Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 88 (1995)

Heft: 2

Artikel: Die Entwicklung der helvetischen Karbonatplattfrom in der Ostschweiz (Tithonian-Berriasian) : eine sequenzstratigraphische Annäherung

Autor: Mohr, Hans / Funk, Hanspeter

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-167676

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 05.10.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Eclogae geol. Helv. 88/2: 281–320 (1995)

0012-9402/95/020281-40 $1.50 + 0.20/0
Birkhäuser Verlag, Basel

Die Entwicklung der helvetischen Karbonatplattform in der Ostschweiz (Tithonian–Berriasian): Eine sequenzstratigraphische Annäherung

HANS MOHR[1,2] & HANSPETER FUNK[1]

Key words: Helvetic area, sequence stratigraphy, carbonate platform, paleogeography, Tithonian, Berriasian

ZUSAMMENFASSUNG

Am Beispiel des Helvetikums in der Ostschweiz wird die paläogeographische Entwicklung im Bereich zwischen Küste und äusserem Schelf im Zeitraum spätes Tithonian bis frühes Valanginian dargestellt. Es können drei Zeitabschnitte unterschieden werden, die durch südwärtige Progradation einer Karbonatplattform gekennzeichnet sind. Wegen der zeitweise herrschenden ungünstigen Umweltbedingungen wurde ihre Entwicklung immer wieder gestört, die Plattform freigelegt oder sogar erodiert. Ursachen solcher Störungen waren die relative Absenkung des Meeresspiegels, klimatische Änderungen und das Nährstoff-Angebot. Die zeitliche Korrelation konnte vor allem im unteren, distalen Abschnitt biostratigraphisch mit Calpionellen und Ammoniten sichergestellt werden. Mit Hilfe der Sequenzstratigraphie konnten Plattform und Aussenschelf, insbesondere auch in den oberen Anteilen, korreliert und in der Folge eine Serie paläogeographischer Kärtchen erstellt werden.

ABSTRACT

The paleogeographic evolution of a part of the northern Tethys margin (Helvetic area of the eastern Swiss Alps) has been analysed in the time window of the late Tithonian to the early Valanginian. On this open shelf, three intervals of southward migration of a carbonate platform can be distinguished. Unfavourable environmental conditions obstructed a continuous evolution; at times the platform emerged or was even eroded. Reasons for these disturbances were changes in relative sea level, climatic changes and nutrient availability. Time correlation was possible for the lower part of the distal sections with the help of biostratigraphy (calpionellids and ammonites). Sequence stratigraphic analyses proved to be a useful tool for correlating the platform with the outer shelf especially in the upper part of the sedimentary record. This led to the reconstruction of a series of paleogeographic maps.

1. Einleitung

1.1 Vorwort

Die vorliegende Arbeit enthält den sequenzstratigraphischen und paläogeographischen Teil einer Dissertation (Mohr 1992b). Einzelne Resultate wurden bereits in Funk et al. (1993) publiziert, allerdings ohne detaillierte Dokumentation.

[1] Geologisches Institut, ETH-Zentrum, CH–8092 Zürich
[2] neue Adresse: Dr. M. Kobel + Partner AG, Büro für Technische Geologie, CH–7320 Sargans

In den letzten Jahrzehnten führte die Sequenzstratigraphie zu bedeutenden konzeptuellen Änderungen in der Analyse von Sedimentationssystemen. Das erste Konzept wurde von Sloss (1963) eingeführt und erlaubte die Korrelation von grossmassstäblichen Ablagerungssequenzen entlang weit verbreiteter sedimentärer Diskontinuitätsflächen. Diese Methode wurde von Vail et al. (1977) aufgegriffen und verfeinert. Die sequenzstratigraphische Analyse erlaubt eine bessere Korrelation der Plattform-, Abhang- und Beckensedimente im Schelfbereich, wenn auch der bei Vail postulierte ursächliche Zusammenhang zwischen Ablagerungssequenzen und Meeresspiegel-Schwankungen umstritten ist (z. B. Mörner 1980, Schlager 1991).

Die Sequenzstratigraphie sollte deshalb als Hilfsmittel zum besseren Verständnis der Gliederung, der stratigraphischen und paläogeographischen Entwicklung sowie der kontrollierenden genetischen Faktoren im helvetischen Schelf angewendet werden. Als Beispiel diente der Übergang vom späten Jura zur frühen Kreide in der Ostschweiz.

Die untersuchten Sedimente, die auf einem passiven Schelf abgelagert wurden und im flachmarinen, karbonatischen Milieu empfindlich auf Meeresspiegelschwankungen reagierten, bieten ideale Bedingungen zum Studium von Ablagerungssequenzen. Der Korrelation der flachmarinen Plattformbereiche mit denen des hemipelagischen Aussenschelfs kam eine besondere Bedeutung zu. Es wurden Veränderungen in der Faunen- und Florenzusammensetzung sowie im Sedimentationsmuster (Beginn und Ende der Progradationsphasen von Plattformen, Einsetzen von terrigenem Detritus, Auftreten von Emersionsphasen) erfasst und interpretiert.

1.2 Paläogeographie

Das Helvetikum der Ostschweiz repräsentiert am Übergang vom späten Jura zur frühen Kreide einen Teil des passiven nördlichen Kontinentalrandes der Tethys und stellt einen flachen Schelf dar, der über einen Abhang (Ultrahelvetikum) zu einem intrakontinentalen Riftbecken (Nordpenninikum) überleitet. Paläogeographisch lag es im späten Jura auf etwa 32°–37° nördlicher Breite (Barron et al. 1981; Dercourt et al. 1985). Aufgrund der E-W-Ausdehnung müssen für den Nordrand der Tethys E-W-gerichtete Meeresströmungen angenommen werden (Föllmi 1986, 1989). Durch die sehr flache, generell südgerichtete Rampen-Neigung dieses Schelfs konnten sich keine Upwelling-Gebiete bilden. Das Nährstoffangebot im inneren Schelf war oft knapp und die Wasserzirkulation durch den flachen Schelf eingeschränkt, so dass sich oligotrophe Verhältnisse einstellten (Keupp et al. 1990).

Paläozeanographische Veränderungen im Zusammenhang mit der Öffnung des Atlantiks, niedrigfrequente Meeresspiegelschwankungen (2. und 3. Ordnung, Vail et al. 1977, 1991) und Änderungen im Klima widerspiegeln sich in den Schelfsedimenten des Helvetikums (Föllmi 1989).

Die fast reine Kalksedimentation des späten Jura (Quintnerkalk, Troskalk) wurde ab der frühen Kreide ersetzt durch ein Sedimentationsmuster mit fast zyklisch erscheinenden Wechseln von Mergeln und Kalken (Buxtorf 1910). Diskussionen zur Genese dieser Sequenzen finden sich in Fichter (1934), Brückner (1951), Carozzi (1951) und Funk (1983).

1.3 Geographie und Tektonik

Die vorliegende Arbeit stützt sich auf Feldaufnahmen, deren geographische Schwerpunkte in der Umgebung des Walensees, des Mürtschen- und Glärnischmassivs und der Region des Kistenpasses liegen (Fig. 1).

Die helvetischen Decken werden im Norden von der subalpinen Molasse, im Osten von Ostalpin und Penninikum und im Südosten vom Penninikum begrenzt. Im Süden liegt der kristalline Sockel des Aarmassivs, der teilweise von autochthonen Sedimenten (Paläozoikum bis Tertiär) bedeckt ist.

Während der kompressiven Phasen der alpinen Orogenese wurde der helvetische Schelf in mehrere sich überlagernde Decken und Schuppen aufgespalten. In den ur-

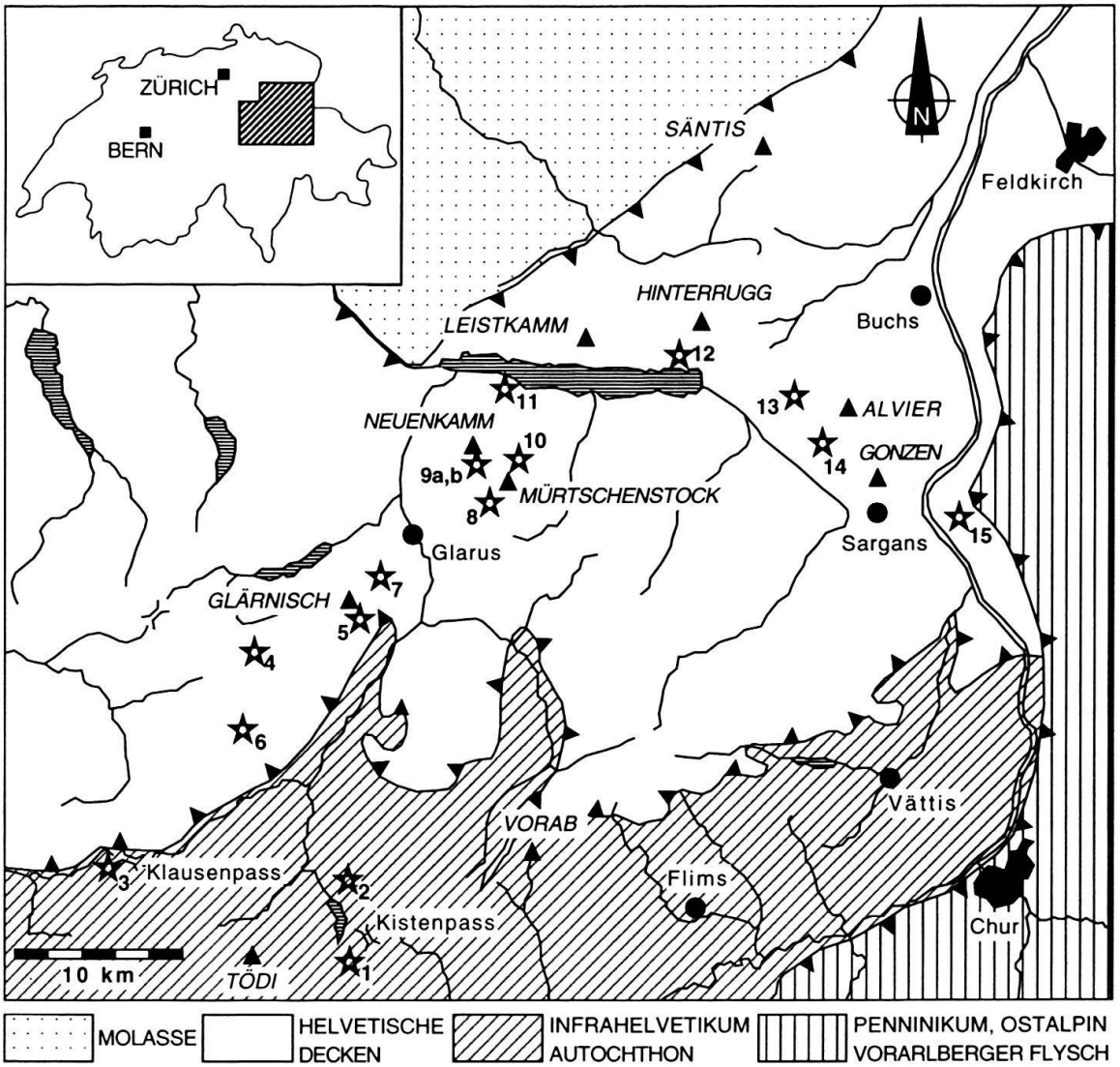


Fig. 1. Tektonische Kartenskizze des Helvetikums der Ostschweiz. Die Lage von 15 Profilen ist mit Sternchen markiert, Name und Koordinaten sind der Tabelle 1 (S. 298) zu entnehmen.

Fig. 1. Tectonic map of the Helvetic area in eastern Switzerland. Stars show the location of the 15 sections. For names and coordinates see table 1 (p. 298).

sprünglich nördlichen kalkreicheren Einheiten blieb der Zusammenhang zwischen Jura- und Kreidestockwerk erhalten, in den südlichen dagegen wurden die Stockwerke in den basalen unterkretazischen, tonig-mergeligen Schichtgliedern der Öhrli- und Palfris-Formation getrennt. Die maximalen Überschiebungsdistanzen liegen in der Grössenordnung von 50 km (Trümpy 1969, Pfiffner 1993).

Der helvetische Schelf ist in der Ostschweiz in die folgenden grossen Decken aufgeteilt: im Norden und Osten liegt die *Churfirsten-Säntis-Decke* mit den Mergeln des Berriasian (Zementsteinschichten und Palfrisschiefer) als Überschiebungsbahn. Sie liegt im bearbeiteten Deckenstapel zuoberst, hat ihre Unterlage am weitesten nach Norden überfahren und frontal die Molasse überschoben (Pfiffner 1986). Sie stammt aus dem paläogeographisch südlichen Ablagerungsraum (Fig. 2). Die *Gonzen-Decke* ist stark verschuppt und stellt im wesentlichen die zurückgebliebene jurassische Unterlage der aus kretazischen Sedimenten aufgebauten *Churfirsten-Säntis-Decke* dar. Im Westen liegt die *Axen-Decke*, deren Abscherungshorizont sich z.T. innerhalb der Doggersedimente befin-

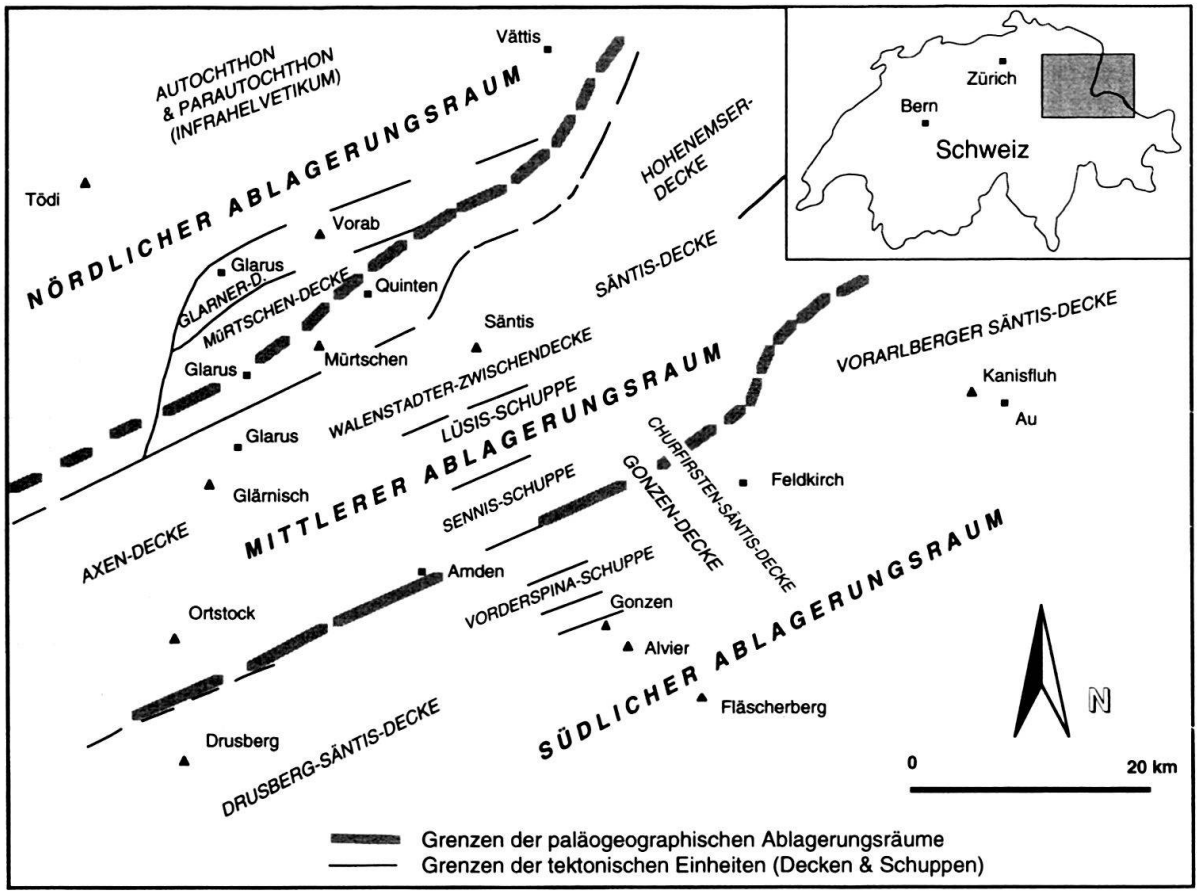


Fig. 2. Palinspastische Rekonstruktion des helvetischen Schelfs der Ostschweiz für das beginnende Berriasian. Es werden drei paläogeographische Ablagerungsräume unterschieden. Zur Abwicklung wurden Daten von Trümpy (1969), Burger (1985), Wyssling (1986) und Kugler (1987) verwendet.

Fig. 2. Palinspastic reconstruction of the Helvetic shelf in eastern Switzerland of early Berriasian time. Three paleogeographic regions are distinguished. Data by Trümpy (1969), Burger (1985), Wyssling (1986) and Kugler (1987) have been used.

det und deren paläogeographische Position dem mittleren Ablagerungsraum entspricht (Fig. 2). Die *Mürtschen-Decke* wird paläogeographisch im Süden von der Axen-Decke und im Norden von der Glarner-Decke begrenzt. Ihre Schichtreihe umfasst die permischen Verrucano-Sedimente bis zu den Seewerkalken des Turonians. Die *Glarner-Decke* liegt direkt über der Hauptüberschiebung und nimmt im Deckenstapel die tiefste Stellung ein; ihre Schichtreihe reicht vom Perm bis ins Tertiär. Neben den grossen Decken treten die folgenden hier zu erwähnenden Schuppen auf. Die *Wageten-Schuppe* ist ein Deckenelement mit paläogeographisch nördlicher Stellung zwischen der *Glarner-Decke* und dem *Infrahelvetikum*, das beim nordwärts gerichteten Deckentransport von der *Churfirsten-Säntis-Decke* mitgeschleppt wurde und heute an deren Stirnseite liegt. Die Schuppen des *Parautochthons* und die *Griesstock-Decke* gehören zu den subhelvetischen Elementen, die unter der helvetischen Hauptüberschiebung liegen und nicht mehr im direkten Kontakt mit ihrer Unterlage stehen (*Infrahelvetikum sensu* Pfiffner 1977). Die *autochthonen Elemente* stellen die paläogeographisch nördlichsten Bereiche dar und stehen noch im direkten Kontakt mit dem kristallinen Sockel (Trümpy 1969, 1980).

Durch die Deckenstapelung während der alpinen Orogenese und die Überlagerung durch jüngere penninische und ostalpine Einheiten wurden die helvetischen Schelfablagerungen der Jura-Kreide-Wende bis in Tiefen von 5–7 Kilometer versenkt. Das führte in den tieferen Decken zu einer schwachen Metamorphose (Breitschmid 1982) und verursachte eine starke Deformation und Überprägung der Sedimentgesteine.

1.4 Die palinspastische Abwicklung des östlichen Helvetikums

Untersuchungen, welche die gesamte Breite des helvetischen Schelfs einschliessen, bedürfen einer Rückführung der einzelnen Decken in ihre jeweilige voralpine Stellung mittels palinspastischer Abwicklungen. Ein erstes palinspastisches Profil durch das Ostschweizer Helvetikum zeichnete Heim (1916). Palinspastische Karten mit der Abwicklungsbasis in den unterkretazischen Einheiten wurden von Trümpy (1969, 1980), Ferrazzini & Schuler (1979), Strasser (1979), Funk (1985), Burger (1985) und Wyssling (1986) angefertigt. Eine Abwicklung im Dach des Doggers wurde von Kugler (1987) vorgenommen.

Die hier erarbeitete palinspastische Karte (Fig. 2) stellt den helvetischen Ablagerungsraum in seiner paläogeographischen Lage zur Zeit des frühesten Berriasian dar. Wegen der tektonischen Deformation kann die ursprüngliche Breite der einzelnen tektonischen Einheiten nur schwer ermittelt werden. Ausserdem fielen einige Deckenteile der postorogenen Erosion zum Opfer und andere bleiben wegen der tektonischen Überdeckung unbekannt. Somit stellt die palinspastische Rekonstruktion nur eine Annäherung mit minimalen Breiten für die tektonischen Einheiten dar. Die vorliegende palinspastische Darstellung wurde aus den aufgeführten Publikationen zusammengestellt und mit eigenen, für das Berriasian spezifischen Korrekturen versehen. Zur Abwicklung ist das Dach der Quinten-Formation aus den Profilen von Oberholzer (1933), der Geologischen Karte des Kantons Glarus 1 : 50 000 und der Geologischen Karte der Alvier-Gruppe 1 : 25 000 verwendet worden.

Für das Autochthon stellen Vättis und der Glarner Tödi zwei Fixpunkte dar. Die Lage der verschiedenen Decken ist durch einen bestimmten Abstand zu diesen beiden Fixpunkten definiert.

Aufgrund der postorogenen Erosion sind die Informationen aus dem mittleren und südlichen Ablagerungsraum sehr lückenhaft. Dadurch sind die relativen Positionen zwischen der Kanisfluh in Vorarlberg, den Schuppen der Gonzen-Decke und der Axen-Decke im Glärnischgebiet mit grösseren Unsicherheiten behaftet.

Der *nördliche Ablagerungsraum* umfasst die autochthonen und parautochthonen Gebiete (Infrahelvetikum), die Griesstock-, Wageten-, Glarner- und weite Teile der Mürtschen-Decke. Seine südliche Begrenzung ist durch die maximale Progradation des Troskalk-Plattformrandes im frühen Berriasian definiert (Fig. 2). Der *mittlere Ablagerungsraum* schliesst südlich daran an, ist 20 km breit und schliesst die südlichste Mürtschen-, die Axen- und die nördliche Gonzen-Decke ein. Seine südliche Begrenzung ist durch die maximale Progradation der Plattform des Oberen Öhrlikalkes definiert. Südlich schliesst der *südliche Ablagerungsraum* an, in dem sich während diesem Zeitabschnitt keine Plattform entwickelte. Er wird von der Churfirsten-Säntis-Decke, der südlichen Gonzen-Decke, der Teildecke des Fläscherbergs und der südlichen Vorarlberger Säntis-Decke gebildet. Die Ablagerungsräume sind durch Faziesgrenzen zu verschiedenen geologischen Zeiten definiert, die SW-NE streichen und subparallel zu den tektonischen Einheiten verlaufen, aber nicht an diese gebunden sind.

2. Biostratigraphie

2.1 Stratigraphie der Ammoniten

Die biostratigraphische Einordnung der Formationen mit Ammoniten stützt sich auf zehn Arten, die von Dr. G. Le Hégarat, Lyon, freundlicherweise bestimmt wurden. Die Ammoniten und ihre Fundorte sind in Figur 3, stratigraphische Lage und Reichweiten in Figur 4a, b dargestellt.

Diagenetische Lösungsprozesse zerstörten einen Grossteil der Ammonitenreste, speziell in den mikritischen Kalken der etwa 400 m mächtigen Quinten-Formation. Noch vorhandene Steinkerne heben sich kaum von den dichten Kalken ab und lassen sich nicht herauspräparieren, weshalb beträchtliche Lücken in der biostratigraphischen Datierung vorhanden sind. In der tonreichen Zementstein-Formation sind die Voraussetzungen zur Erhaltung der Ammoniten günstiger, und die einzelnen Ammoniten lassen sich leichter aus dem Gestein lösen.

In den basalen Schichten der Zementstein-Formation des südlichen Ablagerungsraumes wurde eine Anreicherung von Ammoniten der Gattung *Pseudosubplanites* festgestellt. Darüber sind Ammoniten nur noch vereinzelt anzutreffen. In den Oberen Zementsteinschichten und am Übergang zur Öhrli-Formation nimmt ihre Häufigkeit leicht zu. Die Unteren Öhrlimergel sind das einzige Formationsglied der Öhrli-Formation, in dem vereinzelt Ammoniten zu finden sind.

Die Unteren Zementsteinschichten werden mit *Pseudosubplanites combesi* LE HÉGARAT, *Pseudosubplanites berriasensis* LE HÉGARAT, *Pseudosubplanites lorioli* (ZITTEL), *Fauriella* aff. *carpathica* (ZITTEL) und *Malbosiceras* cf. *asper* (MAZENOT) in die Euxinus-Zone eingestuft. Die vier erstgenannten Arten treten sowohl in der Jacobi- als auch in der Grandis-Subzone auf. *Malbosiceras asper* (MAZENOT) ist ein Vertreter der Jacobi-Subzone (Fig. 4a, b).

In den Oberen Zementsteinschichten konnte *Tirnovella occitanica* (PICTET) bestimmt werden und im Dach des Formationsgliedes tritt *Fauriella floguinensis* LE HÉGARAT auf. Die stratigraphische Überlappung der zwei Arten stellt das Dach der Zementstein-Formation biostratigraphisch in die Subalpina-Subzone. Somit liegen die Oberen Zementsteinschichten in der Grandis- und Subalpina-Subzone. Durch das Auftreten von *Fauriella shipkovensis* (NIKOLOV & MANDOV) und *Fauriella floguinensis* im unteren Bereich der Unteren Öhrlimergel erscheint eine Zuordnung der Unteren Öhrlimergel in die Subalpina-Subzone als richtig. Der Fund eines schlecht erhaltenen Ammoniten in den Unteren Öhrlimergeln, welcher als *Fauriella* aff. *gallica* (MAZENOT) bestimmt wurde, erscheint zunächst als Widerspruch in der stratigraphischen Zuordnung, der jedoch darauf zurückzuführen ist, dass die Artbestimmung mit «affinis» sehr unsicher ist (Fig. 4).

2.2 Stratigraphie der Calpionellen

Am Übergang vom späten Jura zur frühen Kreide eignen sich die Calpionellen in den Faziesräumen mit hemipelagischer und pelagischer Sedimentation für biostratigraphische Aussagen im gesamten Tethysraum.

Eine ausführliche Untersuchung der Calpionellen in Mohr (1992a) erlaubt eine präzise biostratigraphische Gliederung der beckenwärtigen Sedimente in Zonen und Subzonen. Innerhalb der obersten Dekameter der Quinten-Formation ist eine gut ausgebildete Calpionellen-Assoziation der Crassicollaria-Zone (Zonen A1 bis A3) und ein deutlicher Wechsel zur Calpionella-Zone mit deren älteren Vertretern (tiefster Abschnitt der Zone B) anzutreffen. Die Zementstein-Formation birgt ausschliesslich Calpionellen der Calpionella-Zone, welche eine klare Unterteilung in eine Untere und eine Obere Zone B (*sensu* Remane 1985) erlauben. Die Öhrli- und die Palfris-Formation führen nur noch im unteren Teil wenige und schlecht erhaltene Calpionellen, die mit einer gewissen Unsicherheit ebenfalls dem oberen Teil der Calpionella-Zone zuzuordnen sind; allerdings können die beiden Formationen anhand von Calpionellen nicht vollständig datiert werden.

Fig. 3. Biostratigraphisch relevante Ammoniten (Balkenlänge jeweils 1 cm):
Fig. 3. Ammonites with biostratigraphic significance (bar length 1 cm):

Abb. 1, 2. *Pseudosubplanites lorioli* (ZITTEL)
1868 *Ammonites lorioli* n. sp.; Zittel, S. 103, Taf. 20, Fig. 5, 8
1971 *P. lorioli* (ZITTEL); Le Hégarat, S. 40, Taf. 1, Fig. 3–5, Taf. 37, Fig. 3, 7, 8
Fundort *(locality)*: Profil Nr. 4, Gassenstöcke, Formationsglied *(member)* der Unteren Zementsteinschichten, Probe Nr. 5.10.89.15

Abb. 3. *Fauriella* aff. *carpathica* (ZITTEL)
1868 *Ammonites carpathicus* n. sp.; Zittel, S. 107, Taf. 18, Fig. 4, 5
1939 *Berriasella carpathica* (ZITTEL); Mazenot, S. 103, Taf. 13, Fig. 4
1971 *Fauriella (Strambergella)* aff. *carpathica* (ZITTEL); Le Hégarat, S. 152, Taf. 21, Fig. 4, 5, Taf. 46, Fig. 2, 3.
Fundort: Profil Nr. 14, Strahlrüfi; Formationsglied der Unteren Zementsteinschichten, Probe Nr. 25.7.88.9

Abb. 4. *Fauriella* aff. *gallica* (MAZENOT)
1939 *Berriasella gallica* n. sp.; Mazenot, S. 140, Taf. 23, Fig. 3
1971 *F. gallica* (MAZENOT); Le Hégarat, S. 158, Taf. 22, Fig. 4, 5, Taf. 46, Fig. 4
Fundort: Profil Nr. 13, Berschnerbach; Formationsglied der Unteren Öhrlimergel, Probe Nr. 22.7.88.81

Abb. 5. *Pseudosubplanites combesi* LE HÉGARAT
1971 *P. combesi* n. sp.; Le Hégarat, S. 36, Taf. 1, Fig. 2, Taf. 37, Fig. 1
Fundort: Profil Nr. 4, Gassenstöcke, Formationsglied der Unteren Zementsteinschichten, Probe Nr. 5.10.89.3

Abb. 6. *Pseudosubplanites* gr. *combesi* LE HÉGARAT
1971 *P. combesi* n. sp.; Le Hégarat, S. 36, Taf. 1, Fig. 2, Taf. 37, Fig. 1
Fundort: Profil Nr. 13, Berschnerbach, Formationsglied der Unteren Zementsteinschichten, Probe Nr. 13.7.88.5.5

Abb. 7. *Malbosiceras* cf. *asper* (MAZENOT)
1939 *Berriasella aspera* n. sp.; Mazenot, S. 84, Taf. 9, Fig. 2, 3
1971 *Malbosiceras asper* (MAZENOT); Le Hégarat, S. 84, Taf. 9, Fig. 1, 2, Taf. 40, Fig. 9
Fundort: Profil Nr. 13, Berschnerbach, Formationsglied der Unteren Zementsteinschichten, Probe Nr. 13.7.88.5.9

Abb. 8. *Fauriella floquinensis* LE HÉGARAT
1971 *F. floquinensis* n. sp., Le Hégarat, S. 156, Taf. 23, Fig. 1, 2, Taf. 47, Fig. 4, 5
Fundort: Profil Säntis-Rotsteinpass, Öhrlimergel, Probe Nr. NoD 26.06.10
(Compactus ETH-Z). Der Ammonit wurde in Hantke (1961), S. 165, als *Berriasella* sp. beschrieben.

Abb. 9, 10. *Fauriella floquinensis* LE HÉGARAT
1971 *F. floquinensis* n. sp., Le Hégarat, S. 156, Taf. 23, Fig. 1, 2, Taf. 47, Fig. 4, 5
Fundort: Profil Gruppen-Nidfurn (Schindler 1959), Dach des Formationsgliedes der Oberen Zementsteinschichten. Probe Nr. NoD 26.06.10.1 (Sammlung Schindler; Compactus ETH-Z). Der Ammonit wurde von Hantke in: Schindler (1959), S. 35, als *Berriasella pontica* (RETOWSKI) beschrieben.

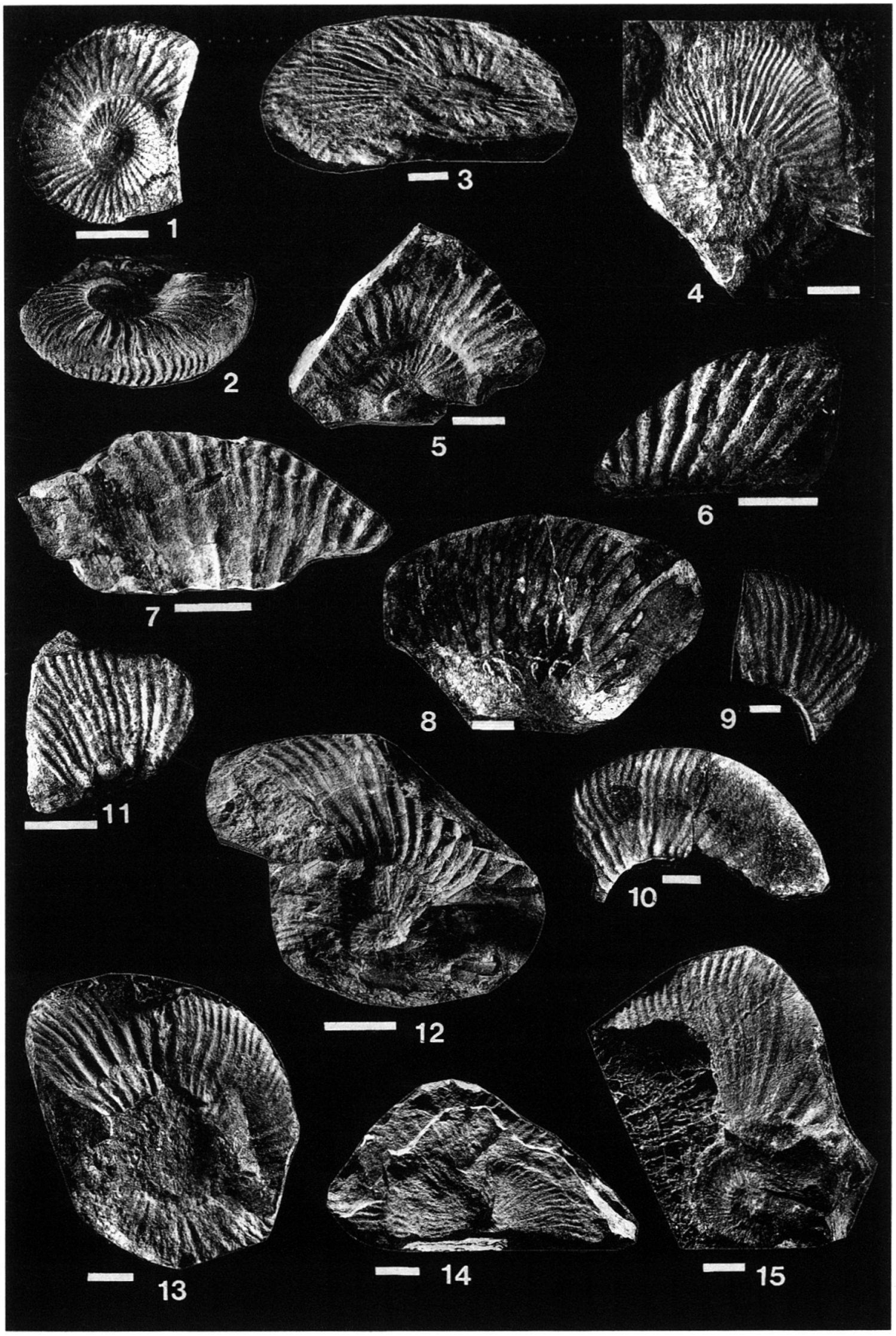
Abb. 11. *Fauriella shipkovensis* (NIKOLOV & MANDOV)
1967 *Dalmasiceras shipkovensis* n. sp.; Nikolov & Mandov, S. 44, Taf. 2, Fig. 1
1971 *F. shipkovensis* (NIKOLOV & MANDOV); Le Hégarat, S. 164, Taf. 23, Fig. 3–6, Taf. 47, Fig. 1, 2
Fundort: Profil Nr. 5, Guppen-Heuberge, Formationsglied der Unteren Öhrlimergel, Probe Nr. 1.9.88.3

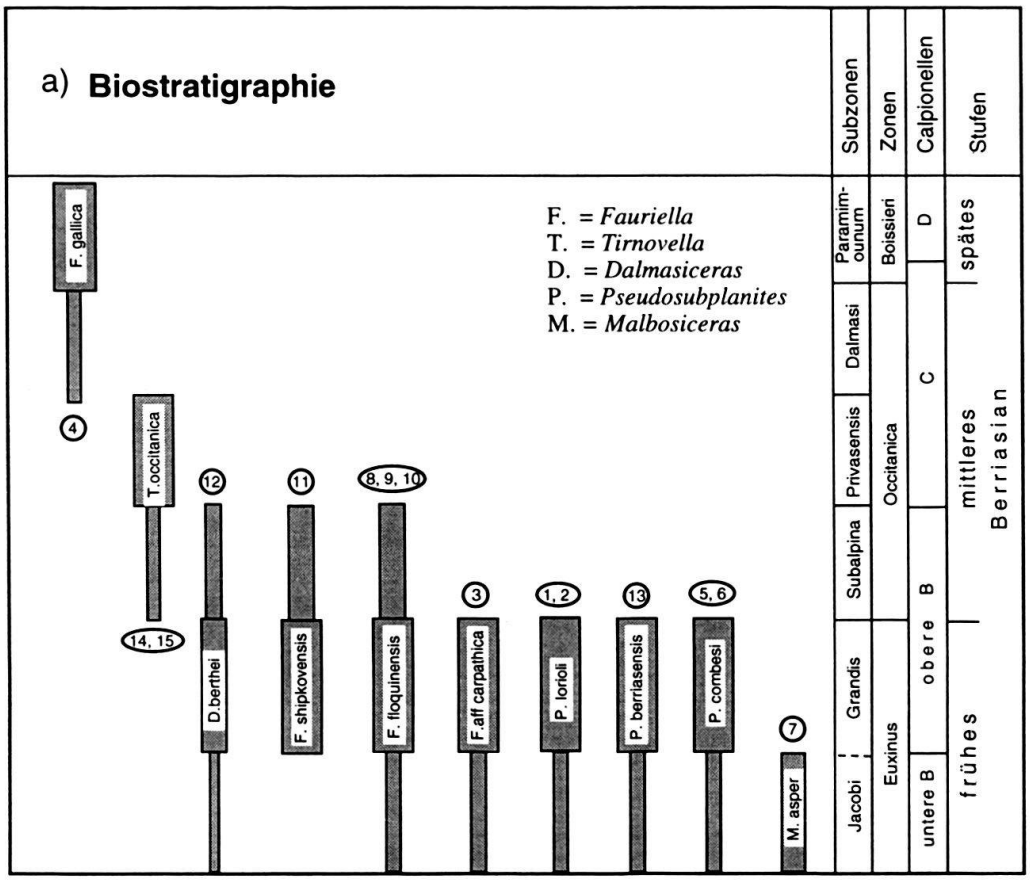
Abb. 12. *Delphinella* aff. *berthei* (TOUCAS)
1890 *Hoplites callisto* var. *berthei* n. sp.; Toucas, S. 601, Taf. 17, Fig. 11, 12
1968 *Berriasella berthei* (TOUCAS); Le Hégarat & Remane, S. 23, Taf. 3, Fig. 5
1971 *D. berthei* (TOUCAS); Le Hégarat, S. 99, Taf. 13, Fig. 3–5, Taf. 42, Fig. 11, 12
Fundort: Profil Nr. 13, Berschnerbach, Formationsglied Oberer Quintnerkalk, Probe Nr. 22.10.88.45

Abb. 13. *Pseudosubplanites berriasensis* LE HÉGARAT
1971 *P. berriasensis* n. sp.; Le Hégarat, S. 33, Taf. 1, Fig. 1, Taf. 2, Fig. 1, Taf. 37, Fig. 2
Fundort: Profil Nr. 13, Berschnerbach, Formationsglied der Unteren Zementsteinschichten, Probe Nr. 13.7.88.5.8

Abb. 14. *Tirnovella* aff. *occitanica* (PICTET)
1867 *Ammonites occitanicus* n. sp.; Pictet, S. 81, Taf. 16, Fig. 1
1939 *Neocomites occitanicus* (PICTET); Mazenot, S. 213, Taf. 33, Fig. 1–3, Taf. 34, Fig. 2, 3
1971 *T. occitanica* (PICTET); Le Hégarat, S. 185, Taf. 27, Fig. 9, Taf. 49, Fig. 3
Fundort: Profil Nr. 13, Berschnerbach, Formationsglied der Oberen Zementsteinschichten, Probe Nr. 22.7.88.31

Abb. 15. *Tirnovella occitanica* (PICTET)
1867 *Ammonites occitanicus* n. sp.; Pictet, S. 81, Taf. 16, Fig. 1
1939 *Neocomites occitanicus* (PICTET); Mazenot, S. 213, Taf. 33, Fig. 1–3, Taf. 34, Fig. 2, 3
1971 *T. occitanica* (PICTET); Le Hégarat, S. 185, Taf. 27, Fig. 9, Taf. 49, Fig. 3
Fundort: Profil Nr. 7, Glärnisch-Hochtor, Formationsglied der Oberen Zementsteinschichten, Probe Nr. 30.8.88.61


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15



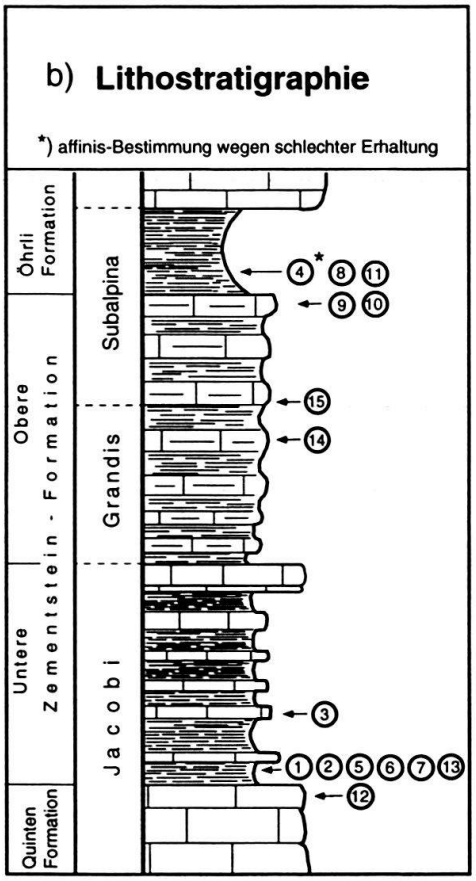


Fig. 4a. Stratigraphische Reichweiten der in Figur 3 abgebildeten Ammoniten nach Le Hégarat (1971) und Cecca et al. (1989). 4b: Lage der Ammoniten-Fundstellen in einem schematischen Profil.

Fig. 4a. Stratigraphic range of the Ammonites shown in Figure 3 after Le Hégarat (1971) and Cecca et al. (1989). 4b: Position of the ammonite-bearing localities in a schematic section.

3. Sequenzanalyse

3.1 Einführung

Da wir mit diesem Artikel nicht nur die Spezialisten ansprechen möchten, werden die wichtigsten Begriffe und Definitionen aus dem Vokabular der Sequenzanalyse nachfolgend kurz erläutert (Vail 1988; Fig. 5).

- Eine *Ablagerungssequenz* ist eine konkordante Abfolge genetisch zusammengehöriger Schichten, die durch Diskordanzen und ihre entsprechenden lateralen Konkordanzen begrenzt werden. Sie werden durch das Zusammenwirken von eustatischen Meeresspiegelschwankungen (Perioden von 0.5 bis 3 Millionen Jahren, Vail et al. 1991), Subsidenz und Sedimentzufuhr gebildet (Van Wagoner et al. 1988). Schlager (1991) schlug eine breitere Definition für die Ablagerungssequenz vor, indem er sie als eine relativ konkordante Folge von Schichten bezeichnet, die unter denselben Eintrags- und Verteilungsverhältnissen der Sedimente gebildet wurden. Neben den eustatischen Meeresspiegelschwankungen, der Tektonik und der Subsidenz spielen Umwelteinflüsse, als ein wichtiger und unabhängiger vierter Faktor bei der Bildung von Ablagerungssequenzen, eine bedeutende Rolle.
- *Sequenzgrenzen* (sequence boundaries; SB) sind beobachtbare Diskordanzen in einem stratigraphischen Profil, die Hinweise für Erosion und Nichtsedimentation an

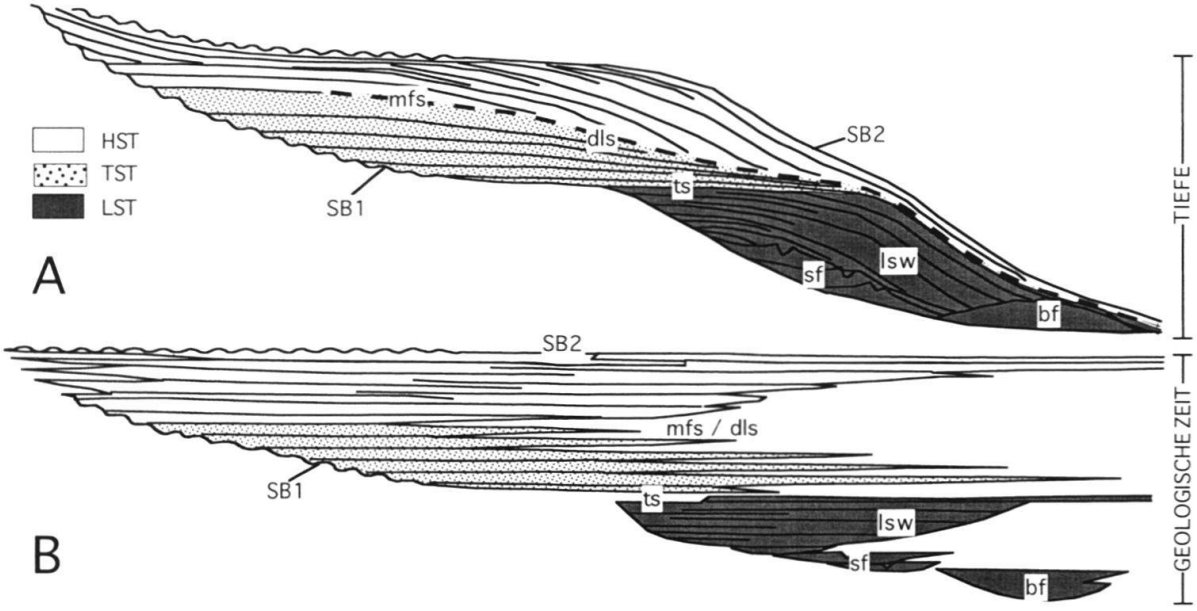


Fig. 5. Schematische Darstellung einer Ablagerungssequenz und die Aufgliederung in ihre Systemtrakte (vereinfacht nach Vail 1988). HST = highstand systems tract; TST = transgressive systems tract; LST = lowstand systems tract; SB = sequence boundary (Sequenzgrenze); bf = basin floor fan; sf = slope fan; lsw = low stand wedge; ts = transgressive surface; dls = downlap surface; mfs = maximum flooding surface.
A) Darstellung in einem Mächtigkeits-Raum-Diagramm
B) Darstellung in einem Zeit-Raum-Diagramm
Fig. 5. Schematic diagram of a depositional sequence and its systems tracts (simplified after Vail 1988), A) thickness-space diagram, B) time-space diagram.

deutlichen Schichtgrenzen geben; diese Diskordanzen können lateral in Konkordanzen übergehen (Mitchum et al. 1977). Im Einklang mit dieser Definition ergänzte Schlager (1989), dass eine Sequenzgrenze einen geometrisch offenkundigen Wechsel im Sedimentationsmuster darstellt. Van Wagoner et al. (1988) stellten die folgenden Definitionen auf:

Es werden zwei Typen von Sequenzgrenzen unterschieden: eine *Sequenzgrenze vom Typ 1* bildet sich, wenn die Meeresspiegelsenkung die Subsidenzrate übersteigt und somit ein relativer Meeresspiegelabfall eintritt. Die Folge ist die Verschiebung der Faziesgürtel beckenwärts. Eine *Sequenzgrenze vom Typ 2* bildet sich, wenn der Meeresspiegelabfall die Subsidenzrate nicht übersteigt.

- Ablagerungssequenzen lassen sich in ihre genetisch zusammenhängenden *systems tracts* unterteilen.

  Der *lowstand systems tract* (LST) liegt direkt über einer Sequenzgrenze vom Typ 1. Er kann im Becken in die zeitlich nacheinander gebildeten *basin floor fan* (bf), *slope fan* (sf) und *lowstand wedge* (lsw) unterteilt werden. Der LST wird nach oben durch die *transgressive surface* (ts) vom *transgressive systems tract* (TST) abgetrennt, welcher aus retrogradierenden Parasequenzen besteht. Die *maximum flooding surface* (mfs) schliesst den TST nach oben ab und stellt eine *downlap-surface* (dls) für die propradierenden Klinoforme des überlagernden *highstand systems tract* (HST) dar. Der HST ist aus mehreren aggradierenden und progradierenden Parasequenzen mit progradierenden Klinoformgeometrien aufgebaut. Er wird nach oben durch eine *Sequenzgrenze* abgeschlossen.
- Gruppen von Ablagerungssequenzen, die zeitlich einer Meeresspiegelschwankung zweiter Ordnung (Perioden von 3 bis 50 Millionen Jahren, Vail et al. 1991) entsprechen, werden als *Supersequenzen* bzw. *Sequenzen zweiter Ordnung* bezeichnet.

3.2 Anwendung

Die Sequenzanalyse wurde entlang mehrere Kilometer langer Felswände vorgenommen, die quer zum generellen Streichen des ehemaligen Schelfrandes liegen. Dazu gehören die Steilwände des Mürtschenmassivs, des Neuenkamms, die Ostwand des Wiggis, die Ostwand des Vorderglärnisch, die Ostwand des Glärnischmassivs südöstlich von Glarus und die Linie Bächistock–Gassenstöcke–Pfannenstock (Oberholzer 1942).

Entlang dieser Felswände konnten anhand von Feldbeobachtungen und Fototafeln die Ablagerungsgeometrien erfasst und sequenziell interpretiert werden. Dabei wurden zunächst Sequenzgrenzen ausgeschieden. Anschliessend erfolgte, so weit als möglich, eine Gliederung der Ablagerungssequenzen in systems tracts. Die Supersequenzen zeichnen sich im Feld deutlich ab und konnten gut bestimmt werden. Problematisch war die Ausscheidung der Ablagerungssequenzen, welche nicht an allen Orten zweifelsfrei durchgeführt werden konnte. Zur Untermauerung der sequenziellen Interpretation wurden Profile detailliert aufgenommen und mikrofaziell untersucht. Somit konnte der Gesteinsinhalt einem vereinfachten Ablagerungsmodell faziell zugeordnet werden und erweiterte den Informationsgehalt zur Ablagerungsgenese.

Im südlichen, distalen und im nördlichen, proximalen Teil des Schelfs sind nur Aussagen aufgrund von Einzelprofilen möglich. Die lithostratigraphische Korrelation ist nicht immer mit Sicherheit gewährleistet. Somit bleiben die lateralen Veränderungen in diesen

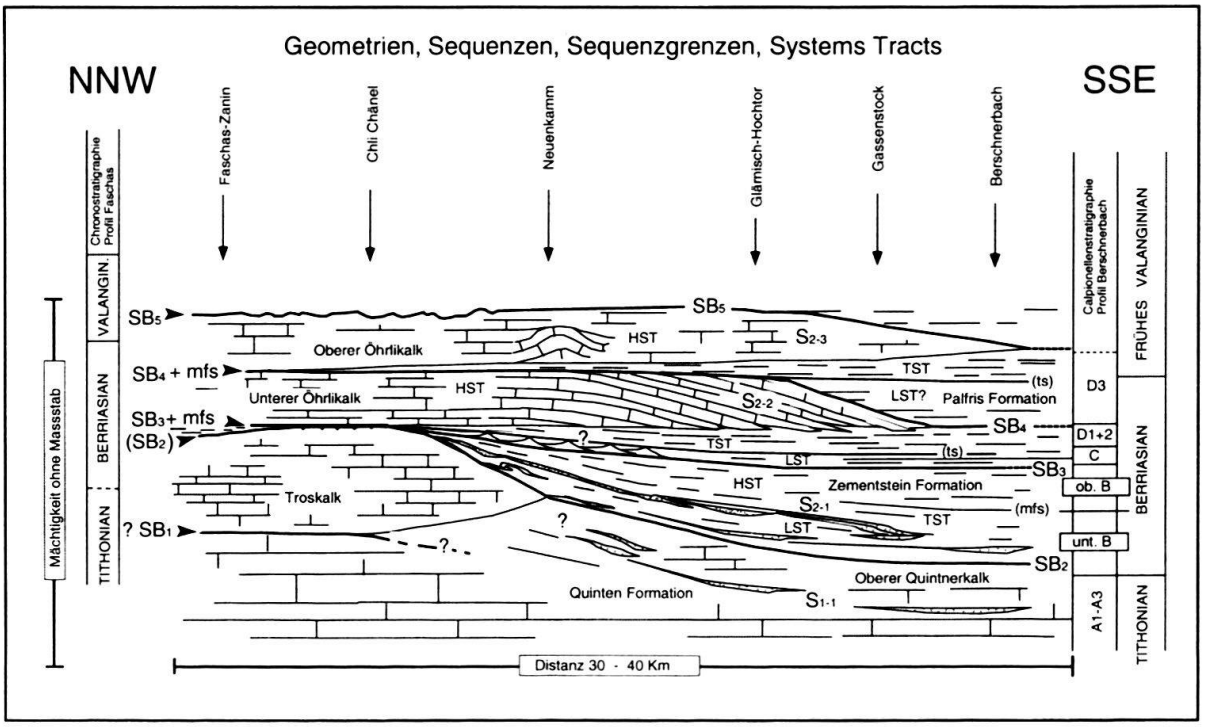


Fig. 6. Lithostratigraphie-Raum-Diagramm der Ablagerungssequenzen S1-1 bis S2-3 mit Sequenzgrenzen und systems tracts.

Fig. 6. Lithostratigraphy-space diagram of the depositional sequences S1-1 to S2-3 with sequence boundaries and systems tracts.

Gebieten weitgehend unbekannt. In den paläogeographisch südlichen Decken, die dem Becken (tiefer Aussenschelf) entsprechen, können die Ablagerungssequenzen nicht mehr direkt erkannt, sondern nur an signifikanten Wechseln im Sedimentationsmuster vermutet werden. In den nördlichen Gebieten der flachen Plattform sind die Sequenzgrenzen als Trunkationsflächen ausgebildet. Durch die postorogene Erosion sind die Ablagerungssequenzen jedoch nur unvollständig erhalten. Eine eindeutige Zuordnung der system tracts ist nur teilweise möglich.

In den folgenden Kapiteln werden die Supersequenzen, Ablagerungssequenzen und systems tracts im Detail beschrieben und interpretiert.

Die Gliederung der sedimentären Abfolge nach sequenzstratigraphischen Gesichtspunkten ist in Figur 6 in einem Lithostratigraphie-Raum-Diagramm und in Figur 7 in einem Zeit-Raum-Diagramm dargestellt.

4. Die Supersequenz SS1

Die Supersequenz SS1 besteht aus mehreren Ablagerungssequenzen, von denen nur die S1-1, welche die jüngste Ablagerungssequenz innerhalb der SS1 darstellt, detailliert untersucht wurde. Die SS1 beinhaltet aus der Quinten-Formation die beiden oberen Formationsglieder, das Mergelband und den Oberen Quintnerkalk (Heim 1916). Stratigraphisch umfasst sie den Zeitabschnitt vom späten Kimmeridgian bis zum frühen Berriasi-

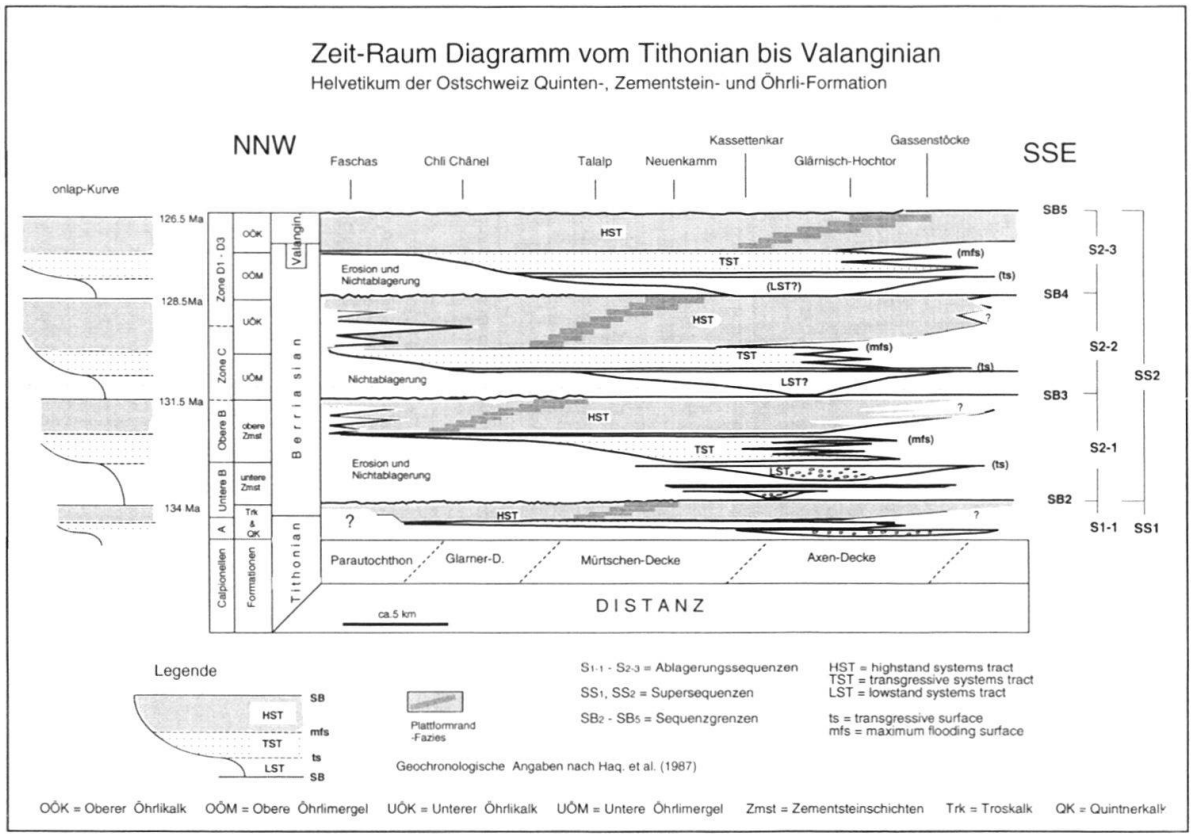


Fig. 7. Zeit-Raum-Diagramm der Ablagerungssequenzen S1-1 bis S2-3. Die Progradation der Plattform im highstand systems tract (HST) ist in allen Ablagerungssequenzen deutlich erkennbar. Die onlap-Kurve ist unvollständig dargestellt, da die nördlichen Ablagerungen der postmesozoischen Erosion zum Opfer fielen.
Fig. 7. Time-space diagram of depositional sequences S1-1 to S2-3. The platform progradation in the highstand systems tract (HST) can clearly be observed in each depositional sequence. The onlap-curve is not complete due to postmesozoic erosion in the northern area.

an, d.h. von der Pseudomutabilis- bis zur Jacobi-Zone der Ammonitenstratigraphie. An der Westwand des Mürtschenmassivs ist im unteren Drittel der Quinten-Formation eine downlap-Fläche ausgebildet, auf der die Schichten der überlagernden Einheit in Richtung Süden auskeilen (Fig. 8). Diese Fläche, an der sich ein markanter Wechsel in der Lithologie und der Ablagerungsgeometrie vollzieht, wird als die untere Sequenzgrenze SSB_1 der Supersequenz SS1 betrachtet. Die untersten 30 m dieser überlagernden Einheit bestehen aus dünnbankigen mikritischen Kalken mit dünnen, feinkörnigen detritischen Quarz führenden, mergeligen Zwischenlagen (Formationsglied des Mergelbandes). Darüber treten 150 m mittel- bis dickbankige mikritische Kalke auf, die wiederholt von Schuttströmen (debris-flows) mit Plattformmaterial unterbrochen werden. Die obersten 60 bis 80 m dieser rein karbonatischen Abfolge lassen sich durch ihre helle und massige Erscheinung vom Liegenden optisch leicht trennen und wurden als die Ablagerungssequenz S1-1 genauer untersucht (Fig. 6). Die obere Grenze der Supersequenz SS1 (SB_2) ist als Trunkationsfläche ausgebildet, auf welcher Mergel der Zementstein-Formation (Ablagerungen des LST der S2-1) in einem Onlap gegen Norden enden (Fig. 8).

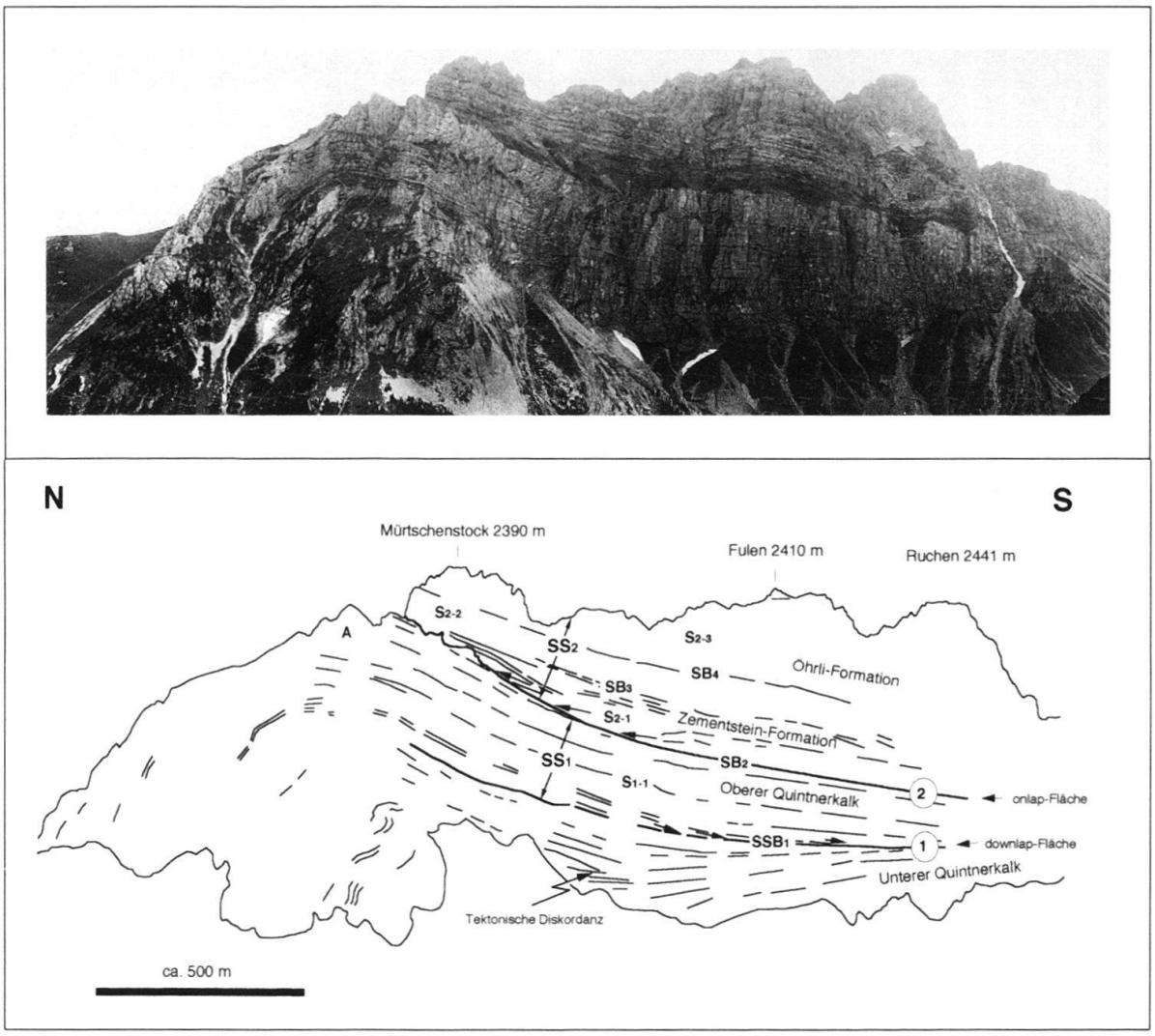


Fig. 8. Westwand des Mürtschenmassivs (Mürtschen-Decke) mit Quinten-, Zementstein- und Öhrli-Formation. Die mergeligen Kalke des Mergelbandes der Quinten-Formation enden in einer downlap-Geometrie gegen Süden auf dem Unteren Quintnerkalk. Die downlap-Fläche bildet die untere Sequenzgrenze SSB_1 der Supersequenz SS1. Die Mergel der Zementstein-Formation enden gegen N in der onlap-Fläche (Dach des Troskalkes), welche die obere Sequenzgrenze der SS1 darstellt. Die Supersequenz SS2 wird von der Zementstein- und Öhrli-Formation gebildet; sie lässt sich in die drei Ablagerungssequenzen S2-1 bis S2-3 untergliedern. Im beginnenden Berriasian lag der Plattformrand der Troskalk-Plattform etwa bei Punkt A, südlich anschliessend erstreckte sich der Plattformabhang.

Fig. 8. Western escarpment of the Mürtschen massif (Mürtschen nappe) with Quinten, Zementstein and Öhrli Formations. The marly limestones of the Mergelband Member in the Quinten Formation form a downlap in direction south on the Lower Quintnerkalk Member. The downlap surface forms the lower sequence boundary SSB_1 of supersequence SS1. The marlstones of the Zementstein Formation end towards north in an onlap surface forming the upper sequence boundary of SS1. The supersequence SS2 is formed by the Zementstein and Öhrli Formations; it can be subdivided into three depositional sequences S2-1 to S2-3. During early Berriasian the outer rim of the Troskalk platform is situated approximately at point A with the platform slope directly south.

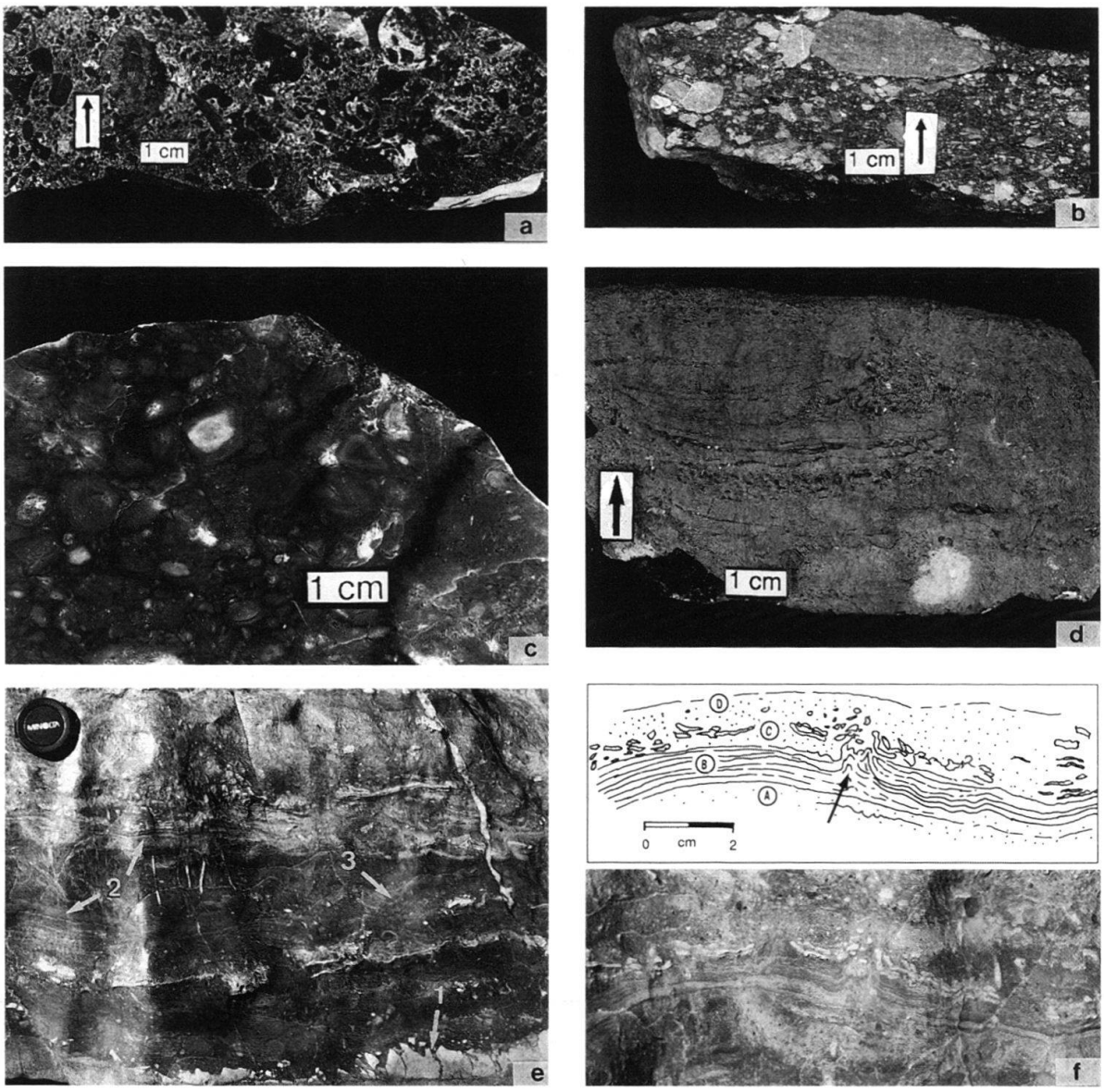


Fig. 9. a) Poliertes Handstück einer bioklastischen Schüttung im Oberen Quintnerkalk bei Lochezen (Profil Nr. 12). Schüttung von der Plattform im Highstand Systems Tract der Ablagerungssequenz S1-1.
b) Polymikte Brekzie einer Gezeitenebene im Troskalk der Glarner-Decke (Profil Nr. 8). Die Komponenten schwimmen in einer mergelig-siltigen Matrix, sind schlecht sortiert und bestehen aus verschieden gefärbten, mikritischen Kalken, Dolomiten und geschwärzten Komponenten.
c) Onkoidknollen aus dem flachen Subtidal einer Gezeitenebene im Troskalk des Infrahelvetikums (Profil Nr. 1). Interpretiert als Ablagerungen des Highstand Systems Tracts der Ablagerungssequenz S1-1.
d) Mikrobielle Matten mit birdseyes aus den Gezeitenebenen im Troskalk der Glarner-Decke (Profil Nr. 8).
e) Detailansicht von Gezeitenablagerungen der Troskalkplattform (Profil Nr. 1).
(1) Brekziierung der feinkörnigen Karbonatschlammlage im Supratidal durch Austrocknung und differentielle Schrumpfung. (2) Mikrobieller Laminit aus dem Inter- bis Supratidal. (3) Intraklasten in Ablagerungen des Supratidals.
f) Abfolge in den Gezeitenablagerungen der Troskalkplattform (Profil Nr. 1): (A) Flaches Subtidal bis Intertidal: Packstones-Wackestones mit Peloiden und Onkoiden. (B) Oberes Intertidal bis tiefes Supratidal: Algenlaminite mit aufgewölbten und aufgebrochenen Entwässerungs- und Entgasungsstrukturen (Pfeil). (C) Supratidal: Sturmlage aus dolomitischem Kalkschlamm, teilweise aufgebrochen und erodiert. (D) Flaches Subtidal bis Intertidal: Wackestones-Packstones mit Intraklasten und Onkoiden.

4.1 Ablagerungssequenz S1-1

4.1.1 Beschreibung

Die Ablagerungssequenz S1-1 repräsentiert den obersten Teil der Quinten-Formation und umfasst den oberen Teil des Oberen Quintnerkalks und den Troskalk (Fig. 6). Ihre Mächtigkeit variiert zwischen 60 m im Norden und 80 m im Süden. Die Ablagerungssequenz S1-1 ist durch den Beginn der Karbonatplattform-Entwicklung des Troskalkes im paläogeographischen Raum der Mürtschen-Decke über den pelagischen Karbonaten des Formationsgliedes des Oberen Quintnerkalks charakterisiert, wodurch eine deutliche lithologische Differenzierung zwischen der nördlichen Plattform und dem südlichen Becken erkennbar ist. Im Becken des paläogeographisch südlichen Ablagerungsraumes in der Vorarlberger Säntis-Decke und der Gonzen-Decke sind in der gesamten Ablagerungssequenz S1-1 dickbankige pelagische Karbonate ausgebildet. Es sind Kalk-Mudstones mit Calpionellen, Radiolarien, Calcisphären und Saccocomiden. Vereinzelt treten Wackestones mit Karbonatsilt auf. Im distalen Bereich des Abhanges, in der Gonzen-Decke, tritt im lowstand systems tract eine etwa 10 m mächtige Einschaltung eines submarinen Schuttstroms (debris-flow) zwischen den pelagischen Kalk-Mudstones auf (Koord. 747.040/219.725). Am proximalen Plattformhang, in der Mürtschen-Decke bei Walenstadt-Lochezen sind im highstand systems tract bioklastische Schüttungen (grainflows) mit einer Gesamtmächtigkeit von 4–8 m anzutreffen (Fig. 9a). Am westlichen Mürtschenstock sind der Plattformrand und -abhang aufgeschlossen (Fig. 8). Es ist kein deutliches Relief ausgebildet, jedoch macht sich eine eindeutige Faziesveränderung bemerkbar. Im nördlichen Mürtschenmassiv sind Gesteine der Plattform, im südlichen solche des tiefen Aussenschelfs anzutreffen. In diesem Gebiet sind am Plattformabhang nur wenige Anzeichen für Resedimentation zu erkennen. Das schwache Relief der Troskalk-Plattform (Ablagerungssequenz S1-1) kann am Mürtschenstock beobachtet werden, wo die Mergel des LST der überlagernden Ablagerungssequenz S2-1 in einer Onlap-Geometrie auf der Sequenzgrenze SB_2 enden (Fig. 8).

Auf der äusseren Plattform treten in der gesamten Ablagerungssequenz S1-1 stabilisierend wirkende, gerüstbildende Organismen wie Korallen und Schwämme in Fleckenriffen (patch reefs) auf; echte Saumriffe können nicht festgestellt werden. Die innere

---

Fig. 9. a) Polished specimen of a bioclastic resediment in the Upper Quintnerkalk Member at Lochezen (section 12). Detritus from the platform in the HST of depositional sequence S1-1.
b) Polymictic tidal flat breccia in the Troskalk Member of the Glarus nappe (section 8). Badly sorted components of micritic limestones of various colours, dolomites and black pebbles are observed in a marly-silty matrix.
c) Oncoids from the shallow subtidal area neighbouring the tidal flats of the Troskalk Member in the Infrahelvetic area (section 1), interpreted as highstand deposits of depositional sequence S1-1.
d) Microbial mats with birdseyes from the tidal flat of the Troskalk Member of the Glarus nappe (section 8).
e) Details from the tidal flat deposits of the Troskalk platform (section 1): 1) layer of micritic lime-mudstone in the supratidal environment brecciated by drying and differential shrinking. 2) microbial laminite from the inter- to supratidal environment. 3) intraclasts in the supratidal environment.
f) Succession from the tidal deposits of the Troskalk platform (section 1): A) shallow subtidal to intertidal: packstones and wackestones with peloids and oncoids. B) upper intertidal to lower supratidal: algal laminites with updomed and broken dewatering and degassing structures (arrow). C) supratidal storm deposit of dolomitic lime-mudstones, partly broken and eroded. D) shallow subtidal to intertidal: wackestones and packstones with intraclasts and oncoids.

Tab. 1. Verzeichnis der im Text erwähnten Profile
(Name, tektonische Einheit, Höhe, Koordinaten)
(Mo): Abbildung in Mohr (1992b); (Bu): Abbildung in Burger (1985); (Di): Abbildung in Diegel (1973); (Sch): Abbildung in Schindler (1959); (He): Arn. Heim (1916)

1. Faschas-Zanin, Cavorgia-Schuppe, Parautochthon, Höhe 2125 m, Koord. 721.690/188.850, (Mo)
2. Mörtel, Parautochthon, Höhe 2275 m, Koord. 720.960/190.320, (Mo)
3. Klausenpass, Griesstock-Decke, Parautochthon, Höhe 1840 m, Koord. 706.300/191.575, (Mo)
4. Gassenstöcke, Axen-Decke, Höhe 2350 m, Koord. 714.870/203.865, (Mo)
5. Guppen-Heuberge, Axen-Decke, Höhe 2065 m, Koord. 720.855/206.890, (Mo)
6. Erixmatt, Axen-Decke, Höhe 2085 m, Koord. 713.375/200.625, (He)
7. Glärnisch-Hochtor, Axen-Decke, Höhe 1915 m, Koord. 721.425/208.350, (Mo, Sch)
8. Chli Chänel, Glarner-Decke, Höhe 1770 m, Koord. 728.600/213.940, (Mo, Bu)

9a. Mulleren-Neuenkamm, Mürtschen-Decke, Höhe 1455 m, Koord. 727.335/216.325, (Bu)
9b. Leiststock-Neuenkamm, Mürtschen-Decke, Höhe 1590 m, Koord. 727.960/216.050, (Mo)

10. Mürtschenstock, Mürtschen-Decke, Höhe 2200 m, Koord. 729.675/216.310, (He)
11. Sallern/Standenhorn, Mürtschen-Decke, Höhe 425 m, Koord. 729.230/220.630, 1134, (Mo)
12. Lochezen, Mürtschen-Decke, Höhe 520 m, Koord. 740.000/221.510, (Mo)
13. Berschnerbach, Sennis-Schuppe, Axen-Gonzen-Decke, Höhe 1320 m, Koord. 747.175/219.775, (Mo, Di)
14. Strahlrüfi, Strahlegg-Schuppe, Axen-Gonzen-Decke, Höhe 1560 m, Koord. 747.800/217.950, (Di)
15. Fläscherberg, Mozentobel, Fläscherberg-Schuppe, Höhe 610 m, Koord. 755.650/212.270

Plattform wurde trotzdem durch diese «Barriere» so geschützt, dass vermehrt Packstones der Plattformfazies zur Ablagerung kamen. Die Komponenten bestehen aus Milioliden, Trocholinen, Clypeinen, Bivalven, Gastropoden, Echinodermen und Peloiden.

Im highstand systems tract der Ablagerungssequenz S1-1 entstanden weite Gezeitenebenen vom paläogeographischen Raum der Glarner-Decke bis zum Infrahelvetikum (Fig. 2). Es handelt sich hierbei um den obersten Bereich des Troskalkes, der mit Gezeitenablagerungen und Aufarbeitungshorizonten in einer Verflachung zum Jüngeren endet. In der Glarner-Decke (Tab. 1, Profil Nr. 8) ist das Subtidal durch im niedrigenergetischen Bereich abgelagerte, häufig stark bioturbierte Wackestones und Packstones gekennzeichnet, welche vorwiegend Milioliden und Ostracoden führen. Die intertidalen Ablagerungen treten im mikrofaziellen Bereich als Wacke- und Packstones mit birdseyes auf. Die mikrobiellen Matten, welche im Sediment als Laminationen mit domartigen Aufwölbungen anzutreffen sind, werden demselben Milieu zugeordnet (Fig. 9d). Zusätzlich treten mikritische Karbonatbänke auf, die eine endemische Fauna aus Gastropoden führen. Zwischengeschaltete Brekzienhorizonte deuten auf Aufarbeitung und Erosion, Prozesse, die vermutlich auf Emersionsphasen oder Sturmereignisse in den Gezeitenebenen zurückzuführen sind (Fig. 9b).

Im Infrahelvetikum (Profil Nr. 1) bestehen die Gezeitenablagerungen aus einem Wechsel von bioklastischen Packstones mit zahlreichen Nerineen und grossen Muscheln (u.a. Diceraten), bis zu 10 cm mächtigen Onkoidlagen (Fig. 9c) und 10–20 cm mächtigen peloidalen Karbonatsandlagen. Im obersten Bereich treten wiederholt Algenlaminite auf, die nach oben von dünnen Karbonatlagen (mud drapes) abgeschlossen werden. Diese wenige Millimeter bis Zentimeter mächtigen, dolomitischen und sehr feinkörnigen Karbonatschichten sind grösstenteils aufgebrochen und aufgearbeitet (Fig. 9e, 9f). Es treten Wackestones und Packstones mit geschwärzten Komponenten (black pebbles) und Intraklasten auf; ausserdem sind birdseyes in diesem Bereich häufig anzutreffen. Die Abfolgen wiederholen sich, und es kann eine gewisse Rhythmizität festgestellt werden. We-

nige Zentimeter mächtige, rötliche, siltige, ankeritische und zurückwitternde Emersionshorizonte unterbrechen wiederholt die Abfolge der Gezeitenablagerungen.

4.1.2 Diskussion und Interpretation

Die Ablagerungssequenz S1-1 ist durch Resedimentbänke im oberen lowstand systems tract im Becken der Gonzen-Decke charakterisiert. Es sind Ablagerungen von submarinen Schuttströmen (debris-flows und grain-flows), welche hauptsächlich aus mikritischen Lithoklasten bestehen und auf Erosion am Plattformabhang deuten. In der Mürtschen-Decke bei Walenstadt-Lochezen (Profil Nr. 12) lagerten sich im highstand systems tract grobklastische biogene Schüttungen in einem slope fan ab (Fig. 9a) («highstand shedding» *sensu* Schlager et al. 1994). Im Becken der Gonzen-Decke sind diese Schüttungen nicht mehr anzutreffen. Nördlich der südlichen Mürtschen-Decke entwickelte sich im Laufe der Ablagerungssequenz S1-1 die flache Karbonatplattform des Troskalkes. Es wird vermutet und durch Calpionellen-Datierungen örtlich belegt, dass beim Meeresspiegeltiefstand im LST die Plattform sich sprunghaft vom Infrahelvetikum, wo sie vermutlich schon seit dem frühen Tithonian (unterer Teil des Oberen Quintnerkalks) existierte, zum Raum der mittleren Mürtschen-Decke beckenwärts verlagerte (Fig. 2). Der Zeitpunkt der initialen Plattformbildung innerhalb der Mürtschen-Decke liegt in der Crassicollaria-Zone (Zone A). Beim folgenden Meeresspiegelanstieg konnte das vertikale Plattform-Wachstum der Subsidenz standhalten.

Die Ablagerungen der Gezeitenebenen des HST im Infrahelvetikum weisen eine gewisse Rhythmizität auf, die vermutlich auf hochfrequente Meeresspiegelschwankungen zurückzuführen ist. Durch den relativen Meeresspiegelabfall am Ende des HST der Ablagerungssequenz S1-1 fand die Plattformentwicklung durch Emersion im nördlichen Ablagerungsraum und durch Veränderungen im Muster der detritischen Sedimentzufuhr im mittleren und südlichen Ablagerungsraum ihr Ende.

In der Calpionellenstratigraphie umspannt die Ablagerungssequenz S1-1 den Zeitraum vom jüngeren Teil der Zone A bis zum älteren Teil der Unteren Zone B. Vergleiche mit der Meeresspiegelkurve von Haq et al. (1987) zeigen, dass die Ablagerungssequenz S1-1 mit dem Zyklus ZB-1.3 der 3. Ordnung biostratigraphisch nahezu korreliert (Fig. 10). Die untere Sequenzgrenze SB_1 liegt im Helvetikum geringfügig unterhalb der SB 135 Ma der «Haq-Kurve». Die obere Sequenzgrenze SB_2, die mittels Calpionellen sehr genau datiert werden konnte (Diegel 1973, Mohr 1992a), ist biostratigraphisch mit der SB 134 Ma zeitgleich. Aufgrund einer gewissen Unsicherheit der stratigraphischen Stellung der Sequenzgrenze SB Ti 6 (Jan du Chêne et al. 1993) kann eine Korrelation unserer SB_2 mit der Sequenzgrenze Ti 6 im Vocontischen Trog nur mit Vorbehalt durchgeführt werden.

5. Die Supersequenz SS2

Die Supersequenz SS2 wird von den drei Ablagerungssequenzen S2-1, S2-2 und S2-3 aufgebaut. Sie umfasst im Becken die Zementstein- und Palfris-Formation, am Plattformabhang und auf der Plattform die Zementstein- und Öhrli-Formation (Fig. 6). Sie weist im Becken eine Mächtigkeit von 200 bis 300 m, am Plattformabhang von mehr als 400 m und auf der Plattform von 70 bis 170 m auf.

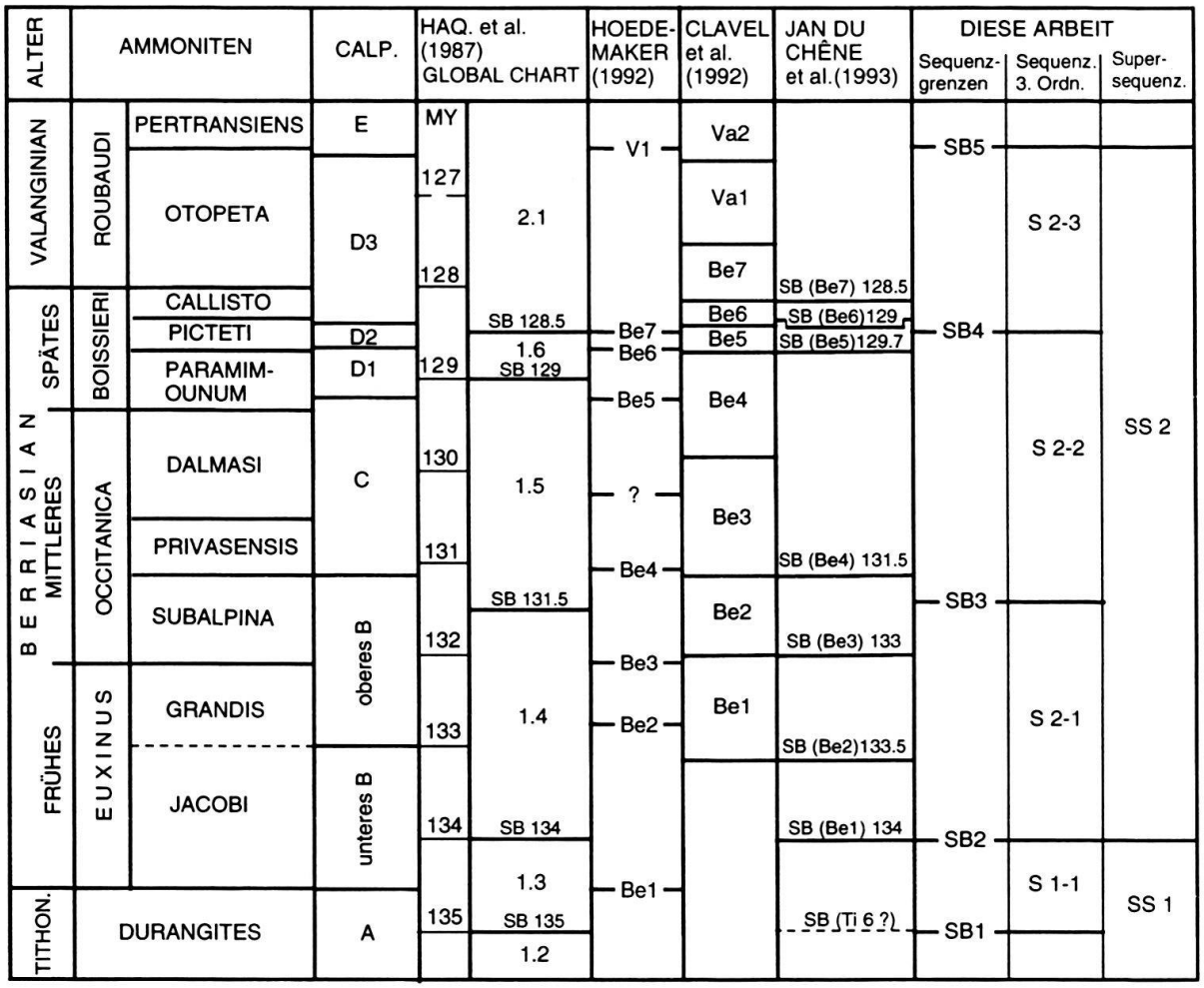


Fig. 10. Stratigraphische Korrelation der Ablagerungssequenzen des helvetischen Schelfs aus dieser Arbeit mit Ablagerungssequenzen der pelagischen Abfolge vom Rio Argos, Caravaca, SE-Spanien (Hoedemaker 1992), des Vocontischen Troges, SE-Frankreich (Clavel et al. 1992 & Jan du Chêne et al. 1993) und der «Global Chart» (Haq et al. 1987).

Fig. 10. Stratigraphic correlation of the depositional sequences of the Helvetic shelf in this paper with depositional sequences of the Rio Argos, Caravaca, SE Spain (Hoedemaker 1992), the Vocontian trough, SE France (Clavel et al. 1992; Jan du Chêne et al. 1993) and the "global chart" (Haq et al. 1987).

Biostratigraphisch umfasst die SS2 die Subzonen Jacobi-Grandis bis Otopeta. In der Calpionellenstratigraphie enthält sie einen Grossteil der Zone B sowie die Zonen C und D (Mohr 1992a). Dies entspricht dem Zeitabschnitt vom frühen Berriasian bis zum frühen Frühvalanginian (Fig. 10).

5.1 Ablagerungssequenz S2-1

5.1.1 Beschreibung

Die Ablagerungssequenz S2-1 umfasst die Zementstein-Formation. Ihre untere Sequenzgrenze SB_2 stellt gleichzeitig die untere Sequenzgrenze der Supersequenz SS2 dar und ist eine Sequenzgrenze vom Typ 1 nach Vail et al. (1977, 1991). Sie ist im Feld leicht zu er-

kennen, da sie mit der Grenze von Quinten- und Zementstein-Formation zusammenfällt (Fig. 6 und 8). Sie hebt sich durch das abrupte Einsetzen von Mergeln im mittleren und südlichen Ablagerungsraum deutlich ab. In den Beckenprofilen, im Gebiet der Gonzen- und südlichen Axen-Decke, war die Sedimentation nach biostratigraphischen Untersuchungen an Calpionellen, über die Grenze hinweg kontinuierlich (Diegel 1973, Mohr 1992a); dabei sind weder Hinweise auf Kondensation noch Omission vorhanden, vielmehr sind in den ersten Metern über der Grenze Ammoniten der Gattung *Pseudosubplanites* gehäuft anzutreffen (Fig. 4b). Am Plattform-Abhang der nördlichen Axen- und südlichen Mürtschen-Decke ist an der Sequenzgrenze SB_2 eine leichte Trunkation zu erkennen, dabei treten an der eisenschüssigen Grenzfläche gehäuft Ammoniten, Belemniten, Echinodermen, Gastropoden und Bivalven auf; hier liegen die oben erwähnten Ammoniten in einem Horizont direkt auf der Trunkationsfläche. Auf der Plattform des Troskalkes der nördlichen Mürtschen-Decke ist eine deutliche Erosion und Aufarbeitung an der Sequenzgrenze SB_2 feststellbar. Durch Emersion hat ein Sedimentationsunterbruch stattgefunden. Zeitweilig entstanden abgeschlossene Plattform-Bereiche, in denen sich brackische bis lakustrische Verhältnisse einstellten. Auch in der weiter nördlich gelegenen Glarner-Decke können an dieser Sequenzgrenze zwischen Troskalk und Zementsteinschichten Erosions- und Aufarbeitungs-Erscheinungen beobachtet werden.

Noch weiter nördlich, im Infrahelvetikum der Griesstock-Decke am Klausenpass (Profil Nr. 3), ist die Sequenzgrenze SB_2 durch das abrupte Ende einer Plattformsedimentation mit Korallenriffen im unterliegenden Troskalk und das Einsetzen eines brackisch-lakustrinen Intervalls mit Charophyten in der Zementstein-Formation angezeigt.

Die obere Sequenzgrenze SB_3 ist in den proximalen nördlichen Bereichen der inneren Plattform als Trunkationsfläche, als verfestigter Horizont (firmground) oder als dolomitischer und eisenschüssiger Omissions- und Aufarbeitungshorizont ausgebildet. In der Mürtschen-Decke ist sie durch eine schwache Trunkation an der Ostwand des Neuenkamms zu erkennen, stellt eine downlap-Fläche dar und trennt die Oberen Zementsteinschichten vom Unteren Öhrlikalk (Fig. 11). In den distalen Bereichen der Gonzen-Decke markiert sie die Grenze zwischen gebündelten Kalk-Mergel-Wechsellagerungen der Zementstein-Formation im Liegenden und siltigen Mergeln der Palfris-Formation im Hangenden.

Der LST ist in Form der Unteren Zementsteinschichten im Becken- und Plattformabhang des mittleren und südlichen Ablagerungsraumes gut ausgebildet, hingegen ist er auf der Plattform infolge von Erosion oder Nichtablagerung während einer Emersionsphase nicht vorhanden (Fig. 7). Am unteren Abhang treten kanalisierte Ablagerungen auf, die als Schüttungen des slope fan interpretiert werden. Darüber tritt eine mächtige Sedimentakkumulation aus kanalisierten und verslumpten Schüttungen mit Plattformmaterial des progradierenden lowstand wedge auf (Fig. 12, 13). Die Schüttung erfolgte über Schutt- und Schlammströme und submarine Rutschungen. Im lowstand wedge finden sich cut-and-fill Strukturen wie sie von Jaquin et al. (1991) aus dem Vercors und von Davies (1977) aus dem Sverdrup Basin beschrieben wurden. Am Glärnisch (Profil Nr. 8) erreichen die Schüttungen insgesamt eine Mächtigkeit von bis zu 75 m. Die Kanäle schneiden mit einem Winkel von maximal 20° in die Hintergrundsedimente ein. Die foresets der Kanalfüllungen lassen eine Migration der Kanalachsen erkennen (Fig. 14a). Neben

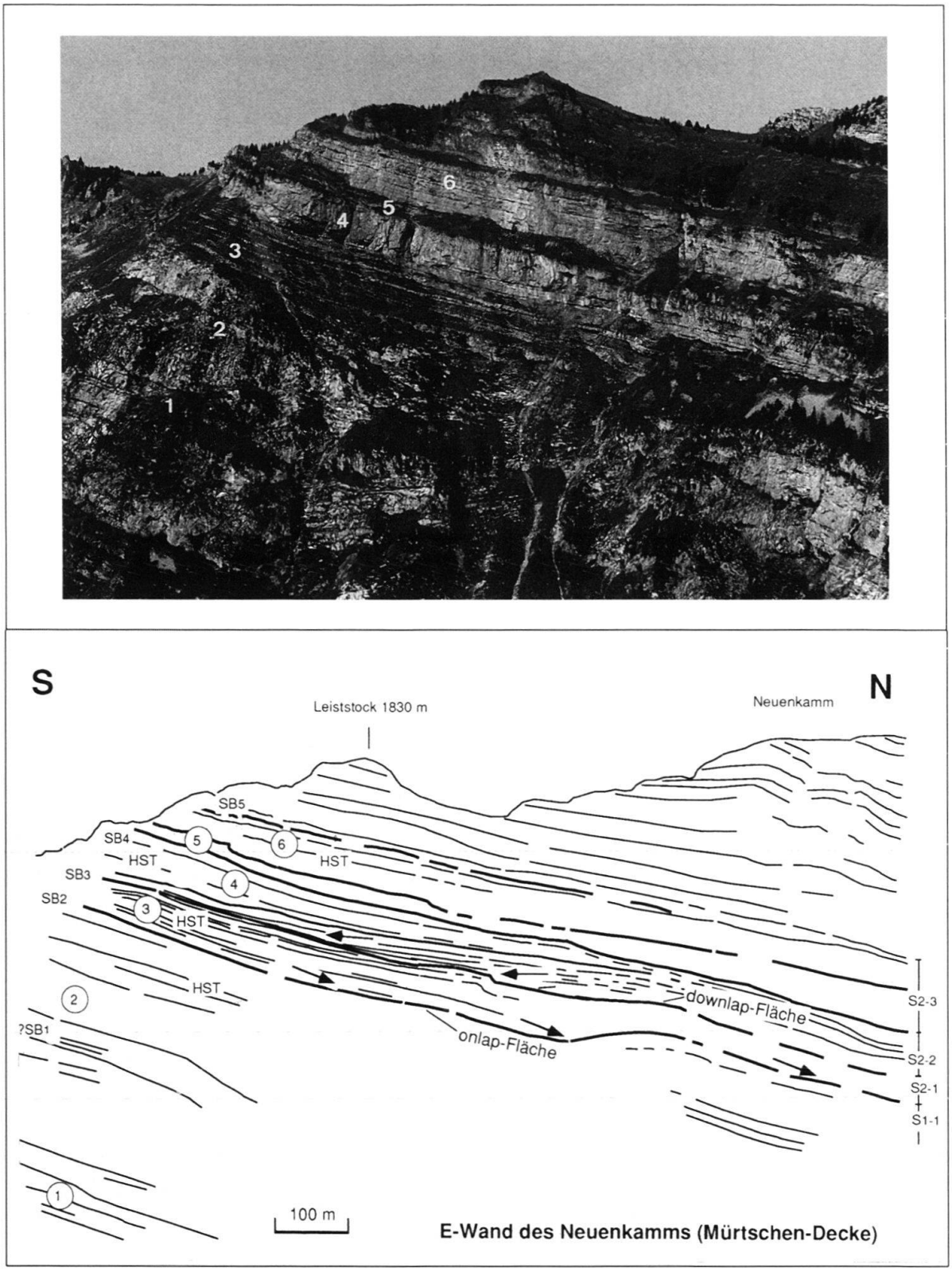


Fig. 11. Ostwand des Neuenkamms (nördlicher Ablagerungsraum): (1) Oberer Quintnerkalk, (2) Troskalk, (3) Zementstein-Formation, (4) Unterer Öhrlikalk, (5) Obere Öhrlimergel, (6) Oberer Öhrlikalk. Die Mergel der Zementstein-Formation enden in einer onlap-Geometrie gegen N auf dem Troskalk. Der Untere Öhrlikalk endet in einem downlap gegen S auf einer Trunkationsfläche (SB3), der Formationsgrenze zwischen Zementsteinschichten und Öhrlikalk.

den kanalisierten Schüttungen liegen flächige overbank deposits aus feinerem Material. Ablagerungen mit onlap-Geometrien auf die erosiven Oberflächen sind in diesem Teil des slope fan häufig ausgebildet. Die Schüttungen bestehen aus litho- und bioklastenführenden Packstones und Grainstones, deren Komponenten von der im Norden gelegenen älteren Plattform des Troskalkes erodiert wurden. Die Korngrössen variieren zwischen 0.2 und 2 mm, es treten jedoch auch Lagen mit Bioklasten mit Durchmessern von bis zu 2 cm auf (Muscheln, Echinodermen, Korallen-, Schwamm- und Bryozoenfragmente). Die kleineren Komponenten bestehen häufig aus gerundeten Lithoklasten, Milioliden, Textularien, Gastropoden, Einfach- und Mehrfachooiden, Peloiden und bioklastischen Bruchstücken (Fig. 14b). Teilweise können neben diesen Plattformkomponenten Spongiennadeln und Calpionellen auftreten. Die Bankunterseiten der Schüttungen zeigen eine reichhaltige Ichnofauna *(Thalassinoides)*.

Im Becken treten Schüttungen auf, die sich von denen des Abhanges durch ihre weite regionale Verbreitung, ihre Komponenten und ihre geringe Mächtigkeit von 2 bis 4 m unterscheiden (Fig. 14c). Es sind mittel- bis grobsandige Calciturbidite, deren Komponenten überwiegend aus Bioklasten bestehen und Korngrössen von 0.2 bis 2 mm aufweisen. Eine Gradierung ist in den Calciturbiditen nur selten feststellbar. Bouma-Abfolgen sind wegen der Dichteunterschiede und dem unterschiedlichen hydrodynamischen Verhalten der einzelnen Skelettfragmente nicht ausgebildet. Die Bänke mit geschüttetem Plattformmaterial («Gassenkalk» *sensu* R. Hantke in: Schindler 1959) weisen scharfe Ober- und Untergrenzen auf und heben sich deutlich von den tonigen Hintergrundsedimenten ab.

Wie bereits oben erwähnt, ist auf der Plattform des nördlichen Ablagerungsraumes der LST nicht ausgebildet, das äquivalente Zeitintervall liegt in den Aufarbeitungs-, den Emersions- und Erosionshorizonten sowie den Horizonten mit Brekzienbildungen (Fig. 15).

Der transgressive systems tract der Ablagerungssequenz S2-1 ist vermutlich in allen Ablagerungsräumen, d.h. sowohl im Becken als auch auf der Plattform ausgebildet. Ein deutlicher Kondensationshorizont, welcher eine maximum flooding surface klar festlegen würde, konnte nicht gefunden werden, weshalb in der S2-1 eine Unterscheidung zwischen dem TST und dem HST nicht mit Gewissheit möglich war (Fig. 12). Auf dem der Plattform vorgelagerten tiefen Aussenschelf («Becken») sind im TST und HST kontinuierliche Kalk-Mergel Wechsellagerungen anzutreffen. Es sind keine Anzeichen für Resedimentation zu erkennen. Die Gesteine bestehen aus Wackestones und seltener aus Packstones oder Kalk-Mudstones. Die Komponenten setzen sich aus Calpionellen, Spiculae, kleinen agglutinierenden Foraminiferen und Peloiden zusammen und liegen mit Korngrössen von normalerweise 0.05 bis 0.25 mm im Bereich der Silt- bis Feinsandfraktion. Im TST kann im Becken und am Plattformabhang eine Steigerung des organischen

---

Fig. 11. Eastern escarpment of the Neuenkamm (northern realm): 1) Upper Quintnerkalk Member, 2) Troskalk Member, 3) Zementstein Formation, 4) Lower Öhrlikalk Member, 5) Upper Öhrlimergel Member, 6) Upper Öhrlikalk Member. The marlstones of the Zementstein Formation end towards north onlapping the limestones of the Troskalk Member. The Lower Öhrlikalk Member ends towards south downlapping on the truncation surface of SB 3, the boundary between the Zementstein and the Öhrli Formations.

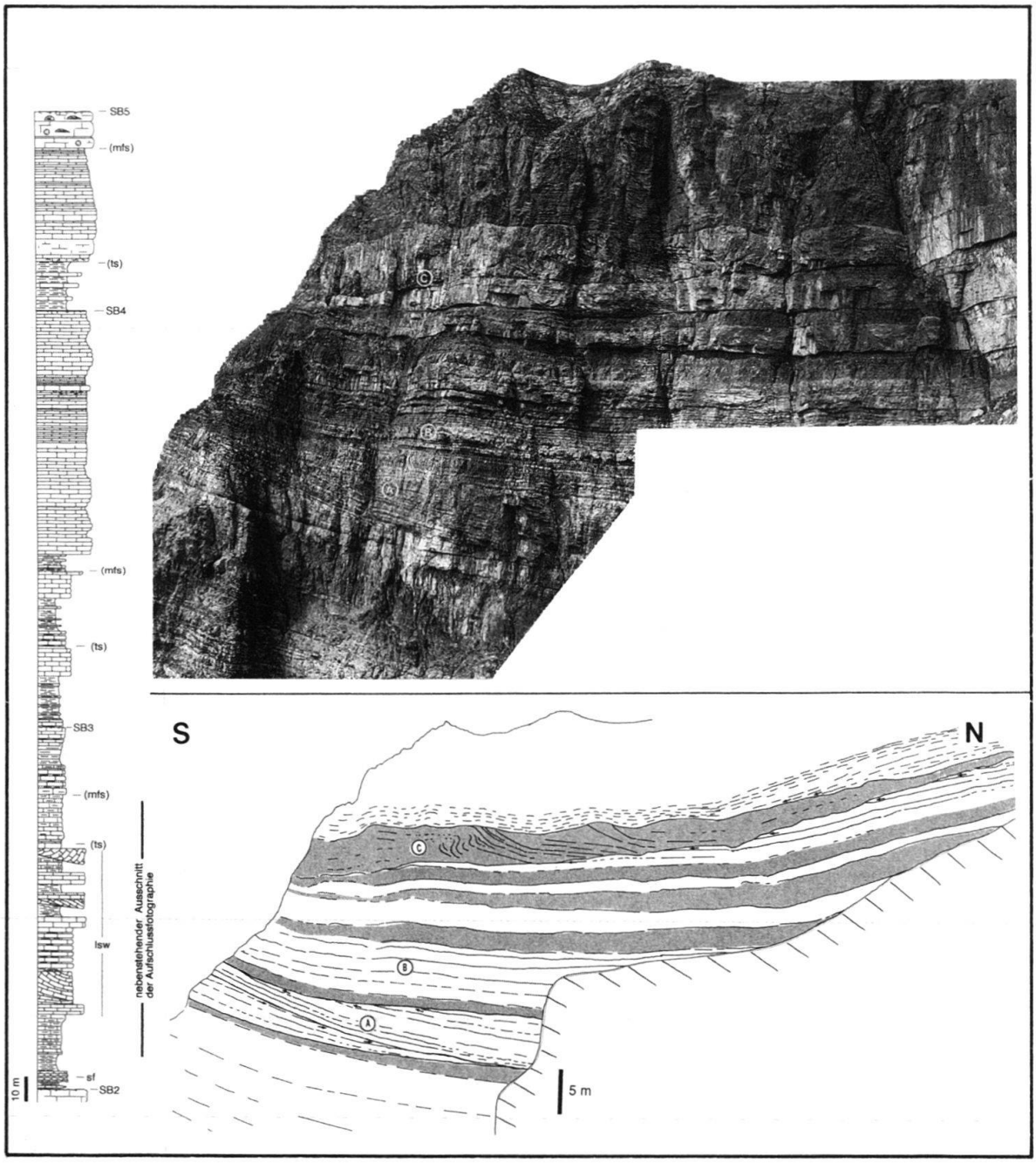


Fig. 12. Lowstand systems tract der Ablagerungssequenz S2-1 mit slope fan (sf) und lowstand wedge (lsw); Untere Zementsteinschichten, Profil Nr. 7, Glärnisch-Hochtor. (A) cut-and-fill-Strukturen in den kanalisierten Schüttungen mit Trunkation im Dach; (B) dünnbankige overbank deposits mit breiter horizontaler Ausdehnung und feinkörniger Zusammensetzung; (C) submarine Rutschungen in mudflow-Ablagerungen.

Fig. 12. Lowstand systems tract of depositional sequence S2-1 with slope fan and lowstand wedge; Lower Zementstein Member (section 7, Glärnisch-Hochtor), A) cut-and-fill-structures in the channelized resediments with truncation on top, B) thin fine grained layers of overbank deposits with wide horizontal distribution, C) submarine slides in mudflow deposits.

Kohlenstoffgehalts im Sediment von 0.2–0.5% auf Werte von 1.6% [TOC] festgestellt werden. Es kann zwar nicht von *«black shales des TST»* gesprochen werden, doch ist die deutliche Erhöhung als Indiz für den TST zu werten (Bréhéret & Delamette 1988; Wignall & Maynard 1993). Die gesamte Ablagerungssequenz S2-1 weist einen erhöhten und an der transgressive surface sprunghaft zunehmenden Anteil an detritischen Tonmineralen auf. Der fazielle Unterschied zwischen den distalen und proximalen Bereichen ist im HST sehr gering, indem lediglich eine leichte Abnahme der Anzahl und Grösse der detritischen Komponenten in distaler Richtung festzustellen ist.

Auf der Plattform, die nach Norden bis in den Raum der Glarner-Decke zurückgewichen ist, stellt sich über den Aufarbeitungshorizonten des LST keine Sedimentation einer reinen Karbonatplattform ein, sondern eine tonreiche Flachwassersedimentation mit Peloiden, Milioliden, Gastropoden und Kalkalgen. Daneben treten brackische oder lakustrine Ablagerungen mit Charophyten auf (Brückner & Pia 1935).

Die Ablagerungssequenz S2-1 lässt sich mit Calpionellen gut datieren (Diegel 1973, Mohr 1992a). Die untere Sequenzgrenze SB_2 liegt in der Unteren Calpionellenzone B.

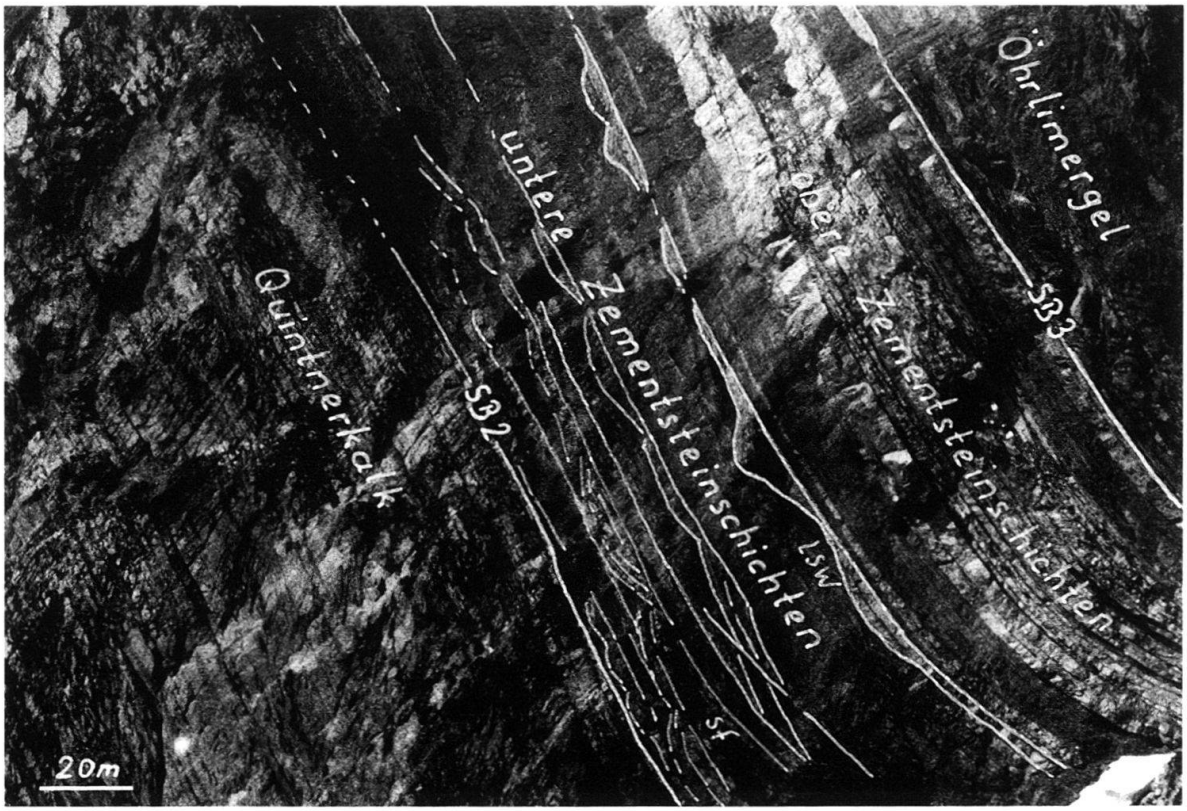


Fig. 13. Slope fan und distaler lowstand wedge der Ablagerungssequenz S2-1 als kanalisierte Schüttungen ausgebildet; Untere Zementsteinschichten an der Glärnisch-Ostwand. Der TST hebt sich aufgrund seiner mergeligen Ausbildung deutlich ab. Der HST ist kalkig ausgebildet und besteht aus einer gebankten Abfolge mit viel aufgearbeitetem Plattformmaterial (highstand shedding).

Fig. 13. Slope fan and distal lowstand wedge of depositional sequence S2-1 in channelized resediments. Lower Zementstein Member at eastern escarpment of the Glärnisch massif. The TST is clearly visible as marly layers. The HST consists of well bedded limestones with abound reworked platform material (highstand shedding).

Der LST umfasst den mittleren bis oberen Teil der Unteren Zone B. Der TST und HST beinhalten die Obere Zone B. In der Ammonitenstratigraphie entspricht die Zeitspanne des LST der jüngeren Hälfte der Jacobi-Subzone und die Zeitspanne des TST und des HST der Grandis-Subzone und dem älteren Teil der Subalpina-Subzone (Fig. 10).

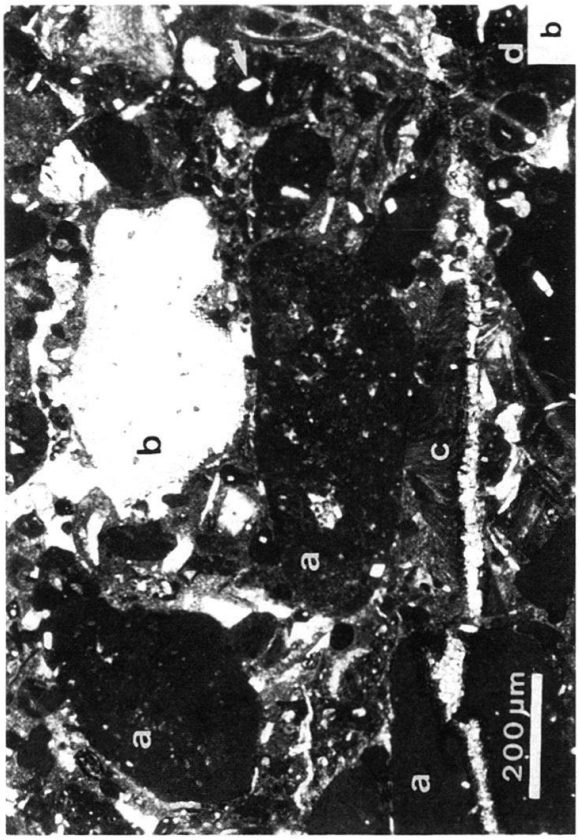
5.1.2 Diskussion und Interpretation

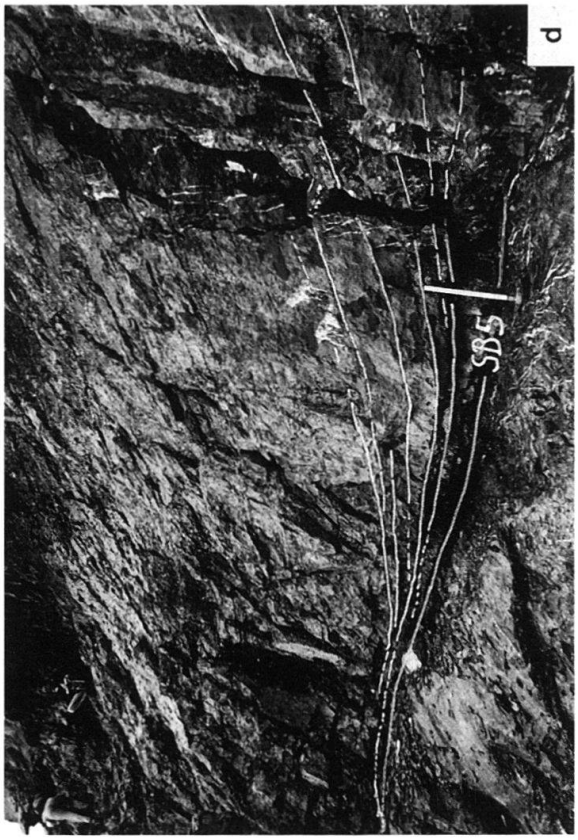
Die Sequenzgrenze SB134 Ma in Haq et al. (1987) korreliert biostratigraphisch mit der Sequenzgrenze SB_2 und die SB131.5 Ma mit der Sequenzgrenze SB_3 (Fig. 10). Somit ist die Ablagerungssequenz S2-1 mit dem Zyklus ZB-1.4 der 3. Ordnung von Haq et al. (1987) zeitgleich. Détraz & Mojon (1989) konnten nachweisen, dass die Plattform im Juragebirge während der gesamten Unteren Calpionellenzone B aufgetaucht war und erst in der Oberen Zone B geflutet wurde. Dieses Zeitintervall entspricht weitgehend dem LST der Ablagerungssequenz S2-1, weshalb auf einen direkten Zusammenhang zwischen den relativen Meeresspiegelschwankungen der Ablagerungssequenz S2-1 und den Beobachtungen im Jura geschlossen werden kann. In benachbarten Ablagerungsräumen der Tethys (SE-Spanien und SE-Frankreich) wurden innerhalb der biostratigraphischen Zeitspanne der Sequenz S2-1 weitere Sequenzen ausgeschieden (Clavel et al. 1992, Hoedemaker 1992, Jan du Chêne et al. 1993). Die Ablagerungssequenz Be2 in Jan du Chêne et al. (1993) (entspricht Be1 in Clavel et al. 1992) korreliert biostratigraphisch mit dem klar definierten LST der Ablagerungssequenz S2-1. Wir vermuten deshalb, dass es sich bei dieser Be2 um eine Ablagerungssequenz höherer Ordnung handelt, die bereits zu den längeren Milankovitch Zyklen gerechnet werden kann (400 000 y).

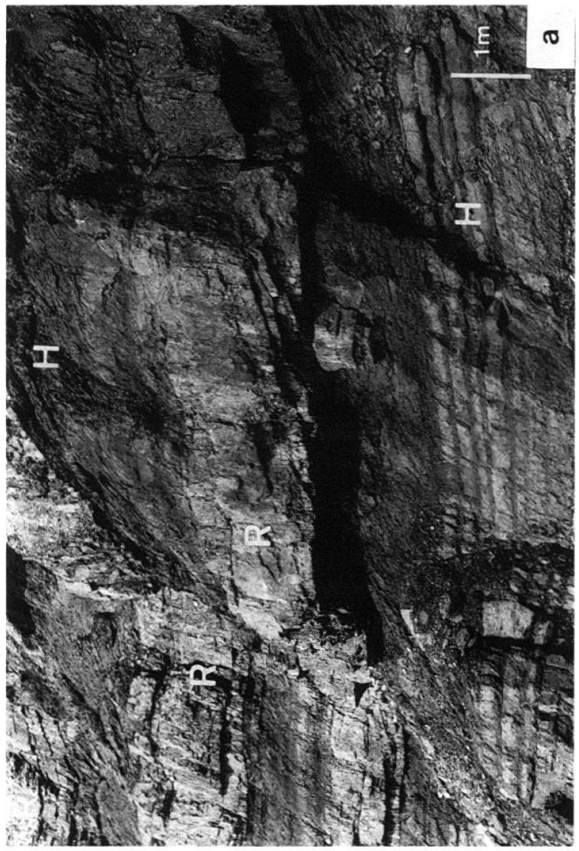
Die Trunkationsflächen auf der Plattform und am oberen Plattformabhang lassen die Sequenzgrenzen SB_2 und SB_3 sicher erkennen (Fig. 15). Im Gegensatz zur weiter unten beschriebenen SB_5, die deutliche Spuren von Verkarstung aufweist, können weder an der SB_2 noch an der SB_3 solche Phänomene festgestellt werden. Ablagerungen des LST sind

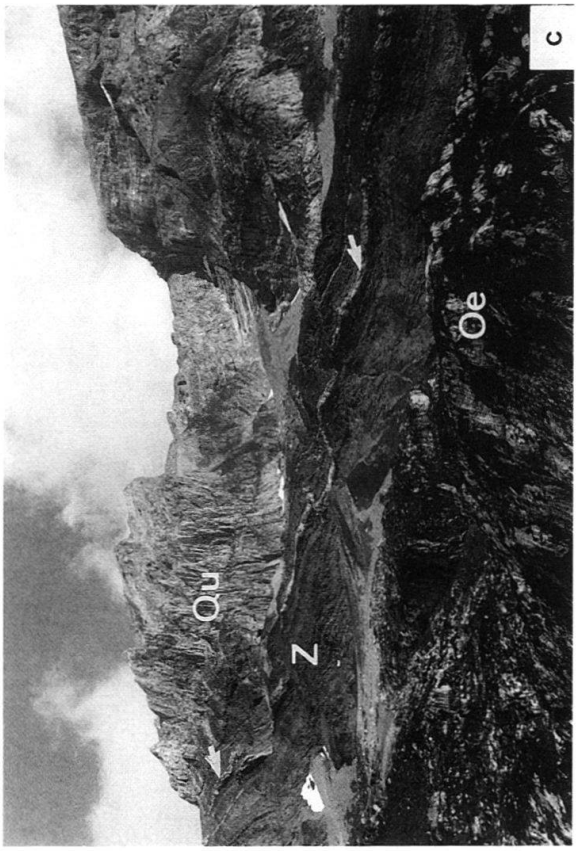
---

Fig. 14. a) Detailansicht von kanalisierten Schüttungen im lsw der Ablagerungssequenz S2-1; Untere Zementsteinschichten, Profil Nr. 7. Die Resedimente (R) liegen in Erosionsrinnen in den hemipelagischen Hintergrundsedimenten (H) des tiefen Aussenschelfs.
b) Dünnschliff einer resedimentierten Lage in den Unteren Zementsteinschichten von Fig. 14a. (a) gerundete Lithoklasten mit Calpionellen, (b) Echinodermen-Fragment, (c) Fragmente einer Muschelschale, (d) Peloid.
c) Turbidite eines basin floor fan (Pfeile) im LST der Ablagerungssequenz S2-1, «Gassenkalk» in den Unteren Zementsteinschichten, Profil Nr. 4; QU = Quinten-Formation, Z = Zementstein-Formation, Oe = Öhrli-Formation.
d) Sequenzgrenze SB5 auf der Plattform, Profil Nr. 2, Infrahelvetikum. Die Sequenzgrenze ist als scharfe Trunkationsfläche ausgebildet. Sie ist überlagert von progradierenden Karbonatsanden.
Fig. 14. a) Detailed view of the channelized detritus in the lsw of depositional sequence S2-1; Lower Zementstein Member, section 7. The resediments (R) are deposited in the eroded background sediments (H) of the deeper outer shelf.
b) Thin section of a resedimented layer in the Lower Zementstein Member of Fig. 14a. (a) rounded lithoclasts with calpionellids, (b) echinoderm fragment, (c) bivalve fragment, (d) peloid.
c) Turbidites of a basin floor fan (arrows) in the LST of depositional sequence S2-1; "Gassenkalk" in the Lower Zementstein Member, section 4; QU = Quinten Formation, Z = Zementstein Formation, Oe = Öhrli Formation.
d) Sequence boundary SB5 on the platform, section 2, Infrahelvetic area. This sequence boundary is a sharp truncation surface. It is overlain by prograding carbonate sandstones.


a
b
c
d
200 µm


d
SB5


a
1m
H
R
R
H


c
Qu
Z
Oe

nur in dem der Plattform vorgelagerten Bereich ausgebildet und enden in einer onlap-Geometrie an der äusseren Plattform (Fig. 8). Slope fan und lowstand wedge bestehen aus aufgearbeitetem Plattformmaterial der zeitweise trockengefallenen Plattform. Vermutlich trat die meteorische Zementation auf der emergierten Plattform nur langsam und unvollständig ein, weshalb eine mechanische Erosion dieser Sedimente teilweise möglich war. Die unvollständige Zementation könnte möglicherweise auf klimatische Ursachen zurückzuführen sein, die mit der relativ nördlichen geographischen Lage (ca. 35° nördliche Breite) des helvetischen Schelfs zusammenhängen. Die rampenförmige Plattform, die kein ausgeprägtes Relief besass, schüttete ihr bio- und lithoklastisches Material während des Tiefstands in das vorgelagerte Becken (lowstand shedding, vgl. Reijmer 1991). Somit ist ihr Schüttungsverhalten verschieden zu dem der Plattformen mit hohem Relief (Schlager 1991, Schlager et al. 1994) und ähnlich dem siliziklastischer Plattformen (Vail 1988). Im slope fan und im lowstand wedge kamen Calciturbidite und Sedimente aus Schlamm- und Schuttströmen zur Ablagerung; Fauna und Flora zeigen eine Durchmischung von neritischen und pelagischen Komponenten. Die Bauten von *Thalassinoides* an den Unterflächen der resedimentierten Bänke lassen auf eine kurze Belebung durch Sauerstoff- und Nährstoffzufuhr in das ansonsten eher schwach belüftete Becken schliessen. Mud-flows und grain-flows haben den grössten Anteil an den Schüttungen; slumps sind untergeordnet anzutreffen. Faustgrosse, deformierte, mikritische Lithoklasten deuten auf eine Aufarbeitung des halbverfestigten Schlamms am oberen Abhang hin. Brekzien konnten sich bei dem schwachen Relief nicht bilden.

Im Becken kamen weitflächige Schüttungen zur Ablagerung (Fig. 14c). Sie sind entweder als basin floor fans oder als *shingled basin floor turbidites* (Vail et al. 1991; Jaquin et al. 1991) zu deuten.

Der erhöhte Eintrag von Tonmineralien kann für das Absterben der Gerüstbildner und Karbonatproduzenten verantwortlich sein und könnte somit das Vorspringen des Plattformrandes im LST verhindert haben. Dieser Eintrag, welcher vermutlich durch klimatische Veränderungen hin zu feuchterem Klima unterstützt wurde, liess die erneut geflutete Plattform im HST nur langsam regenerieren. Gerüstbildende, den Plattformrand stabilisierende Organismen blieben völlig aus.

Noch offen bleibt die Frage, warum in den Schüttungen des LST, ähnlich wie in den Schüttungen der Vercors-Plattform, relativ häufig Bioklasten vorkommen. Dazu vermuten Jaquin et al. (1991), dass die Zementation auf der Plattform der Erosion nicht standhalten konnte. Eine schwache und unvollständige Zementation kann in pleistozänen und subrezenten Karbonaten in Gebieten, die jenseits des 30sten Breitengrades liegen, beobachtet werden (Opdyke & Wilkinson 1990). An rezenten und subrezenten Auftauchbereichen der tropischen und subtropischen Regionen tritt hingegen die meteorische Zementation sehr rasch ein (Schlager 1991).

5.2 Ablagerungssequenz S2-2

5.2.1 Beschreibung

Die Ablagerungssequenz S2-2 ist im nördlichen und mittleren Ablagerungsraum von den zwei Formationsgliedern Untere Öhrlimergel und Unterer Öhrlikalk und im südlichen Ablagerungsraum vom unteren Teil der Palfris-Formation aufgebaut.

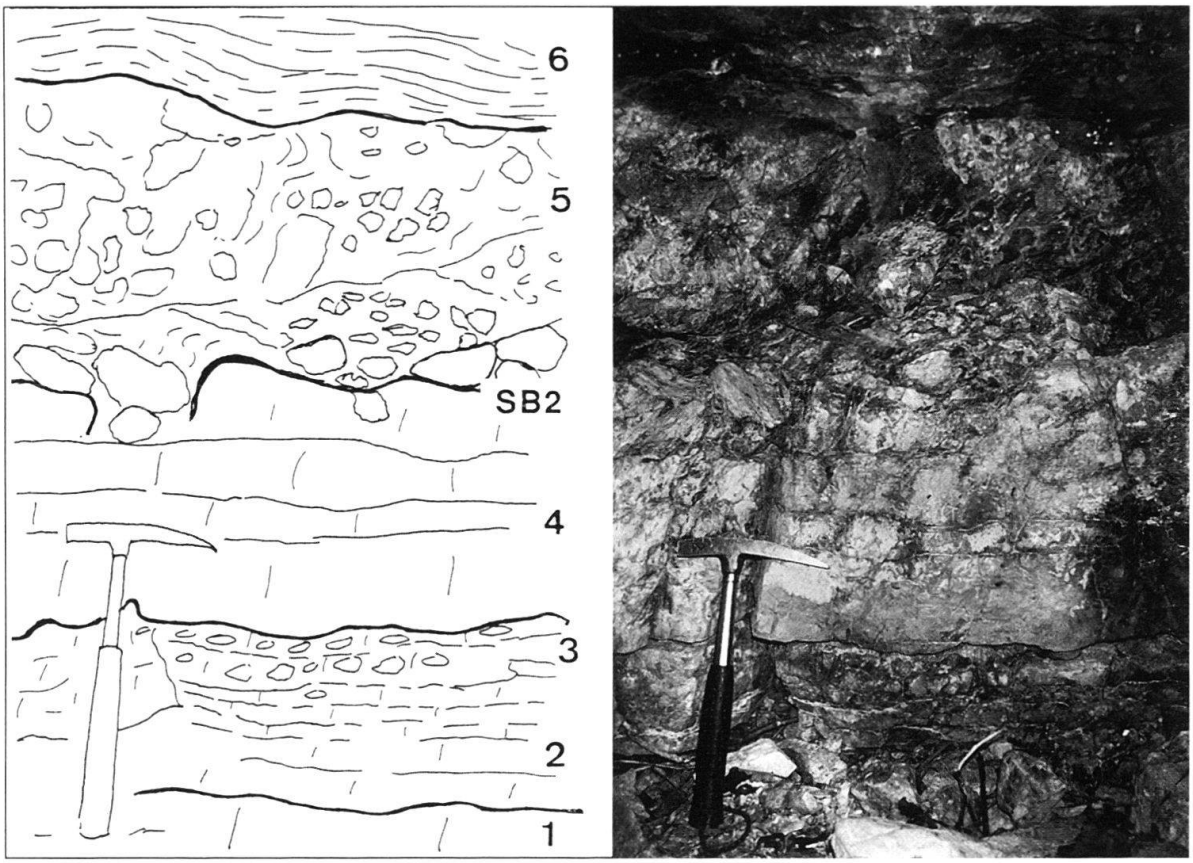


Fig. 15. Die Formationsgrenze zwischen Quinten- (Troskalk) und Zementstein-Formation als Trunkationsfläche (SB_2) im Profil Nr. 11: (1) Ablagerungen der vollmarinen Plattform: Peloidreiche Grainstones mit Trocholinen und Clypeinen. (2) Gezeitenablagerungen: Kalk-Mudstones mit geopetalem Silt und birdseyes. (3) Synsedimentäre Aufarbeitung des unter (2) beschriebenen Materials. (4) Gezeitenablagerungen: Kalk-Mudstones mit geopetalem Silt, birdseyes, geschwärzten Komponenten (black pebbles) und Peloiden. (5) Aufarbeitungshorizont: Konglomerat aus Wackestones und Kalk-Mudstones. (6) Mylonitisierte tektonische Bewegungsbahn, überlagert von peloidführenden Packstones der Zementstein-Formation mit Trocholinen und Clypeinen einer flachen Plattform.

Fig. 15. The boundary between the Quinten Formation and the Zementstein Formation developped as truncation surface (SB_2) in section 11: (1) sediments of the open marine platform: peloid-rich grainstones with trocholinids and clypeinids, (2) tidal sediments: lime-mudstones with geopetal silt and birdseyes, (3) synsedimentary reworking of the material of (2), (4) tidal sediments: lime-mudstones with geopetal silt, birdseyes, black pebbles and peloids, (5) reworked layer: conglomerate of wackestones and lime-mudstones, (6) mylonitised tectonic surface; peloidal packstones of a shallow platform with trocholinids and clypeinids in the hanging wall (Zementstein Formation).

Eine Untergliederung in systems tracts ist nur teilweise möglich. Auf der inneren Plattform treten an der Trunkationsfläche der Sequenzgrenze SB_3 Aufarbeitungs- und Erosionsmerkmale auf, die zeitlich den LST der Ablagerungssequenz S2-2 repräsentieren. Über diesem deutlich ausgebildeten Horizont sind an einigen Orten der inneren Plattform wenige Zentimeter mächtige Mergellagen und 10–20 cm mächtige Dolomitbänke ausgebildet (Tab. 1, Profile 1 und 2), die vermutlich dem TST zugerechnet werden können. Gegen Süden, im mittleren Ablagerungsraum, sind im LST stark bioturbierte Wackestones und Packstones eines tonreichen Schelfs, die zu 80% aus Bioklasten mit kleinen Foraminiferen, Echinodermen- und Muschelfragmenten bestehen, anzutreffen,

weiter beckenwärts werden diese durch siltige Mergel mit kleinen agglutinierenden Foraminiferen abgelöst.

An der äusseren Plattform (Profil Nr. 10a) findet sich eine 1–3 m mächtige Serie aus schwarzen schiefrigen Mergeln, alternierend mit dünnen Karbonatbänken aus Packstones mit Foraminiferen und Spiculae, die vermutlich dem TST zugerechnet werden kann. Am Glärnisch-Hochtor wird der TST mit einem bioturbierten firmground, welcher als die maximum flooding surface interpretiert wird, gegen oben abgeschlossen (Fig. 12).

Auf der Plattform im Norden sind im HST grosse Pakete progradierender Karbonatsandbänke anzutreffen (Fig. 6). Die Progradation dieser Bänke verläuft vorzugsweise in südlicher Richtung mit foresets, die mit einem Winkel von 10 bis 15° auf ihrer downlap surface liegen. An der Ostwand des Neuenkamms sind die progradierenden Karbonatsande geometrisch in zwei sich überlagernde Körper gegliedert (Fig. 11, Einheit 4). Sie lagern sich als sigmoidale Klinoforme an ihre Unterlage an. Es handelt sich um Packstones und Grainstones, die aus Foraminiferen, Dasycladaceenfragmenten, Peloiden und wenigen Lithoklasten einer flachen Plattform zusammengesetzt sind. Der lithologische Charakter der bis zu 50 m mächtigen Abfolge bleibt konstant. Im Dach ist eine fragliche Trunkationsfläche ausgebildet.

In den südlichen Profilen der Axen- und Säntis-Decke beginnt die Progradation der Karbonatsande über einer Abfolge hemipelagischer Mergel des LST und des TST. Hier bestehen die Karbonatsande des HST aus gerundeten Organismentrümmern, Dasycladaceenresten, Trocholinen, Milioliden, Peloiden und wenigen Ooiden. Die Progradation der Karbonatsande findet ihr südliches, distales Ende an der Linie südlicher Säntis-Gassenstöcke und liegt somit 7–10 km südlich der maximalen Progradation der älteren Ablagerungssequenz S1-1. Im Becken der südlichen Säntis-Decke treten monotone, siltige und schiefrige Mergel der Palfris-Formation auf. Am Plattformrand des nördlichen Säntis (Burger 1985) und auf der inneren Plattform des Parautochthons (Profil Nr. 2) ist im Dach der Karbonatsande des Unteren Öhrlikalks eine deutliche Trunkation ausgebildet, welche die Sequenzgrenze SB_4 darstellt. Im Becken ist diese nicht definierbar.

Biostratigraphisch liegt die untere Sequenzgrenze SB_3 im jüngsten Teil der Oberen Zone B, evtl. bereits am Übergang zur Zone C der Calpionellen und in der Subalpina-Zone der Ammoniten, was chronostratigraphisch dem mittleren Berriasian entspricht (Fig. 10). Die Obergrenze liegt im oberen Berriasian, vermutlich in der Zone D der Calpionellen, was der Boissieri-Zone der Ammoniten entspricht. Die Datierung der oberen Sequenzgrenze SB_4 konnte nicht mit Sicherheit vorgenommen werden, da die Erhaltung der selten auftretenden Calpionellen zu schlecht ist, um eine statistische Auswertung durchzuführen. Ammoniten kommen nur im LST der Ablagerungssequenz S2-2, d.h. in den Unteren Öhrlimergeln der Axen- und Säntis-Decke und in den schwer gliederbaren Mergeln der Palfris-Formation der Vorarlberger Säntis-Decke vor (Felber & Wyssling 1979). Eine Korrelation zwischen Becken und Plattform ist für diesen Zeitabschnitt nicht eindeutig durchführbar.

5.2.2 Diskussion und Interpretation

Die untere Sequenzgrenze SB_3 korreliert biostratigraphisch mit der SB 131.5 Ma in Haq et al. (1987). Die obere Sequenzgrenze SB_4 lässt sich momentan nur vage datieren, wodurch eine Korrelation der Ablagerungssequenz S2-2 mit dem umstrittenen Zyklus ZB-

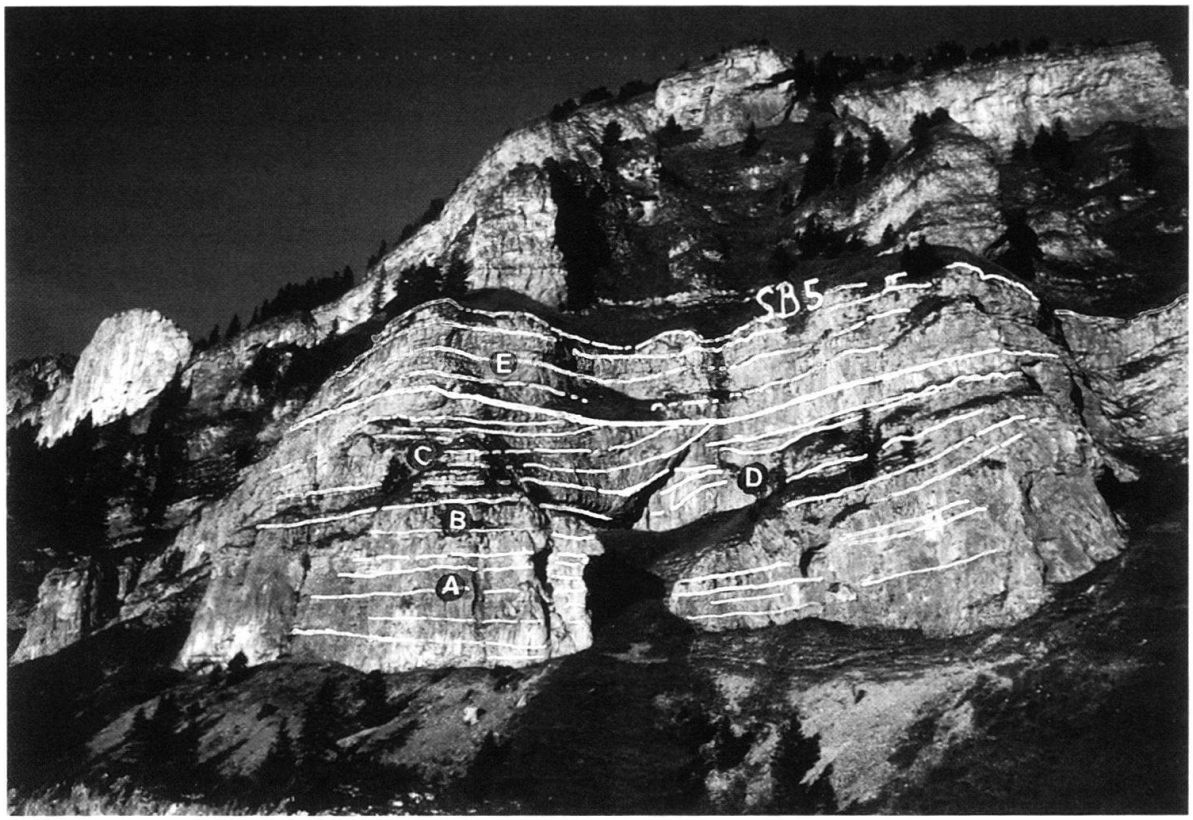


Fig. 16. Ablagerungssequenz S2-3, Plattform, Oberer Öhrlikalk, Profil Nr. 9a, Mürtschen-Decke. (A) dünnbankige Ooidsandsteine, (B) Biomikrit mit Komponenten der vollmarinen Plattform. Das Dach der Einheit (B) ist als Hardground ausgebildet; (C) Biomikrite am Rande eines Bioherms; (D) Bioherm mit Stromatoporen und Korallen; (E) diskordant auflagernde Biosparite, deren Dach eine Trunkationsfläche bildet.
Fig. 16. Depositional sequence S2-3, platform of the Upper Öhrlikalk Member, section 9, Mürtschen nappe. (A) thin-bedded ooid sandstone, (B) biomicrites with components of the open marine platform; the top of unit B is formed by a hardground, (C) biomicrites at the edge of a bioherm, (D) bioherm with stromatoporoids and corals, (E) discordant biosparites with a truncation surface at the top.

1.5 (Schlager 1991) nicht mit Sicherheit möglich ist (Fig. 10). Eine Korrelation mit den Ablagerungssequenzen, welche für diesen Zeitabschnitt in den Sedimenten des Vocontischen Troges ausgeschieden wurden (Clavel et al. 1992; Jan du Chêne et al. 1993) ist nicht möglich, da ihre Sequenzgrenzen unterschiedliche stratigraphische Positionen einnehmen und ein bis zwei zusätzliche Ablagerungssequenzen ausgeschieden wurden.

Im Gegensatz zur Ablagerungssequenz S2-1 können in der S2-2 im LST keine ausgeprägten Schüttungen festgestellt werden. Im Becken ist eine leichte Zunahme des siltigen bis sehr feinsandigen detritischen Quarzanteils (bis ca. 5%) zu beobachten. Die Ablagerungssequenz S2-2 ist durch ihren mächtigen und weit nach Süden progradierenden HST charakterisiert (Fig. 6). Dieser stellt in der Mürtschen-Decke eine Karbonatplattform dar, deren migrierende Sandkörper und Fossilinhalt auf die Bildung im gezeitendominierten, subtidalen Bereich der offenen Plattform schliessen lassen. Der Plattformrand, welcher nur wenig über die Mürtschen-Decke hinaus nach Süden reicht, erfuhr keine Stabilisierung durch gerüstbildende Organismen. Am südlich vorgelagerten Abhang, in der Axen-Decke, kamen im HST mächtige, resedimentierte, bioklastische Karbonatsan-

de zur Ablagerung, was auf eine hohe Karbonatproduktion auf der Plattform, einen Mangel an Sedimentationsraum und eine langsame Zementation auf der Plattform zurückgeführt wird.

5.3 Ablagerungssequenz S2-3

5.3.1 Beschreibung

Die Ablagerungssequenz S2-3 wird auf der Plattform und am Plattformabhang durch die Oberen Öhrlimergel sowie den Oberen Öhrlikalk und im Becken durch den oberen Teil der Palfris-Formation gebildet. Sie wird im Liegenden von der oben beschriebenen Sequenzgrenze SB_4 und im Hangenden von der SB_5 begrenzt (Fig. 6, 7). In den Beckenablagerungen der Vorarlberger Säntis-Decke und des Fläscherbergs macht sich die Sequenzgrenze SB_5 durch eine Zunahme des feinsandigen Quarzdetritus im Hangenden bemerkbar. In der südlichen Säntis- und mittleren Axen-Decke ist diese Grenze durch das Ende der Karbonatplattform des Oberen Öhrlikalkes und das Einsetzen von Mergeln der Vitznau-Formation gekennzeichnet. In der nördlichen Säntis-, nördlichen Axen- und südlichen Mürtschen-Decke treten an dieser Grenze hardgrounds und Verkarstungen als Anzeichen für Emersion und Erosion auf (Burger 1985). Darüber setzen ebenfalls stark bioturbierte siltige Mergel der Vitznau-Formation ein. In den nördlich anschliessenden Gebieten der mittleren Mürtschen- und Glarner-Decke und des Infrahelvetikums setzen über dem scharfen Emersions- und Erosionshorizont der Sequenzgrenze SB_5 spätige Karbonatsande der Betlis-Formation ein (Fig. 14d, 16).

Der LST ist auf der Plattform nicht ausgebildet, und im Becken lässt er sich mangels charakteristischer Merkmale nicht von den anderen systems tracts trennen. Ein onlap des LST auf den Plattformabhang kann wegen der ungünstigen Position der Aufschlüsse nicht festgestellt werden. Ebenfalls kann ein onlap des TST nicht direkt beobachtet werden. Das Gestein besteht grösstenteils aus mikritischen Mergelkalken und Mergeln, die kleine agglutinierende Foraminiferen und Spongienspiculae führen. Seltener treten Bänke aus Packstones oder Wackestones mit aufgearbeiteten Plattformkomponenten wie Ooiden und Bioklasten auf.

Die Ablagerungssequenz S2-3 ist durch ihren mächtigen HST charakterisiert, der aus einer 50 bis 70 m mächtigen Plattformabfolge besteht, die weit nach Süden progradierte. Der innere Aufbau des HST lässt verschiedene Entwicklungsphasen erkennen, wobei der untere Teil aus Packstones mit Litho- und Bioklasten besteht, über welchen unregelmässige, dünne Bänke aus Ooidsanden auftreten. Im mittleren Teil sind stellenweise kleine Bioherme anzutreffen. Die Oberfläche dieser Bioherme wurde teilweise erodiert und diskordant von bioklastischem Plattformmaterial des flachen Subtidals überlagert (Fig. 16). Im oberen Teil ist eine Abnahme der hydrodynamischen Energie zu beobachten, indem feinkörnige Packstones und Wackestones die grobkörnigen Grainstones ersetzen. Gleichzeitig treten Korallenriffe, Stromatoporen- und Bryozoenrasen auf, die eine allgemeine Verflachung der Plattform erkennen lassen. Im Dach des HST treten wiederholt eisenschüssige Emersionshorizonte und angebohrte hardgrounds auf.

Eine biostratigraphische Einordnung der Ablagerungssequenz S2-3 ist nur annähernd möglich, da die Sequenzgrenze SB_4 als Untergrenze schlecht datiert ist und die Obergrenze auf der Plattform und am Plattformabhang, den Orten, an denen sie zu erkennen

ist, keine leitenden Fossilien liefert. Das Fehlen von *Clypeina jurassica* und das Auftreten von *Heliocoenia sparsa* im HST können, mit Vorbehalt, auf das frühe Valanginian deuten (Mohr 1992b). Die ältesten Ablagerungen der überlagernden Vitznau-Formation werden am Säntis (Rotsteinpass) mit Hilfe von Palynomorpha ins frühe Valanginian gestellt (Pantić & Burger 1981, Koord. 745.550/234.330). In diesem Profil sind im Dach der Öhrli-Formation keine Anzeichen für Emersion oder Erosion festzustellen (Burger & Strasser 1981 und eigene Beobachtungen), woraus wir schliessen, dass hier vermutlich keine bedeutende Schichtlücke vorhanden ist. Somit ist für die Sequenzgrenze SB_5 ein Frühvalanginian-Alter wahrscheinlich.

5.3.2 Diskussion und Interpretation

Wegen der spärlichen Aufschlüsse ist eine Korrelation der Plattform mit dem Becken innerhalb der Ablagerungssequenz S2-3 nur teilweise möglich, weshalb die monotonen Beckenablagerungen nicht in systems tracts gegliedert werden konnten. Die Oberen Öhrlimergel, die dem TST und HST der Ablagerungssequenz S2-3 entsprechen, keilen gegen Norden aus und enden wahrscheinlich in einer onlap-Geometrie auf der Sequenzgrenze SB_4. Auf der Plattform ist der HST leicht erkennbar, da er aus subtidalen, im hochenergetischen Bereich gebildeten, ooidreichen, bioklastischen Plattformsanden aufgebaut ist, die aus Mangel an Sedimentationsraum nach Süden progradierten. In den inneren Plattformbereichen konnten sich im flachen Subtidal Bioherme mit Korallen- und Stromatoporenrasen bilden (Fig. 16). Durch Sturmereignisse wurden diese Bioherme teilweise erodiert und diskordant überlagert. Die allmähliche Verflachung der Plattform war die direkte Folge der kontinuierlichen Aggradation. Bereits unterhalb der Sequenzgrenze SB_5, die den HST abschliesst, treten Anzeichen für kurze Auftauchphasen auf, die vermutlich auf Überlagerung von hochfrequenten Meeresspiegelschwankungen zurückzuführen sind.

Das Auftauchen von weiten Gebieten der Plattform des Oberen Öhrlikalks lässt an der Sequenzgrenze SB_5 einen starken relativen Meeresspiegelabfall vermuten. Die sehr unsicheren Datierungen stellen die Sequenzgrenze SB_5 ins frühe Valanginian. Im Neuenburger Jura liegt zwischen dem späten Berriasian und dem frühen Valanginian, aufgrund einer relativen Meeresspiegelabsenkung, eine deutliche Sedimentationslücke vor (Adatte & Rumley 1984). Die Sequenzgrenze SB_5 lässt sich mit grosser Wahrscheinlichkeit mit dieser Schichtlücke korrelieren. Haq et al. (1987) postulierten für das frühe Valanginian einen bedeutenden eustatischen Meeresspiegelabfall an ihrer Sequenzgrenze SB 126 Ma. Die Sequenzgrenze SB_5 ist vermutlich älter als die Sequenzgrenze SB 126 Ma, weshalb eine Korrelation zwischen der Ablagerungssequenz S2-3 und dem Zyklus ZB-2.1 der 3. Ordnung nicht möglich ist. Hingegen scheint die Ablagerungssequenz Be7 in Hoedemaker (1992) mit der Ablagerungssequenz S2-3 zu korrelieren (Fig. 10).

6. Zusammenfassung der sequenzstratigraphischen Resultate

Im mittleren bis späten Tithonian setzte im nördlichen helvetischen Schelf des Infrahelvetikums eine Verflachung ein, welche die Entwicklung der Karbonatplattform des Troskalkes ermöglichte. Diese Plattform progradierte während einer relativen Meeresspiegelabsenkung im späten Tithonian nach Süden bis in den Raum der Mürtschen-Decke. Die-

se Progradation endete in einer ungefähr stationären Aggradation. Die Plattform hatte einen gut definierten Plattformrand, der unter Beteiligung von gerüstbildenden Organismen, wie Korallen und Schwämmen, stabilisiert war. Auf der offenen Plattform des Mürtschen-Raumes siedelte sich eine Hinterriff-Fauna mit Clypeinen und Trocholinen an. Im nördlich anschliessenden Bereich der Glarner-Decke kann eine Verflachung innerhalb des HST der Ablagerungssequenz S1-1 festgestellt werden. Hier treten zunächst Biopelsparite der offenen Plattform auf, die nach oben durch gastropodenführende Mikrite einer geschlossenen Plattform abgelöst werden. Der HST endet mit einer Emersion und Aufarbeitung an der Sequenzgrenze SB_2. Im nördlich anschliessenden infrahelvetischen Raum ist diese Verflachung ebenfalls dokumentiert, indem über den Plattformsedimenten mit Fleckenriffen und Biopelspariten mikrobielle Laminite einer Gezeitenebene liegen.

Die Grenze zwischen Oberem Quintnerkalk und Unteren Zementsteinschichten bildet die obere Sequenzgrenze SB_2 der Ablagerungssequenz S1-1. Sie ist im Norden über weite Gebiete als Trunkationsfläche ausgebildet. Im darüberliegenden LST der Ablagerungssequenz S2-1 wurden mächtige Resedimentpakete in einem slope fan und einem progradierenden lowstand wedge abgelagert (Fig. 13). Im Becken kamen pelagische Mikrite und Calpionellen, Calcisphären, Radiolarien, Aptychen und pelagische Crinoiden zur Ablagerung. Die hemipelagischen Mergel des LST enden im Bereich des Plattformrandes und Plattformabhangs der südlichen Mürtschen-Decke und auf der Plattform der mittleren Mürtschen-Decke in einer onlap-Geometrie an der Trunkationsfläche der Sequenzgrenze SB_2 (Fig. 8). Im nördlichen Raum der Mürtschen-Decke und der nördlich anschliessenden Glarner-Decke tritt in diesem stratigraphischen Niveau subaerische Erosion auf. Der LST endet am Plattformabhang in einer onlap-Geometrie und ist folglich nur in den distalen Bereichen südlich des Plattformrandes entwickelt. Er ist durch einen slope fan gefolgt von einem mächtigen lowstand wedge mit aufgearbeitetem Plattformmaterial charakterisiert (Fig. 12, 13).

Die Sedimente des HST der Ablagerungssequenz S2-1 setzen sich aus Wackestones und Packstones zusammen, deren Komponenten charakteristisch für einen offenen Schelf sind. Während der Bildung der Ablagerungssequenz S2-1 war die Karbonatproduktion durch einen gesteigerten detritischen Eintrag von Tonmineralen aus dem Hinterland stark eingeschränkt. Im gesamten Untersuchungsgebiet ist eine Vertiefung des Sedimentationsraumes feststellbar, die mit der Einebnung des Schelfreliefs einhergeht und die Plattform nur im flacheren nördlichen Raum langsam wachsen liess. Diese Sedimentation wurde im mittleren Berriasian in der Calpionellenzone C beendet (Trunkationsfläche der Sequenzgrenze SB_3).

Die überlagernde Ablagerungssequenz S2-2 folgt mit Mergeln des LST, die einen erhöhten Quarzanteil der Siltfraktion aufweisen und nur in den der Plattform vorgelagerten Bereichen anzutreffen sind. Die Plattform war während des LST zeitweilig aufgetaucht.

Darüber treten mergelige Kalke des TST mit einer Fauna aus Spongienspiculae und spärlichen Calpionellen des äusseren Schelfs auf, welche die erneute Flutung und Vertiefung anzeigen.

Im HST entwickelte sich im nördlichen Ablagerungsraum erneut eine Karbonatplattform, die bis in den Raum der südlichen Mürtschen-Decke progradierte (Fig. 11). Die Plattformsedimente setzen sich aus Biopelspariten und -mikriten zusammen.

Der Plattformrand wird von migrierenden Karbonatsandkörpern aufgebaut. Gerüstbildner zur Stabilisierung des Plattformrandes fehlen. Die Plattformentwicklung endete vermutlich im späten Berriasian (Zone D der Calpionellen). Sie ist im nördlichen und mittleren Ablagerungsraum durch eine deutliche Diskontinuitätsfläche, die Sequenzgrenze SB_4, gekennzeichnet.

Darüber setzen auf der äusseren Plattform siltige Mergel der Ablagerungssequenz S2-3 ein. Ihre sequenzielle Eingliederung ist problematisch, sie sind vermutlich dem LST der Ablagerungssequenz S2-3 zuzuordnen. Mit dem darauf folgenden TST und HST begann erneut die Ausbildung einer Karbonatplattform, die weit nach Süden in die Axen-Decke progradierte (Fig. 7). Zu Beginn der Plattformentwicklung bildeten sich Biopelsparite und -mikrite, darüber treten Ooidbarren auf und zuoberst sind Biopelmikrite mit Riffen, Korallenrasen und Stromatoporenbiohermen anzutreffen. Nach oben ist eine allmähliche Verflachung festzustellen, die mit Emersion und anschliessender Verkarstung und Erosion im frühen Valanginian endete.

Biostratigraphische Untersuchungsergebnisse zusammen mit der Sequenzanalyse erlauben eine teilweise Korrelation der Ablagerungssequenzen S1-1 bis S2-3 mit den Zyklen ZB-1.3 bis 1.6 der 3. Ordnung nach Haq et al. (1987). Die Korrelation mit Ablagerungssequenzen der mediterranen Tethys in SE-Spanien (Hoedemaker 1992) und solchen aus dem Vocontischen Trog (Clavel et al. 1992; Jan du Chêne et al. 1993) ist nur teilweise möglich, insbesondere deshalb, weil an beiden Orten mehrere zusätzliche Ablagerungssequenzen ausgeschieden wurden, welche im Helvetikum der Ostschweiz fehlen (Fig. 10).

Ein diachrones Einsetzen einzelner Formationen kann erkannt, die zeitliche Divergenz jedoch nur annähernd erfasst werden (Fig. 7): Aufgrund der Sequenzanalyse stellen die Zementsteinschichten im Becken die gesamte Ablagerungssequenz S2-1 dar. Auf der Plattform sind nur der TST und der HST ausgebildet. Somit setzen die Zementsteinschichten im Becken um die Zeitspanne des LST früher ein als auf der Plattform. Das Auskeilen der Unteren und Oberen Öhrlimergel gegen Norden kann durch ihre Bildung im LST der Ablagerungssequenzen S2-2 und S2-3 erklärt werden; auf der Plattform besteht für die Zeitspanne ihrer Bildung eine Sedimentationslücke. Das Einsetzen des Unteren und Oberen Öhrlikalks erfolgte durch Progradation von Norden nach Süden und war dementsprechend in den südlichen Bereichen etwas verzögert. Die Obergrenzen von Troskalk, resp. Oberem Quintnerkalk, Unterem und Oberem Öhrlikalk stellen Sequenzgrenzen und folglich, wo sie nicht erodiert wurden, Isochrone dar.

7. Paläogeographische Entwicklung

Der helvetische Schelf der Ostschweiz am Übergang vom späten Jura zur frühen Kreide ist ein Teil des nördlichen Kontinentalrandes der Tethys. Im Norden war das Rheinisch-Böhmische Massiv als eine grosse Landmasse ausgebildet, deren Erosionsschutt z.T. nach Südwesten in Richtung Helvetikum verfrachtet wurde (Burger 1982, Ziegler 1982). Die Küstenlinie lag im *mittleren Tithonian* noch über 100 km weiter nördlich, bewegte sich im *späten Tithonian* gegen Süden und lag im *beginnenden Berriasian* kurzzeitig im nördlichen helvetischen Ablagerungraum.

Eine Meeresspiegelabsenkung im *mittleren bis späten Tithonian* liess weite epikontinentale Gebiete nördlich des Helvetikums trockenfallen und führte zur Verlagerung der

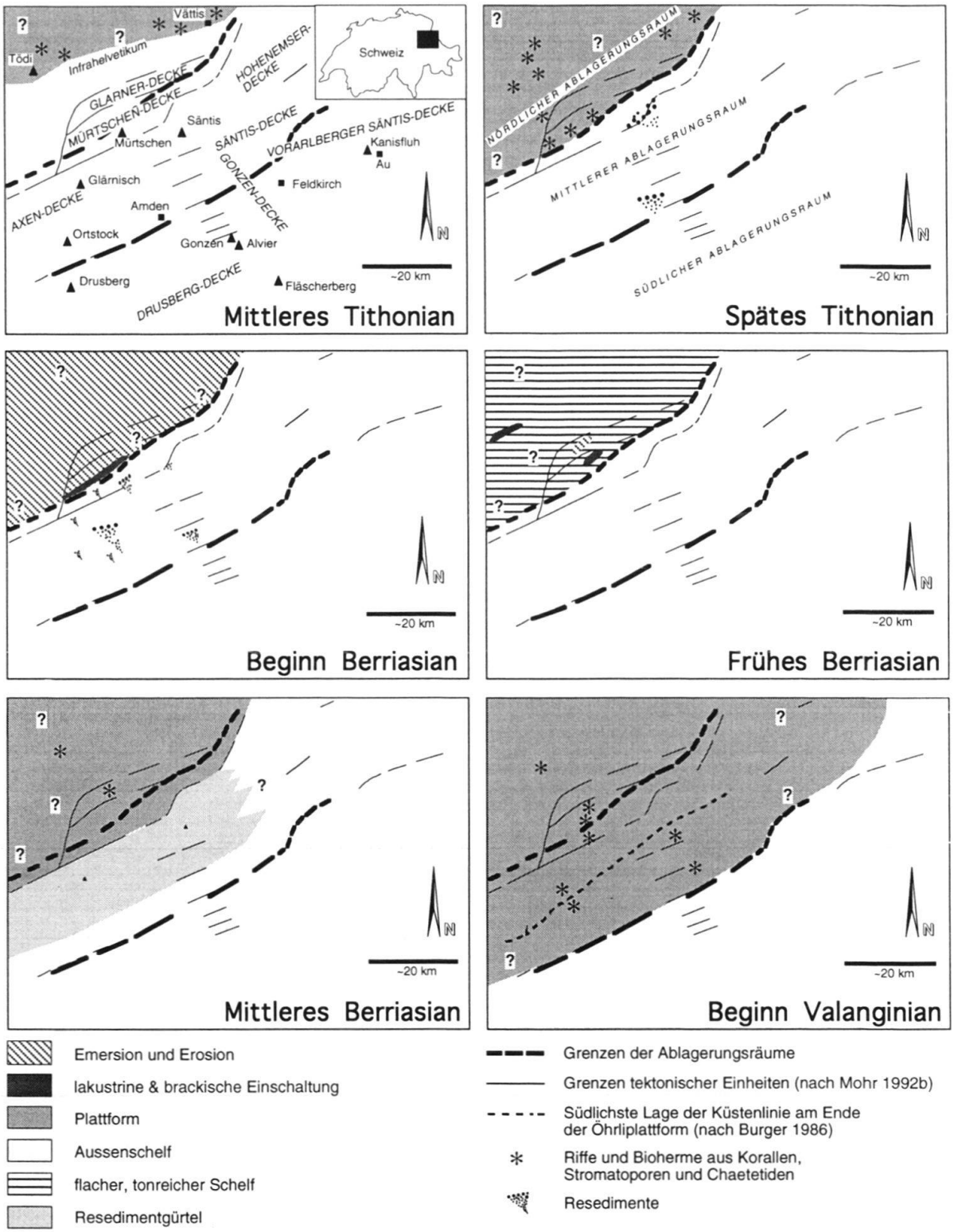


Fig. 17. Paläogeographische Entwicklung und Faziesverteilung zwischen mittlerem Tithonian und beginnendem Valanginian.

Fig. 17. Paleogeographic evolution and facies distribution from middle Tithonian to earliest Valanginian.

Plattform um ca. 20 km nach Süden bis in den Mürtschen-Raum (Fig. 17). Dadurch war im *späten Tithonian* der helvetische Schelf durch die Präsenz einer Plattform über den gesamten nördlichen Ablagerungsraum charakterisiert. Es entwickelte sich eine reine Karbonatplattform, der kein terrigener Detritus zugeführt wurde. Sie lässt sich in einen inneren, geschlossenen Bereich (Infrahelvetikum und Glarner-Decke) mit Hochzonen (Inseln?) und einen vollmarinen, hochenergetischen Bereich (Mürtschen-Decke) gliedern. Gegen das offene Meer (tiefer Aussenschelf) waren schützende Barrieren mit einzelnen Riffen ausgebildet. Da kein wirkliches Saumriff vorhanden war, bildete sich kein deutliches Relief aus und die Plattform konnte sich nur schwach über ein Rampenstadium hinaus entwickeln. Möglicherweise verhinderten klimatische Faktoren die Ausbildung eines Riffgürtels. Südlich des Plattformrandes, welcher in der südlichen Mürtschen-Decke lag, kamen Resedimente mit karbonatischem Plattformdetritus zur Ablagerung. Durch einen Meeresspiegelabfall im *beginnenden Berriasian* fielen Teile der inneren Plattform trocken, und das Sedimentationsmuster veränderte sich drastisch.

Im *frühen Berriasian* setzte mit der Ablagerung der Zementstein-Formation ein starker Eintrag von terrigen-tonigem Detritus ein. Über weite Gebiete starben die gerüstbildenden Organismen ab und die Plattform verwandelte sich in einen tonreichen Schelf. Diese vermutlich klimatisch bedingte «Verschmutzung» führte über längere Zeit zu einer Verringerung der Karbonatproduktion. Dadurch fehlte den kleinen Plattformarealen, die im Infrahelvetikum weiter existierten, das Potential zur Progradation und Aggradation.

Im *mittleren Berriasian*, während der Bildung des Unteren Öhrlikalkes, lag die Küstenlinie im Norden ausserhalb des heute aufgeschlossenen Helvetikums. Der Eintrag von terrigenem Detritus verringerte sich, wodurch sich die Plattform erholte und die Karbonatproduktion wieder aufnahm. Da kaum gerüstbildende und Sediment stabilisierende Organismen vorhanden waren, konnte sich kein klarer Plattformrand ausbilden. Die bioklastischen Karbonatsande progradierten auf dem Schelf bis in den nördlichen Teil des mittleren Ablagerungsraumes der südlichen Mürtschen-Decke. Südlich daran angrenzend, im Raum der Axen-Decke, akkumulierten diese in einem Resedimentgürtel. Durch eine Meeresspiegelabsenkung wurde diese Entwicklung beendet. Danach folgte eine Periode mit erhöhtem terrigenem Eintrag von tonigem Detritus. Erst ab dem *spätesten Berriasian* bis ins *beginnende Valanginian* bildete sich mit dem Oberen Öhrlikalk erneut eine Karbonatplattform aus. Eine hohe Karbonatproduktion ermöglichte die Progradation der Plattform auf dem Schelf um ca. 20 km nach S bis in die südliche Axen- und nördliche Säntis-Decke. Da sich wiederum kein stabilisierender Riffgürtel bildete, konnte sich die Plattform, ähnlich den früheren, nicht über das Rampenstadium hinaus entwickeln. Durch eine Meeresspiegelabsenkung im *frühen Valanginian* emergierten weite Teile der Plattform, was an einzelnen Orten zu Verkarstungen führte. Zu dieser Zeit erreichte auch die Küstenlinie ihre südlichste Lage als sie am Ende der Entwicklung der Öhrlikalk-Plattform in den mittleren Ablagerungsraum (Axen- und Säntis-Decke) vordrang (Burger 1986, S. 567, Fig. 4).

Die hier vorgestellten Resultate belegen, dass die relativen Meeresspiegelschwankungen ein wichtiger kontrollierender Faktor der Entwicklung des helvetischen Schelfes am Übergang vom Jura zur Kreide waren. Klimatische Schwankungen wirkten sich weniger über die Temperatur (Brückner 1951) als über die Niederschläge und Erosion auf dem benachbarten Kontinent aus. Sie waren für Änderungen der Lithologie wichtig. Das

Nährstoffangebot wirkte sich auf die Karbonatproduktion aus. Synsedimentäre Tektonik (Schindler 1959, Strasser 1979, Funk 1985) kontrollierte vor allem die regionalen Mächtigkeitsänderungen.

Verdankungen

Dem Schweizerischen Nationalfonds (Projekte Nr. 2000-5.015 und 20-30209.90) sei für die grosszügige Unterstützung bestens gedankt. Daniel Bernoulli danken wir für seine Betreuung dieser Arbeit. Bedanken möchten wir uns für das Interesse und die zahlreichen Ratschläge von Gregor Eberli, Helmut Weissert und Karl Föllmi. Nicht vergessen möchten wir, Urs Gerber unseren Dank für die vielen Fotos bester Qualität auszusprechen. Den beiden Reviewern André Strasser und Daniel Steffen danken wir für die kritische Durchsicht des Manuskripts und ihre zahlreichen konstruktiven Anmerkungen.

LITERATURVERZEICHNIS

ADATTE, T. & RUMLEY, G. 1984: Microfaciès, minéralogie, stratigraphie et évolution des milieux de dépôts de la plate-forme berriaso-valanginienne des régions de Sainte-Croix (VD), Cressier et du Landeron (NE). Soc. neuchât. sci. nat. 107, 221–239.

BARRON, E. J., HARRISON, C. G. A., SLOANII, J. L. & WILLIAM, W. H. 1981: Paleogeography, 180 million years ago to the present. Eclogae geol. Helv. 74, 443–470.

BREITSCHMID, A. 1982: Diagenese und schwache Metamorphose in den sedimentären Abfolgen der Zentralschweizer Alpen (Vierwaldstättersee, Urirotstock). Eclogae geol. Helv. 75, 331–380.

BRÉHÉRET, J. G. & DELAMETTE, M. 1988: Séquences de dépôt et couches riches en matière organique (CRMO) dans les marnes bleues aptiennes et albiennes du Bassin Vocontien. In: Eustatisme et Séquences de Dépôt dans le Crétacé du Sud-Est de la France (Livret Guide Groupe Français du Crétacé en Fosse Vocontienne), 25–27 Mai 1988 (Ed. by FERRY, S. and RUBINO, J. L.). Geotrope, 83–93.

BRÜCKNER, W. D. 1951: Lithologische Studien und zyklische Sedimentation in der Helvetischen Zone der Schweizeralpen. Geol. Rdsch. 39, 196–212.

BRÜCKNER, W. D. & PIA, V. 1935: Characeenreste im unteren Teil der Zementsteinschichten (oberer Malm) der Griesstock-Decke am Klausenpass (Kanton Uri). Eclogae geol. Helv. 28, 115–121.

BURGER, H. 1982: Tonmineralogische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der untersten Kreide des östlichen Helvetikums. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 62, 369–414.

– 1985: Palfris-Formation, Öhrli-Formation und Vitznau-Mergel (Basale Kreide des Helvetikums) zwischen Reuss und Rhein. Stratigraphische, fazielle, mineralogische und paläogeographische Untersuchungen. Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich, NF 254.

– 1986: Fazielle Entwicklung und paläogeographische Rekonstruktion des helvetischen Schelfs während der untersten Kreide in der Zentral- und Ostschweiz. Eclogae geol. Helv. 79, 561–615.

BURGER, H. & STRASSER, A. 1981: Lithologische Einheiten der untersten Helvetischen Kreide in der Zentral- und Ostschweiz. Eclogae geol. Helv. 74, 529–560.

BUXTORF, A. 1910: Erläuterungen zur geologischen Karte des Bürgenstocks. – Geol. Karte der Schweiz No. 9. Geol. Kommission der schweiz. natf. Ges.

CAROZZI, A. 1951: Rhythmes de sédimentation dans le Crétacé helvétique. Geol. Rdsch. 39, 177–195.

CECCA, F. R. & LE HÉGARAT, G. 1989: L'Ardescien (Tithonique supérieur) de la Région stratotypique: séries de référence et faunes (Ammonites, Calpionelles) de la bordure ardéchoise. Doc. Lab. géol. Fac. Sci. Lyon 107.

DAVIES, G. R. 1977: Turbidites, debris sheets, and truncation structures in upper Paleozoic deep-water carbonates of the Sverdrup Basin, Arctic Archipelago. In: Deep-water carbonate environments (Ed. by COOK, H. E. and ENOS, P.) Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ. 25, 221–247.

DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L. P., RICOU, L.-E., KAZMIN, V. G., LE PICHON, X., KNIPPER, A. L. & GRANDJACQUET, C. E. A. 1985: Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20.000.000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. Bull. Soc. géol. France 1, 637–652.

DÉTRAZ, H. & MOJON, P. O. 1989: Evolution paléogéographique de la marge jurassienne de la Tethys du Tithonique-Portlandien au Valanginien: corrélations biostratigraphique et séquentielle des faciès marins à continentaux. Eclogae geol. Helv. 82, 37–112.

DIEGEL, F. 1973: Zur Korrelation der helvetischen Zementsteinschichten zwischen Glärnisch und Alvier. Mitt. Geol. Inst., ETH und Univ. Zürich, NF 166.

FELBER, P. & WYSSLING, G. 1979: Zur Stratigraphie und Tektonik des Südhelvetikums im Bregenzerwald (Vorarlberg). Eclogae geol. Helv. 72, 673–714.

FERRAZZINI, B. & SCHULER, P. 1979: Eine Abwicklungskarte des Helvetikums zwischen Rhone und Reuss. Eclogae geol. Helv. 72, 439–454.

FICHTER, H. J. 1934: Geologie der Bauen-Brisen-Kette und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malms der helvetischen Decken. Beitr. geol. Karte Schweiz NF 69.

FÖLLMI, K. B. 1986: Die Garschella- und Seewer Kalk Formation (Aptian-Santonian) im Vorarlberger Helvetikum und Ultrahelvetikum. Diss. ETH Zürich, Nr. 8100.

– 1989: Evolution of the Mid-Cretaceous Triad: Platform carbonates, phosphatic sediments, and pelagic limestones along the northern Tethys margin. Lecture Notes Earth Sci. 23.

FUNK, H. 1983: Zyklische Sedimentation der helvetischen Unterkreide und eozäne Sedimentfolge. In: Bayer, A. et al.: Bericht über die Jubiläumsexkursion «Der Faziesbegriff und die Sedimentationsprozesse» der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft vom 12. bis 17. September 1982. Eclogae geol. Helv. 76, 144–157.

– 1985: Mesozoische Subsidenzgeschichte im Helvetischen Schelf der Ostschweiz. Eclogae geol. Helv. 78, 249–272.

FUNK, H., FÖLLMI, K. A. & MOHR, H. 1993: Evolution of the Tithonian-Aptian Carbonate Platform along the Northern Tethyan Margin, Eastern Helvetic Alps. In: Cretaceous Carbonate Platforms (Ed. by SIMO, T., SCOTT, R. W. and MASSE, J. P.). Amer. Assoc. Petroleum Geologists Mem. 56, 387–407.

HANTKE, R. 1961: Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal. Vjschr. natf. Ges. Zürich 106.

HAQ, B., HARDENBOL, J. & VAIL, P.-R. 1987: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). Science 235, 1152–1167.

HEIM, ARN. 1916: Monographie der Churfirsten-Mattstock-Gruppe, Dritter Teil. Beitr. geol. Karte Schweiz NF 20, 369–573.

HEIM, ARN. & OBERHOLZER, J. 1917: Geologische Karte der Alvier-Gruppe, 1 : 25 000, Spez. Karte, 80.

JAQUIN, T., ARNAUD-VANNEAU, A., ARNAUD, H. J., RAVENNE, C. & VAIL, P. R. 1991: Systems tracts and depositional sequences in a carbonate setting: A study of continuous outcrops from platform to basin at the scale of seismic lines. Marine Petrol. Geol. 8, 122–139.

KEUPP, H., KOCH, R. & LEINFELDER, R. 1990: Steuerungsprozesse der Entwicklung von Oberjura-Spongiolithen Süddeutschlands: Kenntnisstand, Probleme und Perspektiven. 23, 141–174.

KUGLER, C. 1987: Die Wildegg-Formation im Ostjura und die Schilt-Formation im östlichen Helvetikum; ein Vergleich. Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich, NF 259.

LE HÉGARAT, G. 1971: Le Berriasien du Sud-Est de la France. Doc. Lab. géol. Fac. Sci. Lyon 43, 1–575.

LE HÉGARAT, G. & REMANE, J. 1968: Tithonique supérieur et Bérriasien de l'Ardèche et de l'Hérault. Corrélation des Ammonites et des Calpionelles. Géobios 1, 7–70.

MAZENOT, G. 1939: Les Palaeohoplitidae tithoniques et bérriasiens du Sud-Est de la France. Mém. Soc. géol. France 41.

MITCHUM, R. M., VAIL, P. R. & SANGREE, J. B. 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part. 6. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration (Ed. by PAYTON, C. E.). Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 26, 117–133.

MOHR, H. 1992a: Die Entwicklung der Calpionellen an der Jura-Kreide-Grenze im Helvetikum der Ostschweiz. Rückschlüsse auf die Biostratigraphie und Sedimentationsgeschichte. Eclogae geol. Helv. 85, 1–21.

– 1992b: Der helvetische Schelf der Ostschweiz am Übergang vom späten Jura zur frühen Kreide. Diss. ETH Nr. 9805, Zürich.

MÖRNER, N.-A. 1980: Relative sea level, tectono-eustasy and geodynamics during the Cretaceous. Cret. Res. 1, 329–340.

NIKOLOV, T. & MANDOV, G. 1967: Sur quelques nouvelles espèces d'ammonites berriasiennes du Prébalkan (Bulgarie du Nord). Bull. géol. Inst. Sér. paléontol., Sofia, XVI, 41–46 (in Bulgarisch).

OBERHOLZER, J. 1933: Geologie der Glarneralpen. Beitr. geol. Karte Schweiz NF 28.

– 1942: Geologische Karte des Kantons Glarus, 1 : 50 000, Geologische Spezialkarte Nr. 117, Schweizerische Geologische Kommission 1984.

OPDYKE, B. N. & WILKINSON, B. H. 1990: Paleolatitude distribution of Phanerozoic marine ooids and cements. Palaeogeograph. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 78, 135–148.

PANTIĆ, N. K. & BURGER, H. 1981: Palynologische Untersuchungen in der untersten Kreide des östlichen Helvetikums. Eclogae geol. Helv. 74, 661–672.

PFIFFNER, O. A. 1977: Tektonische Untersuchungen im Infrahelvetikum der Ostschweiz. Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich, NF 217.

– 1986: Evolution of the north Alpine foreland basin in the Central Alps. In: Foreland Basins (Ed. by ALLEN, P. A. & HOMEWOOD, P.). Spec. Publ. int. Ass. Sediment. 8, 219–228.

– 1993: The structure of the Helvetic nappes and its relation to the mechanical stratigraphy. J. struct. Geol. 15, 511–521.

PICTET, F. J. 1867: Etudes paléontologiques sur la faune à *Terebratula diphyoïdes* de Berrias (Ardèche). Mélanges paléontolog. 2, 43–130.

REIJMER, J. J. G. 1991: Sea-level and sedimentation on the flanks of carbonate platforms. Diss. Vrije Univ. Amsterdam.

REMANE, J. 1985: Calpionellids. In: BOLLI, SAUNDERS & PERCH-NIELSON (Ed.) Plankton stratigraphy, Univ. Press, Cambridge, 555–572.

SCHINDLER, C. M. 1959: Zur Geologie des Glärnisch. Beitr. geol. Karte Schweiz NF 107.

SCHLAGER, W. 1989: Drowning unconformities on carbonate platforms. In: Controls on carbonate platform and basin development (Ed. by CREVELLO P. D. ET AL.). Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ. 44, 15–25.

– 1991: Depositional bias and environmental change – Important factors in sequence stratigraphy. Sedimentary Geology 70, 109–130.

SCHLAGER, W., REIJMER, J. J. G. & DROXLER, A. 1994: Highstand shedding of carbonate platforms. J. sed. Res. B 64, 270–281.

SLOSS, L. L. 1963: Sequences in the cratonic interior of North America. Geol. Soc. Amer. Bull. 74, 93–113.

STRASSER, A. 1979: Betlis-Kalk und Diphyoideskalk (Valanginian) in der Zentral- und Ostschweiz: Stratigraphie, Mikrofazies und sedimentologische Entwicklung. Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich, NF 225.

TOUCAS, A. 1890: Etude de la faune des couches tithoniques de l'Ardèche. Bull. Soc. géol. France, sér. 3, t. 18, 560–629.

TRÜMPY, R. 1969: Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. Eclogae Geol. Helv. 62, 105–142.

– 1980: An outline of the Geology of Switzerland. Wepf & Co., Basel.

VAIL, P. R. 1988: Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: A. W. BALLY (Ed.) Atlas of Seismic Stratigraphy, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Studies in Geology, 27/1, 1–10.

VAIL, P. R., MITCHUM, R. M. J., TODD, R G., WIDMIER, J. M., THOMPSON, S. I., SANGREE, J. N. & HATLELID, W. G. 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration (PAYTON, C. E.). Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 26, 49–143.

VAIL, P. R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S. A., EISNER, P. N. & PEREZ-CRUZ, C. 1991: The stratigraphic signatures of tectonics, eustacy and sedimentology – an overview. In: Cycles and Events in Stratigraphy. (Ed. by G. EINSELE, W. RICKEN und A. SEILACHER), Springer Verlag, Berlin, 617–659.

VAN WAGONER, J. C., POSAMENTIER, R., MITCHUM, R. M., P. R., V., SARG, J. F., LOUTT, T. S. & HARDENBOL, J. 1988: An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Sea-Level Changes – An Integrated Approach (Ed. by LIDZ, B.). Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ. 42, 39–45.

WIGNALL, P. B. & MAYNARD, J. R. 1993: The Sequence Stratigraphy of Transgressive Black Shales. In: Source rocks in a sequence stratigraphic framework. (Ed. by KATZ, B. J. & PRATT, L. M.) Amer. Assoc. Petroleum Geol., Studies in geology 37, 35–47.

WYSSLING, G. 1986: Der frühkretazische helvetische Schelf in Vorarlberg und im Allgäu – Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie. Jb. Geol. B.-A. 129, 161–265.

ZIEGLER, P. A. 1982: Geological Atlas of western and central Europe. Shell Int. Petrol. Maat. B. V. Elsevier, Amsterdam, New York.

ZITTEL, K. 1868: Paläontologische Studien über die Grenzschichten der Jura- und Kreideformation im Gebiete der Karpathen, Alpen und Appeninen. 1. Abt.: Die Cephalopoden der Stramberger Schichten. Ebner & Seubert, Stuttgart.

Manuskript eingegangen 19. September 1994
Revidierte Fassung angenommen 2. März 1995