Subenvironments bzw. morphologischer Elemente wie Hangbecken, Steilstufen, Abrisskanten von Massenströmen usw. wesentlich höher sein.

Die Frage nach dem sedimentären Environment der Nierental-Formation (und damit indirekt nach der Morphologie ihres Ablagerungsraumes) hat, wie alle Interpretationsversuche turbiditischer Serien in normal dimensionierten Obertageaufschlüssen, mit einem Maßstabsproblem zu kämpfen (z. B. NORMARK, 1974; SHANMUGAM et al., 1985; STOW, 1986; READING & RICHARDS, 1994). Während das gesamte System (i. e. das Verbreitungsgebiet der Nierental-Formation und gleichalter Tiefwassersedimente in den Nördlichen Kalkalpen) eine Länge von >300 Kilometern und eine Breite von max. einigen Dutzend Kilometern hat, beträgt die laterale und vertikale Erstreckung der vorhandenen Aufschlüsse nur einige Meter bis Zehnermeter, ganz selten wenige hundert Meter. Da selbst die einzelnen Bauelemente turbiditischer Systeme, wie Rinnenfüllungen, lobes, levee-Komplexe usw. Ausmaße von mehreren Dutzend Metern bis zu vielen Kilometern haben (SHANMUGAM & MOIOLA, 1988: 393), die entsprechenden Sedimente dieser Bauelemente im Detail (d. h. im Aufschlussmaßstab) aber durchaus ähnlich bis ident sein können, ist die Zuordnung von Sedimenten eines bestimmten Aufschlusses zu einem bestimmten sedimentären Subenvironment bzw. Bauelement eines turbiditischen Ablagerungssystems oft nicht mit Sicherheit möglich. Darüberhinaus bemerkt STOW (1985: 82):

„It is still more difficult to reconstruct the larger palaeoenvironment as this requires the vertical and lateral association of several of the required elements. It must also be remembered that isolated channel, lobe or other sequences may develop in any of the major environments.“

Einen wesentlichen Einfluss auf die fazielle Gliederung des Sedimentationsraumes hatte, wie sich das auch bei den meisten rezenten Turbiditsystemen gezeigt hat, die synsedimentär aktive Tektonik und die Beckenkonfiguration. Zur Abschätzung eben dieser Faktoren wäre aber die Kenntnis der Geometrie der faziellen Einheiten notwendig.

Trotz dieser Beschränkungen, die die eindeutige Interpretation des sedimentären Environments im einzelnen Aufschluss behindern, sind dennoch einige Aussagen möglich. Diese beruhen größtenteils auf indirekten Schlussfolgerungen und erfordern die Betrachtung des Sedimentationssystems im Ganzen. So lassen sich durch biostratigraphische Vergleiche mehrfach klastikareiche Sedimentkörper nachweisen, die in lateraler, aber auch vertikaler Verzahnung mit der Nierental-Formation stehen und – im Unterschied zu dieser – die Nähe zu einem Schüttungszentrum (z. B. submarine Canyons und Rinnen) anzeigen. Dazu zählen z. B. die Ressen-Formation im Becken von Gosau (die zeitgleich mit rein pelagischen Sedimenten der Nierental-Formation in der benachbarten Gosau von Rigaus sedimentiert wurde; unpubl. Daten H.G. KRENMAYR & M. WAGREICH) oder die brekzien- und turbiditischen Serien in der Gosau von Gams, Weisswasser und Lilienfeld (WAGREICH & FAUPL, 1994). Die Karbonatbrekzien und Turbidite der Gosau von Furth (WESSELY, 1984) stellen vermutlich sogar selbst eine Rinnenfüllung dar (unpubl., H.G. KRENMAYR). Diese großräumige Faziesverteilung lässt auf einen topographisch stark gegliederten Kontinentalhang schließen, der an mehreren Stellen und in zeitlich wechselnder Position von klastikaliefernden Transportsystemen und den zugehörigen Sedimentkörpern unterbrochen wurde.

Diese waren möglicherweise auf kleine, strukturell vorgegebene Kontinentalhang-Becken beschränkt (vergleichbar z. B. dem California Continental Borderland (GORSLINE, 1978; HOWELL et al., 1980; NARDIN, 1983; GORSLINE & DOUGLAS, 1987) oder dem Kontinentalhang westlich des Hellenischen Bogens (GOT, 1984) und müssen durchaus nicht bis zum Fuß des Kontinentalhanges, der bereits unterhalb der CCD lag, gereicht haben. Der sandsteinfreie, meist rötliche, fast ausschließlich pelagische Sedimenttyp der Nierental-Formation (Teilprofil 3 und 4 im Lattengebirge), der eine „reine“ Hangfazies repräsentiert, könnte nach diesem Modell auf den Flanken solcher Kontinentalhang-Becken abgelagert worden sein. Für eine entsprechend komplexe Situation sprechen auch die großräumig betrachteten Paläotransporttrichtungsdaten (WAGREICH & FAUPL, 1994), die zwar ein Absinken des Gesamtsystems in nördliche Richtung anzeigen, je nach Lokalität weichen die Mittelwerte aber bis zu >90° voneinander ab. Im Detail, also auf eine Lokalität oder Profillinie bezogen, ist die Streuung häufig ebenso groß (z. B. LAHODYNSKI, 1992). Vor allem in jenen Fällen, wo der Mittelwert von unidirektionalen Paläoströmungsanzeigern mehr oder weniger parallel zum generellen Streichen des Paläohanges ausgerichtet ist (z. B. im Campan der Gosau von Lilienfeld (unpubl. Daten, H.G. KRENMAYR) gegen Westen oder in der Ressen-Formation der Gosau-Typuslokalität gegen Westnordwest [LAHODYNSKI, 1992]) liegt der Verdacht auf ein Kontinentalhang-Becken nahe.

Gegen Süden gerichtete Paläotransporttrichtungsdaten, die die Existenz kontinentalhangparalleler Hochzonen beweisen könnten, sind aber bislang aus der Oberen Gosaugruppe nicht bekannt geworden.

5.5. Sedimentationsraten und Turbiditfrequenz

Für das Gesamtprofil der Nierental-Formation im Lattengebirgsprofil ergibt sich eine Sedimentationsrate von 1,4 cm/ka (Mächtigkeit des Gesamtprofils: 250 m, absolute Zeitdauer des Campan–Maastricht: 18 Mill. Jahre). Für die turbiditisch entwickelten Teilprofile 6 und 7 errechnet sich eine Sedimentationsrate von 2,2 cm/ka (Mächtigkeit: 140 m, Zeitdauer: etwa 6,5 Mill. Jahre).

Stow (1986: 405) gibt für niedrig- und hochkonzentrierte Trübestrome, ohne Bezug auf ein bestimmtes Environment, Sedimentationsraten von $<5\text{cm} \rightarrow 5\text{m}/\text{ka}$ und für pelagische Sedimentation einen Wert von durchschnittlich $<1\text{ cm}/\text{ka}$ an. Hemipelagische Sedimente akkumulieren nach Stow et al. (1986: 402) mit 5–15 cm/ka. Die Sedimentationsrate rezenter Tiefseefächersysteme beträgt 10–100 cm/ka und darüber (EINSELE, 1992: 229). Die durchschnittliche hochwürmzeitlich bis rezente Sedimentationsrate aller Subenvironments und Sedimenttypen des Kontinentalhangs westlich des Hellenischen Bogens liegt bei 23 cm/ka, etwa 6 cm/ka entfallen auf Hemipelagite. Die geringsten Werte treten hier mit 1–10 cm/ka in den steilen Hangbereichen auf, wo nur hemipelagisches Material zur Ablagerung gelangt (STANLEY & MALDONADO, 1981). Die hemipelagische Sedimentation am Kontinentalhang des Santa-Barbara-Beckens (Kalifornien) erreicht 0,8–1,4 m/ka (EDWARDS et al., 1995). Im Santa-Monica-Basin (Kalifornien) trägt allein die pelagische Karbonatfraktion mit bis zu 10 cm/ka zur rezenten hemipelagischen Sedimentation bei (MALOUTA et al., 1981). RUPKE (1975) gibt die (hemi)pelagische Sedimentationsrate auf der algero-balearischen Beckenebene des westlichen Mittelmeeres mit 10 cm/ka an.

Diese Vergleichszahlen beziehen sich in der Regel auf Sedimente am oder nahe dem Meeresboden. Berücksichtigt man daher für die diagenetisch geprägten Sedimente des Lattengebirgsprofils einen bewusst hoch geschätzten Dekompaktionsfaktor von beispielsweise 1,7 (vgl. z.B. BAYER & WETZEL, 1989), so ergibt sich für das Gesamtprofil eine Sedimentationsrate von 2,4 cm/ka, für die Teilprofile 6 und 7 ein Wert von 3,7 cm/ka. Diese Werte sind immer noch recht niedrig, vor allem weil darin sowohl der turbiditische als auch der pelagische Sedimentanteil enthalten ist. Letzterer trägt in der Nierental-Formation allerdings überwiegend zum Sedimentaufbau bei und beträgt z.B. in Teilprofil 6 und 7 70 %, oder 65 m in geschätzten 6,5 Mill. Jahren (CC 22c bis Top Maastricht). Das ergibt eine Sedimentationsrate von 1,0 cm/ka (bzw. dekomprimiert: 1,7 cm/ka) und entspricht damit dem oben zitierten Wert von Stow (1986).

Vergleichsdaten zum Anteil von (Hemi)pelagiten am Gesamtsediment finden sich z.B. für abyssale Beckenebenen bei PILKEY (1987: 2), wo diese allgemein 10–20 % zum Sedimentaufbau beitragen, der Rest entfällt auf Turbidite und Debrite. Eine dominant hemipelagische Sedimentation wurde dagegen vom Kontinentalhang westlich von Mittelamerika (MOORE et al., 1982; HUENE et al., 1982) und vielen anderen Gebieten beschrieben (z.B. KULM & SCHEIDEGGER, 1979).

Insgesamt zeigen diese Vergleiche, dass die sehr pelagitreichen Sedimente der Nierental-Formation vermutlich auf einem offenen Kontinentalhang, nicht nur außerhalb

des Einflussgebietes von potenten gravitativen Transportsystemen, sondern auch unter geringem Einfluss von hemipelagischen Prozessen, also sicher weitab von der Schelfkante, gebildet wurden, weshalb auch die Sedimentationsrate ausgesprochen niedrig ist. Diese Einschätzung gilt auch dann noch, wenn man von einer tektonischen Reduktion des Profils um beispielsweise 50 % ausgeht.

Wie engräumig aber Faziesbereiche mit extrem unterschiedlichen Sedimentationsraten und Sedimenttypen in einem gegliederten Kontinentalhangbereich abwechseln können, ist beispielsweise aus der Arbeit von NARDIN (1983) über das California Continental Borderland ersichtlich.

Eine Abschätzung der Turbiditfrequenz anhand einer Extrapolation der Bankanzahl aus den Detailprofilen von Teilprofil 6 und 7 ergibt etwa ein turbiditisches Ereignis alle 10.000 Jahre. Diese Größenordnung ist nach EINSELE (1991: 337) für sandige Turbidite geringer bis mittlerer Mächtigkeit auf distalen Tiefseefächern und in Beckenbereichen typisch. Diese Environments sind mit den Verhältnissen (i.e. relative Nähe zu einem aktiven Sedimenttransportsystem) im Bereich eines Kontinentalhangs vergleichbar. In tektonisch aktiven Gebieten, wo Erdbeben häufig der Auslöser für turbiditische Ereignisse sind, treten auch wesentlich höhere Turbiditfrequenzen auf, z.B. berechnete COUGH (1984) ein Ereignis pro 50 Jahre im Japanischen Meer; ein Spitzenwert findet sich bei SCHÖNFELD & KUDRASS (1991) mit einem Ereignis alle 11 Jahre für einen Beckenbereich der philippinischen Sulu-See, wobei hier als Auslöser aber Taifune vermutet werden. Aus der Abschätzung der Turbiditfrequenz für die Teilprofile 6 und 7 ergibt sich dementsprechend kein Hinweis auf eine besonders intensive tektonische Aktivität während des Maastricht. Dazu passend finden auch im Schwer- und Leichtmineralspektrum, sowie der Foraminiferenökologie keine wesentlichen Veränderungen mehr statt.

5.6. Zyklen, Trends

Kleinzyklen (i.e. im Bereich von wenigen Metern) mit Bankmächtigkeits- und/oder Korngrößentrends, die als Rinnenfüllungen, progradierende „lobes“ oder Kompensationszyklen (MUTTI & NORMARK, 1991) interpretierbar wären, sind im Lattengebirge nicht erkennbar (s. Detailprofile Abb. 12, 15, 16). Diese Situation gilt als typisch für Zwischenrinnen-, Damm-, Hang-, und manche Beckensedimente (z.B. Stow & PIPER, 1984: 637).

Der Fining-upward-Trend im Übergangsbereich in die Nierental-Formation in Teilprofil 1B ist mit einer massiven Abtiefung von neritischen in bathyale Tiefen verbunden und daher klar tektonisch induziert. Dafür spricht auch der Umschlag in der Art des klastischen Materials.

Im Übergangsbereich von Teilprofil 6 zu Teilprofil 7 beginnt ein Thinning-upward-Trend, der sich gegen Hangend über etwa 40 Profilmeter verfolgen lässt. BUTT (1981) konnte parallel dazu keine Veränderung in der Faunenzusammensetzung feststellen. Hinweise auf klimatische, eustatische oder tektonische Faktoren liegen auch nicht vor. Eine autozyklische Steuerung durch laterale Faziesverschiebungen erscheint zwar möglich, kann aber ebenfalls nicht belegt werden.

5.7. Interpretation der Paläotransporttrichtungen

Das Paläotransporttrichtungsdiagramm (Abb. 21) für die Teilprofile 6 und 7 im Lattengebirge zeigt eine deutliche

che Abweichung der gemittelten Richtungswerte für die Slumping-Massen und die Turbidite an. Diese Beobachtung trifft auch auf andere Vorkommen der Nierental-Formation, z.B. in Gosau zu, wobei die Fazies der die Slumping-Massen aufbauenden Sedimente typischerweise durch Dünnschichtigkeit, rötliche Farben und Sandsteinarmut geprägt ist und sich damit meist sehr deutlich vom umgebenden ungestörten Sediment abheben. Diese Situation zeigt, dass es sich beim Herkunftsgebiet der Slumping-Massen wahrscheinlich um ein Subenvironment mit stärkerer Hangneigung und niedrigeren Sedimentationsraten handelt, das lateral an das vergleichsweise flachere Subenvironment der ungestörten Turbidit/Pelagit-Abfolgen anschließt. Letzteres ist dadurch belegt, dass in Teilprofil 7 der Wechsel zur sandsteinarmen, dünn-schichtigen Fazies in einem Fall innerhalb einer ungestörten Abfolge vor sich geht (Profilmeter 97) und erst im hangendsten Anteil dieses Abschnitts (Profilmeter 101–102) die synsedimentären Gleitfalten einsetzen. Für die Einordnung dieser Subenvironments in ein Sedimentationsmodell gibt es allerdings mehrere Möglichkeiten. So können die Slumping-Massen z.B. von der Außen- oder Innenseite eines rinnenbegleitenden Damms stammen und je nachdem im Bereich einer Dammbuch-Ablagerung („crevasse-splay deposit“) oder der Rinnenfüllung abgelagert worden sein. Ebenso könnten die Slumping Massen aus einem offenen Hangbereich stammen und die ungestörten Turbidit/Pelagit-Abfolgen einem isolierten „open-slope depositional-lobe“ oder der Füllung eines Hangbeckens angehören. Auch die Interpretation des sandsteinarmen Sediments als Zwischenrinnenfazies ist möglich, wobei dann die Turbidit/Pelagit-Abfolgen „channel-mouth depositional-lobe“ oder wiederum als Dammbuch-Ablagerungen zu deuten wären. Eine klare Entscheidung für eine dieser Alternativen scheint aufgrund der erwähnten Maßstabsprobleme nicht möglich zu sein. Allerdings sprechen die insgesamt niedrigen Sedimentationsraten und der hohe Anteil an pelagischen Intervallen eher gegen jene Interpretationsvarianten, die auf einem Modell eines aktiven Tiefseefächers aufbauen.

5.8. Sedimentationsmodelle und Vergleich mit Literaturbeispielen

Die Anwendung von synthetischen Sedimentationsmodellen (MUTTI & RICCI LUCCI, 1972; UNDERWOOD & BACHMAN, 1982; STOW & PIPER, 1984; STOW, 1985; STOW, 1986; SHANMUGAM & MOIOLA, 1988; PICKERING, HISCOTT & HEIN, 1989; MUTTI & NORMARK, 1991; READING & RICHARDS, 1994) auf die Nierental-Formation und der Vergleich von Detailprofilen mit Beispielen aus der Literatur (z.B. LINGEN & PETTINGA, 1980; ANASTASAKIS & PIPER, 1991; SCHÖNFELD & KUDRASS, 1991; NEEF, 1992) hat neben dem erwähnten Maßstabsproblem auch damit zu kämpfen, dass aus den Beschreibungen die Bedeutung und der Anteil (hemi)pelagischer Sedimente häufig nicht abschätzbar ist, diese jedoch in der Nierental-Formation anteilmäßig dominieren. So bauen z.B. die Sedimentationsmodelle von READING & RICHARDS (1994) neben der Geometrie der Sedimentquelle ausschließlich auf das mengenmäßige Verhältnis zwischen pelitischem und sandigem Anteil des terrigenen Eintrags auf. Von einem möglichen Anteil (hemi)pelagischer Sedimentation ist dabei auch im Zusammenhang mit pelitreichen bzw. sand-/pelitreichen „multiple source ramps“ und „linear source slope aprons“ nicht die Rede. Auch in den Idealprofilen von STOW (1985) zur Diagnose spezifischer morphologischer Elemente der

Tiefsee ist der jeweilige Anteil (hemi)pelagischer Sedimente nicht erkennbar.

Eine gute Vergleichsmöglichkeit bietet das allgemein gehaltene Faziesmodell für „trench-slope settings“ von UNDERWOOD & BACHMAN (1982: 545). Entsprechend den in diesem Modell für die verschiedenen Subenvironments angegebenen Faziesassoziationen lässt sich die Nierental-Formation des Lattengebirges recht klar der „slope facies“ (Teilprofil 2–4) bzw. einer proximalen (Teilprofil 6) und distalen (Teilprofil 5, 7) Position in einem „mature slope basin“ zuordnen. Das Attribut „mature“ (= ausgereift) bezieht sich dabei auf Hangbecken mit einer terrigenen Sedimentzufuhr vom Schelf, während die „immature slope basins“ nur feinkörniges Material von angrenzenden Hangbereichen beziehen.

Auch STOWS (1985: 77) stark generalisiertes Modell eines „normal clastic slope apron“ ist sehr gut auf die Nierental-Formation anwendbar und unterstützt daher die allgemeine Interpretation als Sediment eines Kontinentalhangs, bringt aber in der Frage nach dem spezifischen Subenvironment der einzelnen Teilprofile naturgemäß keine Klärung. Gleiches trifft auf das Modell für „slope apron deposits“ von MUTTI & RICCI LUCCI (1972) zu.

HIRAYAMA & NAKAYIMA (1977: 777, Abb. 7) interpretieren eine mit Teilprofil 6 gut vergleichbare Turbiditfazies mit einem Sandstein/Pelit-Verhältnis von 3 : 7 – wobei die Pelite nahezu ausschließlich Hemipelagite sind – als Tiefseefächersediment (p. 747: „a section extending from the downslope end of a channelized portion of a suprafan to the outer portion with a smooth surface.“) eines Kontinentalhangbeckens. Angaben zur Sedimentationsrate finden sich nicht.

5.9. Zusammenfassende Environmentinterpretation

Wiewohl die Frage nach dem genauen Subenvironment der jeweiligen Aufschlüsse und Teilprofile weitgehend offen bleiben muss, da die einzelnen Faziestypen im Gelände lateral nicht genügend weit verfolgt werden können, lassen sich folgende Argumente anführen, die für den Mittelabschnitt eines Kontinentalhangbereiches als sedimentäres Environment der Nierental-Formation sprechen:

- Die paläogeographische Situation mit gleich alten Schelfsedimenten im Süden und Südosten und Tiefseesedimenten, die unterhalb der CCD abgelagert wurden, im Norden und Nordwesten.
- Die Zusammensetzung der Foraminiferenfauna deutet auf Wassertiefen des mittleren Bathyals. Die *Zoophycos*-Ichnofazies ergänzt diese Interpretation.
- Die beteiligten Faziestypen, nämlich Pelagite, hauptsächlich dünnbankige Turbidite und Slumping-Massen gelten als typisch für Kontinentalhangbereiche. Besonders hervorzuheben ist das wiederholte Auftreten von nahezu rein pelagischen Abfolgen (Teilprofile 3 und 4) und die Verzahnung der Nierental-Formation mit Ablagerungen verschiedener gravitativer Massenströme wie Debrite, Olisthostrome, Tiefseebrekzien usw. – die chaotische Faziesorganisation (wie sie z.B. im Becken von Gosau gut belegbar ist), das weitgehende Fehlen von Kleinzyklen und die niedrige Sedimentationsrate sind ebenfalls typische Merkmale von Kontinentalhanggebieten (z.B. PICKERING, 1989: 94, 111).
- Die Paläotransportrichtungsdaten belegen insgesamt einen Materialtransport quer zum Streichen des Großsystems (anders als z.B. in Tiefseebecken und -gräben oder auf großen Tiefseefächersystemen).

Dank

Diese Arbeit wurde größtenteils im Rahmen des FFWF-Projekts P7462 am Institut für Geologie der Universität Wien durchgeführt. Bei der Erstellung der graphischen Arbeiten hat E. KOSTAL mitgewirkt. Ass.-Prof. Dr. M. WAGREICH danke ich für vielfache Unterstützung und Anregung, sowie für die stratigraphische Einstufung der Nannoproben. Die fachliche Betreuung der Arbeit lag bei O. Univ.-Prof. Dr. P. FAUPL.

Literatur

- ANASTASAKIS, G.C. & PIPER, D.J.W., 1991: The character of seismo-turbidites in the S-1 sapropel, Zakynthos and Strofadhos basins, Greece. – *Sedimentology*, **39**, 717–733, Oxford.
- BAYER, U. & WETZEL, A., 1989: Compactional behavior of fine-grained sediments – examples from Deep Sea Drilling Project cores. – *Geol. Rundschau*, **78/3**, 807–819, Stuttgart.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.), 1993: Geologische Karte von Bayern, Blatt Nr. 8343 Berchtesgaden West. – Bearbeitet von H. RISCH, München.
- BROMLEY, R.G., 1996: Trace Fossils. Biology, taphonomy and applications. – XVI+361 S., 2nd Ed., (Chapman & Hall) London.
- BUTT, A., 1981: Depositional environments of the Upper Cretaceous rocks in the northern part of the Eastern Alps. – *Cushman Found. Foram. Res. Spec. Publ.*, **20**, 121 p., Reston/Virginia.
- BURNETT, J.A., 1996: Nannofossils and Upper Cretaceous (sub-) stage boundaries – state of the art. – *J. Nannoplankton Res.*, **18/1**, 23–32, London.
- COUGH, S.K., 1984: Fine-grained turbidites and associated mass flow deposits in the Ullung (Tsunami) back-arc basin, East Sea (Sea of Japan). – In: STOW, D.A.V. & PIPER, D.J.W.: Fine-grained sediments: deep-water processes and facies, *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, **15**, 185–196, London.
- DICKINSON, W.R., 1985: Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. – In: ZUFFA, G.G.: Provenance of Arenites, 333–361, NATO ASI Series C, **148**, (D. Reidel Publishing Company) Dordrecht.
- EDWARDS, B.D., LEE, H.J. & FIELD, M.E., 1995: Mudflow generated by retrogressive slope failure, Santa Barbara Basin, California Continental Boarderland. – *J. Sed. Res.*, **A 65/1**, 57–68, Tulsa.
- EINSELE, G., 1991: 2.7 Submarine Mass Flow Deposits and Turbidites. – In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (eds.): Cycles and Events in Stratigraphy, 313–339, (Springer) Berlin.
- EINSELE, G., 1992: Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sedimentary Budget. – X+628 p., 269 Fig., (Springer) Berlin – New York – Heidelberg.
- FAUPL, P., 1983: Die Flyschfazies in der Gosau der Weyerer Bögen (Oberkreide, Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **126/2**, 219–244, Wien.
- FAUPL, P., 1990: Eoalpine collisional events of the Eastern Alps in the light of heavy mineral detritus. – *Int. Sed. Congr., Abstracts*, 76–77, Nottingham.
- FAUPL, P., 1991: Subduction and continent collision in the Jurassic and Cretaceous history of the Eastern Alps. – *Terra Abstracts*, **3/1**, S. 259, Strasbourg.
- FAUPL, P., POBER, E. & WAGREICH, M., 1987: Facies Development of the Gosau Group of the Eastern Parts of the Northern Calcareous Alps During the Cretaceous and Paleogene. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 142–155 (Deuticke) Wien.
- FAUPL, P. & SAUER, R., 1978: Zur Genese roter Pelite in Turbiditen der Flyschgosau in den Ostalpen (Oberkreide-Alttertiär). – *N. Jahrb. Geol. Paläontol. Monatsh.*, 55–86, Stuttgart.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M., 1992: Cretaceous flysch and pelagic sequences of the Eastern Alps: correlations, heavy minerals, and palaeogeographic implications. – *Cret. Res.*, **13**, 387–403, London.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M., 1994: Basin analysis of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Upper Cretaceous–Eocene). – *Abst. 6th Conf. Europ. Assoc. Petr. Geol.*, S 516, Wien.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M., 1996: Basin analysis of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Turonian–Eocene, Eastern Alps). – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (eds.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe, EAGE, *Spec. Publ.*, **5**, 127–135, London.
- FLÜGEL, E., 1982: Microfacies analysis of limestones. – (Springer) Berlin.
- FLÜGEL, H.W., FAUPL, P. & MAURITSCH, H.J., 1987: Implications on the Alpidic Evolution of the Eastern Parts of the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 407–414, Wien (Deuticke).
- FOLK, R.L., 1968: Petrology of sedimentary rocks. – 170 pp. (Hamphill's) Austin (Texas).
- GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (Hrsg.), 1991: Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 75 Puchberg am Schneeberg. – (Verl. der Geologischen Bundesanstalt) Wien.
- GODDARD, E.N. et al., 1948: Rock-colour chart. – *Geological Society of America*.
- GONTHIER, E.G., FAUGERES, J.-C. & STOW, D.A.V.: Contourite facies of the Faro Drift, Gulf of Cadiz. – In: STOW, D.A.V. & PIPER, D.J.W. (ed.): Fine-Grained Sediments: Deep-Water Processes and Facies, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **15**, London.
- GORSLINE, D.S., 1978: Anatomy of margin basins. – *J. sediment. Petr.*, **48**, 1055–1068, Tulsa.
- GORSLINE, D.S. & DOUGLAS, R.G., 1987: Analysis of sedimentary systems in active-margin basins: California Continental Boarderland. – In: INGERSOLL, R.J. & ERNST, W.G. (eds.): Cenozoic Basin Development of Coastal California, Rubey volume **6**, 496 p., New Jersey.
- GOT, H., 1984: Sedimentary processes on the west Hellenic Arc margin. – In: STOW, D.A.V. & PIPER, D.J.W.: Fine-Grained Sediments: Deep-Water Processes and Facies, *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, **15**, 169–184, London.
- GRUBER, P., 1987: Sedimentologische und stratigraphische Untersuchungen der Gosaugruppe zwischen Puchberg/Schneeberg und Waldmannsfeld (Miesenbachtal, Niederösterreich). – Unpubl. Diss., Univ. Wien., 142 S., 64 Abb., 8 Tab., 4 Taf., Wien.
- GÜMBEL, C.W., 1861: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. – XX+950 S., (Justus Perthes) Gotha.
- HAGN, H. (Hrsg.): Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht. – *Geol. Bavarica*, **82**, 408 S., München.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R., 1987: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. – *Science*, **35**, 1156–1167, Washington.
- HAY, W.B., 1987: The past and future of scientific ocean drilling. – In: KOZLAWSKY, E.A.: 27th Int. Geol. Congr. Moscow 1984, *General Proc.*, 27–40, Moscow.
- HAY, W.B., 1996: Tectonics and climate. – *Geol. Rundschau*, **85**, 409–37, Berlin – Heidelberg.
- HAY, W.B., DECONTO, R.M. & WOLD, Ch.N., 1997: Climate: Is the past the key for the future?. – *Geol. Rundschau*, **86**, 471–491, Berlin – Heidelberg.
- HEDBERG, H.D., 1976: International Stratigraphic Guide – A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. – 200 S., (Wiley) New York.
- HERM, D., 1962: Die Schichten der Oberkreide (Untere, Mittlere und Obere Gosau) im Becken von Reichenhall (Bayerische/Salzbürger Alpen). – *Z. dt. Geol. Ges.*, **113**, 320–338, Stuttgart.
- HERM, D., 1981: 2.3.2. Höhere Oberkreide. – In: HAGN, H. (Hrsg.): Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht, *Geologica bavar.*, **82**, 22–26, München.
- HERM, D., HILLEBRANDT, A. VON & PERCH-NIELSEN, K., 1981: Die Kreide/Tertiär-Grenze im Lattengebirge (Nördliche Kalkalpen) in mikropaläontologischer Sicht. – *Geol. Bavarica*, **82**, 319–344, München.

- HESE, R., 1975: Turbiditic and non-turbiditic mudstone of Cretaceous flysch sections of the East Alps and other basins. – *Sedimentology*, **22**, 387–416.
- HESE, R. & BUTT, A., 1976: Paleobathymetry of cretaceous turbidite basins of the East Alps relative to the calcite compensation level. – *J. Geol.*, **34**, 505–533, Chicago.
- HILLEBRANDT, A. v., 1961/62: Das Alttertiär im Becken von Reichenhall und Salzburg (Nördliche Kalkalpen). – *Z. dt. Geol. Ges.*, **113**, 340–358, Stuttgart.
- HILLEBRANDT, A. v., 1981: Das Alttertiär zwischen Bad Reichenhall und Salzburg. – In: HAGN, H. (Hrsg.): Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht, *Geologica Bavarica*, **82**, 26–28, München.
- HIRAYAMA, J. & NAKAJIMA, T., 1977: Analytical study of turbidites, Otadai Formation, Boso Peninsula, Japan. – *Sedimentology*, **27**, 747–779, Oxford.
- HOWELL, D.G., CROUCH, J.K., GREENE, H.G., MCCULLOCH, D.S. & VEDDER, J.G., 1980: Basin development along the late Mesozoic and Cenozoic Californian margin: a plate tectonic margin of subduction, oblique subduction, and transform tectonics. – In: BALLANCE, P.F. & READING, H.G. (eds.): *Sedimentation in oblique-slip mobile zones*, Int. Ass. Sedimentologists, Spec. Publ., **4**, 43–62, Oxford.
- HUENE, R. v. u.v.a., 1982: A summary of Deep Sea Drilling Project Leg 67 shipboard results from the Mid-America Trench transect off Guatemala. – In: LEGGETT, J.K. (ed.): *Trench-Forearc Geology*, Spec. Publ. Geol. Soc. London, **10**, London.
- JAFAR, S.A., 1994: Late Maastrichtian calcareous nannofossils from the Lattengebirge (Germany) and the Andaman-Nicobar Islands (India) – Remarks on events around the Cretaceous-Tertiary boundary. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **191/2**, 251–269, Stuttgart.
- KOCKEL, C.W., 1922: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. Ein Ausschnitt aus der Entwicklung eines Kettengebirges. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **15**, 63–168, Wien.
- KRENNMAYR, H.G., 1996: Hemipelagic and turbiditic mudstone facies associations in the Upper Cretaceous Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Austria). – *Sed. Geol.*, **101**, 149–172, Amsterdam.
- KUEHN, O., 1962: Europe. Fascicule 8. Autriche. – *Lexique Stratigraphique International*, **8**, 646 p., Paris.
- KUHNT, W., KAMINSKI, M.A. & MOULLADE, M., 1989: Late Cretaceous deep-water agglutinated foraminiferal assemblages from the North Atlantic and its marginal seas. – *Geol. Rd.*, **78/3**, 1121–1140, Stuttgart.
- KULM, L.D. & SCHEIDEGGER, K.F., 1979: Quaternary sedimentation on the tectonically active Oregon continental slope. – In: DOYLE, L.J. & PILKEY, O.H. (eds.): *Geology of continental slopes*, Spec. Publ. SEPM, **27**, 247–263, Tulsa.
- LAHODYNSKI, R., 1992: Die Flyschgosau an der Typlokalität (O.Ö., Sbg.) und im Gamser Vorkommen (St.) mit einem Beitrag zur Kreide/Tertiär-Grenze. – Unpubl. Diss., Univ. Innsbruck, 129 S., Traunkirchen – Innsbruck.
- LEGGETT, J.K., 1985: Deep-sea pelagic sediments and paleoceanography: a review of recent progress. – In: BRENCHLEY, P.J. & WILLIAMS, B.J.P. (eds.): *Sedimentology: Recent Developments and Applied Aspects*, Spec. Publ. Geol. Soc. London, **18**, 7–93, London.
- LINGEN, G.J. van & PETTINGA, J.R., 1980: The Makara Basin: a Miocene slope-basin along the New Zealand sector of the Australian-Pacific obliquely convergent plate boundary. – In: BALLANCE, P.F. & READING, H.G. (eds.): *Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zones*, Spec. Publ. Geol. Soc. London, **4**, 191–215, London.
- MALOUTA, D.N., GORSLINE, D.S. & THORNTON, S.E., 1981: Processes and rates of basin filling in an active transform margin; Santa Monica Basin, California Borderland. – *J. Sed. Petr.*, **51**, 1077–95, Tulsa.
- MOORE, J.C. u.v.a., 1982: Facies belts of the Middle America Trench and forearc region, southern Mexico: results from Leg 66 DSDP. – In: LEGGETT, J.K. (ed.): *Trench-Forearc Geology*, Spec. Publ. Geol. Soc. London, **10**, London.
- MÜLLER, G. & GASTNER, M., 1971: The "Karbonat-Bombe", a simple device for the determination of the carbonate content in sediments, soils and other materials. – *N. Jahrb. Mineral.*, **10**, 466–469, Stuttgart.
- MUTTI, E. & NORMARK, W.R., 1991: An Integrated Approach to the Study of Turbidite Systems. – In: WEIMER, P. & LINK, M.H. (eds.): *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*, *Frontiers in Sedimentary Geology*, 75–106, (Springer) New York.
- MUTTI, E. & RICCI-LUCCI, F., 1972: Le torbidite dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. – *Mem. Soc. geol. Ital.*, **11**, 161–199, Roma.
- NARDIN, T.R., 1983: Late Quaternary depositional systems and sea level changes – Santa Monica and San Pedro Basins, California Continental Borderland. – *AAPG, Bull.*, **67**, 1104–24, Tulsa.
- NEEF, G., 1992: Turbidite deposition in five Miocene, bathyal formations along an active plate margin, North Island, New Zealand: with notes on styles of deposition at the margins of east coastal bathyal basins. – *Sedimentary Geology*, **78**, 111–136, Amsterdam.
- NEUBAUER, F., DALLMEYER, R.D., DUNKL, I. & SCHIRNIK, D., 1995: Late Cretaceous exhumation of the metamorphic Gleinalm dome, Eastern Alps: kinematics, cooling history and sedimentary response in a sinistral wrench corridor. – *Tectonophysics*, **242**, 79–98, Amsterdam.
- NORMARK, W.R., 1974: Submarine canyons and fan valleys: factors affecting growth patterns of deep-sea fans. – In: DOTT, R.H., Jr. & SHAVER, R.H. (eds.): *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*, SEPM, Spec. Publ., **19**, 56–68, Tulsa.
- OBERHAUSER, R., 1963: Die Kreide im Ostalpenraum in mikropaläontologischer Sicht. – *Jb. Geol.B.-A.*, **106**, 1–88, 2 Abb., Taf. 1–2, Wien.
- PERCH-NIELSEN, K., 1985: Mesozoic calcareous nannofossils. – In: BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K. (eds.): *Plankton Stratigraphy*. – 329–426, Cambridge (University Press).
- PERCH-NIELSEN, K., MCKENZIE, J.A. & HE, Q., 1982: Biostratigraphy and isotope stratigraphy and the "catastrophic" extinction-of calcareous nannoplankton at the Cretaceous/Tertiary boundary. – *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **190**, 353–371, Boulder.
- PERESSON, H. & DECKER, K., 1996: Early to Middle Miocene tectonics of the eastern part of the Northern Calcareous Alps. – *Mitt. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **41**, 53–63, Wien.
- PERYT, D., LAHODYNSKY, R., ROCCHIA, R. & BOCLÉ, D., 1993: The Cretaceous/Paleogene boundary and planktonic foraminifera in the Flyschgosau (Eastern Alps, Austria). – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **104**, 239–252, Amsterdam.
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R., 1972: *Sand and Sandstone*. – 2nd Ed., 553 pp. (Springer) New York etc.
- PICKERING, K.T., HISCOTT, R.N. & HEIN, F.J., 1989: *Deep marine environments. Clastic sedimentation and tectonics*. – 416 pp., (Unwin Hyman) London.
- PILKEY, O.H., 1987: Sedimentology of basin plains. – In: WEAVER, P.P.E. & THOMPSON, J. (eds.): *Geology and Geochemistry of Abyssal Plains*, Spec. Publ. Geol. Soc. London, **31**, 1–12, London.
- PIPER, D.J.W. & NORMARK, W.R., 1983: Turbidite depositional patterns and flow characteristics, Navy Submarine Fan, California Borderland. – *Sedimentology*, **30**, 681–94, Oxford.
- PLÖCHINGER, B., 1980: Die Nördlichen Kalkalpen. – In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*, 217–264, Abb. 47–58, (Springer) Wien.
- PLÖCHINGER, B. & OBERHAUSER, R., 1957: Die Nierentaler Schichten am Untersberg bei Salzburg. – *Jb. Geol. B.-A.*, **100**, 67–79, Wien.
- POBER, E., 1984: *Stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der Gosau von Wörschach (Steiermark)*. – Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 269 S., Wien.

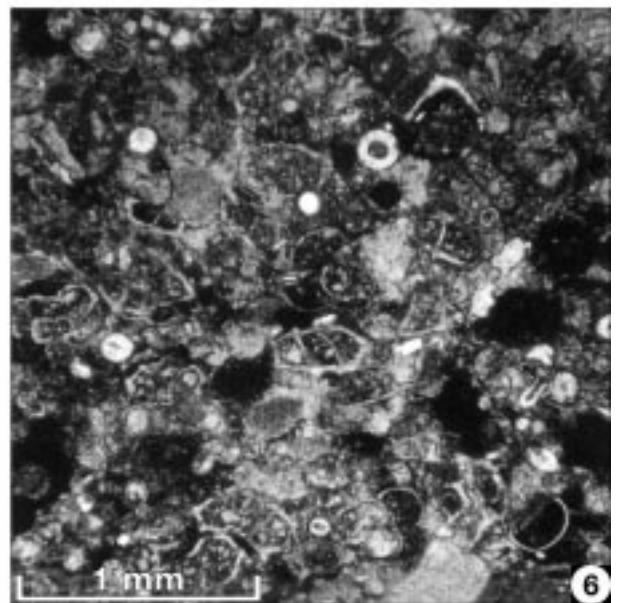
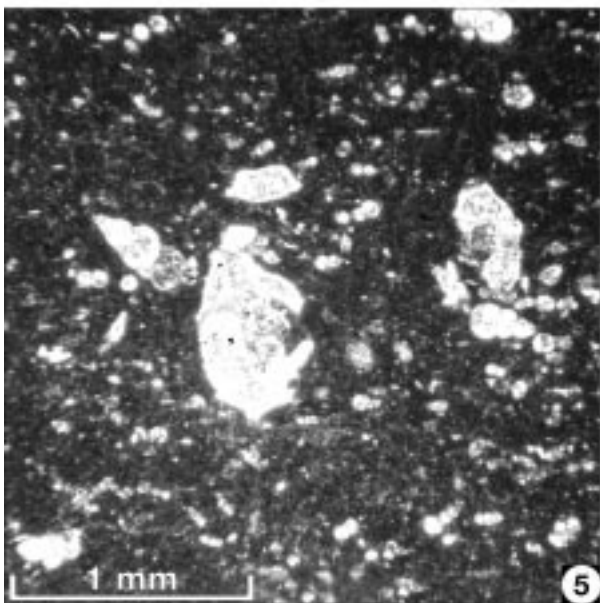
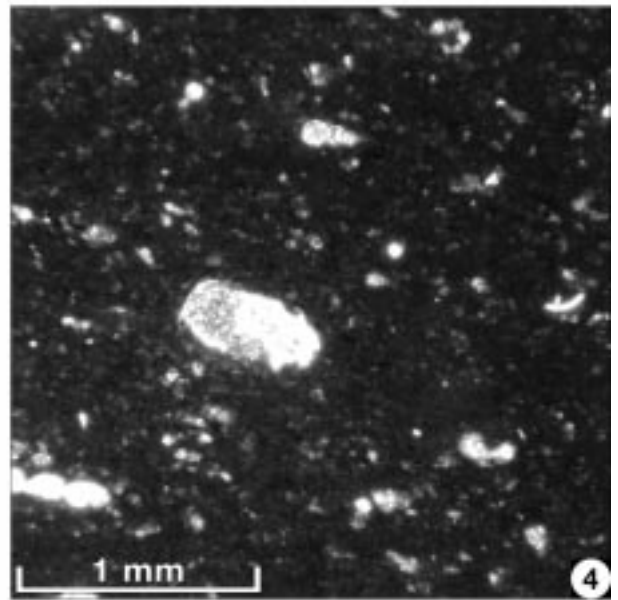
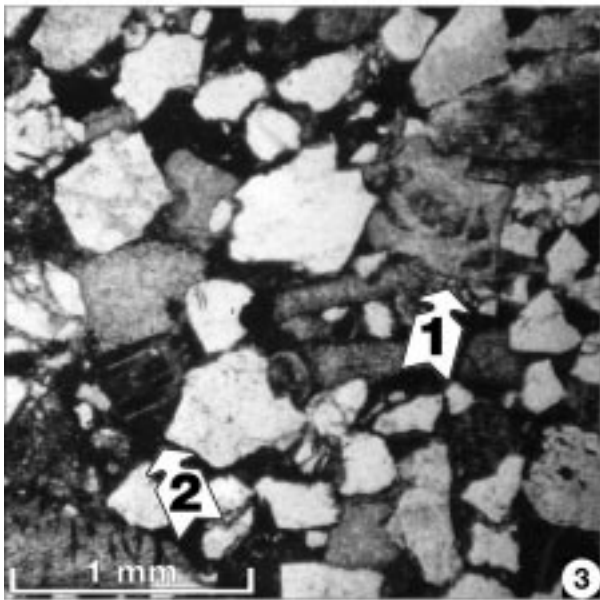
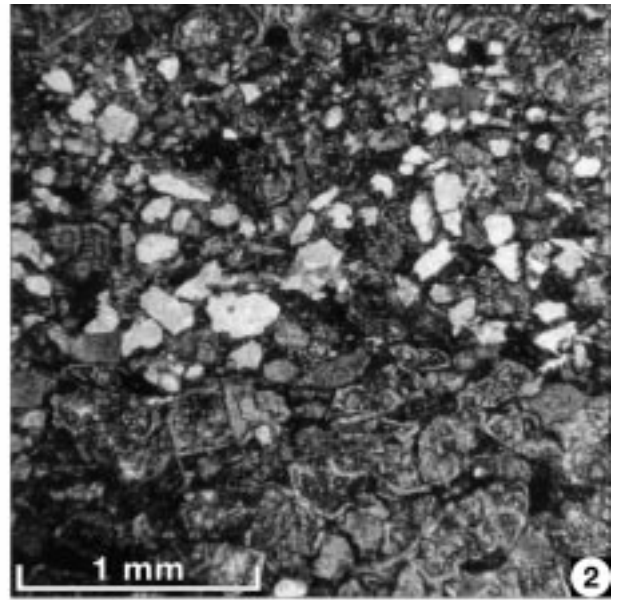
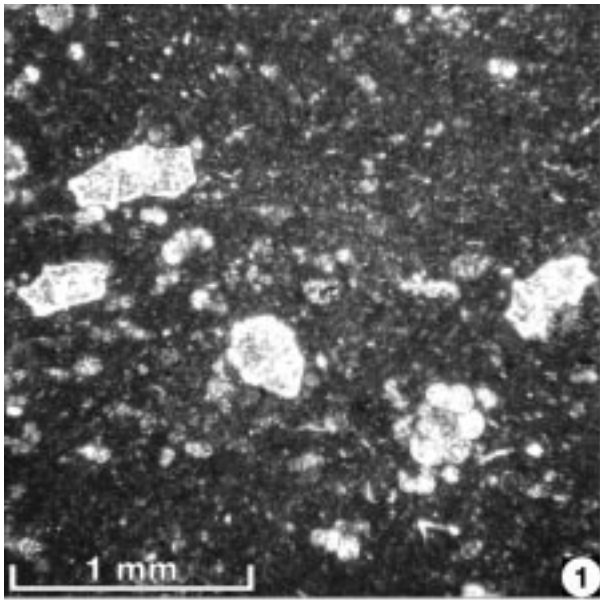
- POBER, E. & FAUPL, P., 1988: The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. – *Geol. Rdsch.*, **77**, 641–670, Stuttgart.
- READING, H.G. & RICHARDS, M., 1994: Turbidite Systems in Deep-Water Basin Margins Classified by Grain Size and Feeder System. – *AAPG Bull.*, **78/5**, 792–822, Tulsa.
- RISCH, H., 1988: Zur Sedimentationsabfolge und Tektonogenese der Gosaukreide im Reichenhaller Becken. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1988**, H. 5, 293–310, Stuttgart.
- RISCH, H., 1993: Erläuterungen zum Blatt Nr. 8343 Berchtesgaden West. – *Geologische Karte von Bayern*, 132 S., Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- RUPKE, N.A., 1975: Deposition of fine-grained sediments in the abyssal environment of the Algero-Balearic Basin, Western Mediterranean Sea. – *Sedimentology*, **22**, 95–109, Oxford.
- RUTTNER, A. & WOLETZ, G.: Die Gosau von Weißwasser bei Untertalau. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **48**, 221–256, Wien.
- SALVADOR, A. (ed.), 1994: International stratigraphic guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. – International Subcommission on Stratigraphic Classification of IUGS International Commission of Stratigraphy, XIX+214 p., 2nd ed., Boulder.
- SCHÖNFELD, J. & KUDRASS, H.R., 1991: Hochfrequente Turbidit-sedimentation in der Sulu-See (Philippinen). – *Z. dt. geol. Ges.*, **142**, 179–197, Hannover.
- SHANMUGAM, G., 1996: High-density turbidity currents: are they sandy debris flows?. – *J. Sed. Res.*, **66**, 2–10, Tulsa.
- SHANMUGAM, G., 1997: The Bouma Sequence and the turbidite mind set. – *Earth Science Rev.*, **42**, 201–229, Amsterdam.
- SHANMUGAM, G., DAMUTH, J.E. & MOIOLA, R.J., 1985: Is the turbidite facies association scheme valid for interpreting ancient submarine fan environments?. – *Geology*, **13**, 234–237, Boulder.
- SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R.J., 1988: Submarine Fans: Characteristics, Models, Classification, and Reservoir Potential. – *Earth Science Reviews*, **24**, 383–428, Amsterdam.
- SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R.J., 1995: Reinterpretation of Depositional Processes in a Classic Flysch Sequence (Pennsylvanian Jackfork Group), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma. – *AAPG Bull.*, **79/5**, 672–695, Tulsa.
- SHANMUGAM, G., MOIOLA, R.J. & DAMUTH, J.E., 1995: Chapter 5. Eustatic Control of Submarine Fan Development. – In: BOUMA, A.H., NORMARK, W.R. & BARNES, N.E. (eds.): *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*, *Frontiers in Sedimentary Geology*, 23–28, (Springer) New York.
- STANLEY, D.J. & MALDONADO, A., 1981: Depositional models for fine-grained sediment in the western Hellenic Trench, Eastern Mediterranean. – *Sedimentology*, **28**, 273–290, Oxford.
- STOW, D.A.V., 1985: Deep-sea clastics: where are we and where are we going?. – In: BRENCHLEY, P.J. & WILLIAMS, B.J.P. (eds.): *Sedimentology: Recent Developments and Applied Aspects*, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **18**, 67–93, London.
- STOW, D.A.V., 1986: Chapter 12, Deep Clastic Seas. – In: READING, H.G. (ed.): *Sedimentary Environments and Facies*, 2nd ed., 399–444, (Blackwell) Oxford.
- STOW, D.A.V. & LOVELL, J.P.B., 1979: Contourites: their recognition in modern and ancient sediments. – *Earth-Science Reviews*, **14**, 251–291.
- STOW, D.A.V. & PIPER, D.J.W., 1984: Deep-water fine-grained sediments: facies models. – In: STOW, D.A.V. & PIPER, D.J.W.: *Fine-Grained Sediments: Deep-Water Processes and Facies*, *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, **15**, 611–646, London.
- TOLLMANN, A., 1976: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums: Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – In: *Monographie der Nördlichen Kalkalpen*, **2**, 580 S., (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A., 1985: *Geologie von Österreich*, Band 2. – XV+710 S., Wien (Deuticke).
- TRAGELEHN, H., 1996: Maastricht und Paläozän am Südrand der Nördlichen Kalkalpen (Niederösterreich, Steiermark) – Fazies, Stratigraphie, Paläogeographie und Fossilführung des "Kam-bühelkalkes" und assoziierter Sedimente. – *Diss. Univ. Erlangen-Nürnberg*, 216 S., 1996, Erlangen.
- UNDERWOOD, M.B. & BACHMAN, S.B., 1982: Sedimentary facies associations within subduction complexes. – In: LEGGETT, J.K. (ed.): *Trench-Forearc Geology*, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **10**, 537–50, London.
- VON EYNATTEN, H., 1996: Provenanzanalyse kretazischer Siliziklastika aus den Nördlichen Kalkalpen. – *Diss. Univ. Mainz*, 145 S., Mainz.
- WAGREICH, M., 1986: Schichtfolge und Fazies der Gosau von Lillienfeld (Oberkreide; niederösterreichische Kalkvorpalpen). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **32**, 19–38, Wien.
- WAGREICH, M., 1988: Sedimentologie und Beckenentwicklung des tieferen Abschnittes (Santon-Untercampan) der Gosauschichtgruppe von Gosau und Rußbach (Oberösterreich – Salzburg). – *Jb. Geol. B.-A.*, **131/4**, 663–685, Wien.
- WAGREICH, M., 1991: Subsidenzanalyse an kalkalpinen Oberkreidesequenzen der Gosau-Gruppe (Österreich). – *Zbl. Geol. Paläontol.*, Teil 1, 1645–1657, Stuttgart.
- WAGREICH, M., 1993: Subcrustal tectonic erosion in orogenic belts – a model for the Late Cretaceous subsidence of the Northern Calcareous Alps (Austria). – *Geology*, **21**, 941–944, Boulder.
- WAGREICH, M., 1995: Subduction tectonic erosion and Late Cretaceous subsidence along the northern Austroalpine margin (Eastern Alps, Austria). – *Tectonophysics*, **242**, 63–78, Amsterdam.
- WAGREICH, M. & FAUPL, P., 1994: Palaeogeography and geodynamic evolution of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Late Cretaceous, Eastern Alps, Austria). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **110**, 235–254, Amsterdam.
- WAGREICH, M., DECKER, K. & JARNIK, M., 1993: Coniacian–Santonian transtensive basins within the Northern Calcareous Alps (Austria): sediments, subsidence, structures, and basin modelling. – *Terra Abstracts*, EUG VII, p. 80, Oxford.
- WAGREICH, M. & KRENNMAYR, H.G., 1993: Nannofossil biostratigraphy of the Late Cretaceous Nierental-Formation, Northern Calcareous Alps (Bavaria, Austria). – *Zitteliana*, **20**, 67–77, München.
- WESSELY, G., 1984: Bericht 1983 über geologische Aufnahmen auf Blatt 75 Puchberg. – *Jb. Geol. B.-A.*, **127**, 220–222, Wien.
- WILLE-JANOSCHEK, U., 1966: Stratigraphie und Tektonik der Schichten der Oberkreide und des Alttertiärs im Raume von Gosau und Abtenau (Salzburg). – *Jb. Geol. B.-A.*, **109**, 91–172, 3 Abb., Taf. 1–11, Wien.
- WOODCOCK, N.H., 1979: The use of slump folds as palaeoslope orientation estimators. – *Sedimentology*, **26**, 83–99.

Tafel 1

Dünnschliffphotos aus dem Nierental-Gebiet am W-Fuß des Untersberges (Holostratotyp) und aus dem Lattengebirgsprofil (Neo-Komposit-Stratotyp).

- Fig. 1: Pelagischer Kalkmergel (NT 2).
In einer mikritischen Matrix sind zahlreiche planktonische Foraminiferen zu erkennen, die mit ca. 10 % zum Sedimentaufbau beitragen; auffallend sind die großen Globotruncanen in verschiedenen Schnittlagen. Die Gehäuse sind sparitgefüllt.
- Fig. 2: Turbiditischer Fein- bis Mittelsandstein (NT 11).
Anreicherung von planktonischen Foraminiferen mit sparitischer Füllung, vor allem großer Globotruncanen; in der Mitte eine Lamina, die auch siliziklastische Partikel enthält. Mikritische Zwickelfüllungen.
- Fig. 3: Turbiditischer Mittelsandstein (NT 6).
Seichtwasserdetritus- und siliziklastikareicher Sandsteintypus, außerdem viele karbonatische Lithoklasten. 1 = Bruchstück einer dickwandigen, hyalinschaligen Seichtwasserforaminifere, 2 = Bruchstück einer Inoceramenschale. In den Zwischenräumen dunkle mikritische Matrix.
Lattengebirgsprofil (Neo-Komposit-Stratotyp).
- Fig. 4: Pelagischer Kalkmergel (LG 38/h), Teilprofil 1B, Beginn der Nierental-Formation.
Schlecht erhaltene planktonische Foraminiferen (etwa 3 % Sedimentanteil) mit sparitischer Füllung, in dunkler mikritischer Matrix. Ein Teil der kleinen, hellen Partikel sind Quarz.
- Fig. 5: Pelagischer Kalkmergel (LG 14), Teilprofil 2.
Planktonische Foraminiferen mit sparitischer Füllung tragen mit rund 10 % zum Sedimentaufbau bei. Auffallend sind die großen Globotruncanen. Dunkle mikritische Matrix.
- Fig. 6: Turbiditischer Fein- bis Mittelsandstein (LG 13/s), Teilprofil 2.
Extreme Konzentration planktonischer Foraminiferen mit großteils sparitischer, zum Teil auch glaukonitischer und phosphatischer Füllung (im Bild nicht unterscheidbar); außerdem zahlreiche Querschnitte von kieseligen Schwammspiculae (die hellen ringförmigen Partikel).

35-fache Vergrößerung; Polarisatoren in Parallelstellung.



Tafel 2

Dünnschliffphotos aus dem Lattengebirgsprofil (Neo-Komposit-Stratotyp).

- Fig. 1: Grobsandige Basis des turbiditischen Sandsteins 13/s (vgl. Taf. 1, Fig. 6). Neben zahlreichen karbonatischen Lithoklasten gibt es Seichtwasserbiogene (1 = dickschalige rotaliide Foraminifere) und verschiedene Partikeltypen mit mikritischen Säumen (2), die ebenfalls auf ein seichtmarines Herkunftsgebiet hinweisen. Die Kornzwischenräume sind mit Mikrospatit gefüllt.
- Fig. 2: Pelagischer Kalkmergel (LG 9/h), Teilprofil 6. Zahlreiche planktonische Foraminiferen mit ausschließlich sparitischer Füllung tragen mit etwa 10 % zum Sedimentaufbau bei. Die dunkle mikritische Matrix ist durch die intensive Verwühlung fleckig.
- Fig. 3: Grobsandig-feinbrekziöse Basis eines turbiditischen Sandsteins (LAT 11), Teilprofil 6. Neben karbonatischen Lithoklasten treten diverse Seichtwasserbiogene auf; im Bild eine große agglutinierende Foraminifere (1) und ein Stück einer Rotalge (2).
- Fig. 4: Pelagischer Kalkmergel (LG 20), Teilprofil 7. Gleicher Typus wie in Fig. 2 (Teilprofil 6).
- Fig. 5: Beispiel eines turbiditischen Fein- bis Mittelsandsteins, Teilprofil 7. Die meist hellen, siliziklastischen Partikel zeigen großteils einen angularen bis subangularen Rundungsgrad, die karbonatischen Partikel (div. Grautöne) sind z.T. biogenen Ursprungs (im Bild nicht erkennbar).

35-fache Vergrößerung; Polarisatoren in Parallelstellung.

