

# Fazielle und sedimentologische Entwicklung des Betlis-Kalkes (Valanginian) im Helvetikum der Zentral- und Ostschweiz

Autor(en): **Strasser, André**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **75 (1982)**

Heft 1

PDF erstellt am: **16.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-165212>

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

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

# Fazielle und sedimentologische Entwicklung des Betlis-Kalkes (Valanginian) im Helvetikum der Zentral- und Ostschweiz

VON ANDRÉ STRASSER<sup>1)</sup>

## ZUSAMMENFASSUNG

Der Betlis-Kalk wurde auf einem flachen Schelf am Nordrand der unterkretazischen Tethys abgelagert. Aufgrund des vorhandenen Datenmaterials wird versucht, die Sedimentationsgeschichte dieser Formation zu rekonstruieren.

Fazies- und Mächtigkeitsänderungen innerhalb des Betlis-Kalkes sowie verschiedene sedimentologische Phänomene werden mit einer Gliederung des Ablagerungsraumes durch Brüche und mit differentieller Subsidenz der einzelnen tektonischen Blöcke erklärt. Ein komplexes Zusammenspiel verschiedener Faktoren wie tektonische Subsidenz, eustatische Meeresspiegelschwankungen und Klimawechsel trug zur Evolution des Betlis-Kalkes und der benachbarten Formationen bei.

## RÉSUMÉ

Le Calcaire de Betlis a été déposé sur une plate-forme au bord septentrional de la Téthys. Ce travail est un essai de reconstruction de l'histoire sédimentologique de cette formation du Crétacé inférieur.

Les changements de faciès et d'épaisseur du Calcaire de Betlis et les divers phénomènes sédimentologiques sont expliqués par une fracturation de la plate-forme et par une subsidence différentielle des blocs tectoniques. L'évolution du Calcaire de Betlis est probablement due à l'interaction de plusieurs facteurs: subsidence tectonique, fluctuations du niveau de la mer et changements de climat.

## ABSTRACT

The Betlis Limestone has been deposited on a shallow shelf at the northern margin of the Tethys Ocean. An attempt has been made to reconstruct the sedimentary history of this Early Cretaceous formation.

Changes in facies and thickness as well as several sedimentological features can be explained by faulting of the platform and by differential subsidence of tectonic blocks. The evolution of the Betlis Limestone seems to be due to the interaction of various factors: tectonic subsidence, eustatic sea level changes and climatic variations.

## 1. Einleitung und Historisches

In der Unterkreide war der Nordrand der Tethys als flacher Schelf ausgebildet. Seine Sedimente sind heute im helvetischen Autochthon und in den helvetischen

---

<sup>1)</sup> Laboratoire de Géologie, Maraîchers 13, CH-1211 Genève.

Decken vertreten. Am Beispiel des *Betlis-Kalkes* soll ein Ausschnitt der Ablage-  
 rungsgeschichte dieser Gesteine diskutiert werden.

ARN. HEIM (1905) hatte für den Kalk des «Valangien s.str.» im Säntisgebirge  
 den Namen «Valangien-Kalk» gebraucht und ihn später (in HEIM & BAUMBERGER  
 1933) nach dem Dorfe Betlis am Walensee zu «Betlis-Kalk» umbenannt. Der  
 Ausdruck Betlis-Kalk wurde dann von STRASSER (1979) als Formationsname  
 vorgeschlagen.

ARN. HEIM war es auch, der 1907, 1916 und 1933 die Fazies des Betlis-Kalkes  
 genauer beschrieb und ein einfaches Faziesmodell aufstellte (1916).

Der Betlis-Kalk wurde ausserdem im Zusammenhang mit den «Grosszyklen» in  
 der helvetischen Unterkreide von BUXTORF (1910), ARBENZ (1919), ARN. HEIM  
 (1924 und 1934), FICHTER (1933 und 1934), BRÜCKNER (1937 und 1951) sowie von  
 CAROZZI (1951) besprochen (vgl. FUNK, in Vorb.).

Aus neuerer Zeit finden sich Beschreibungen des Betlis-Kalkes bei HALDIMANN  
 (1977), STRASSER (1979) und BURGER & STRASSER (1981).

Auf Figur 1 ist die lithostratigraphische Stellung des Betlis-Kalkes dargestellt.  
 Eine genaue Datierung der Formationsgrenzen ist wegen der wenigen und z.T.  
 unsicheren Datierungspunkte nicht möglich. Es muss auch angenommen werden,  
 dass die Kontakte oft heterochron verlaufen (vgl. STRASSER 1979).

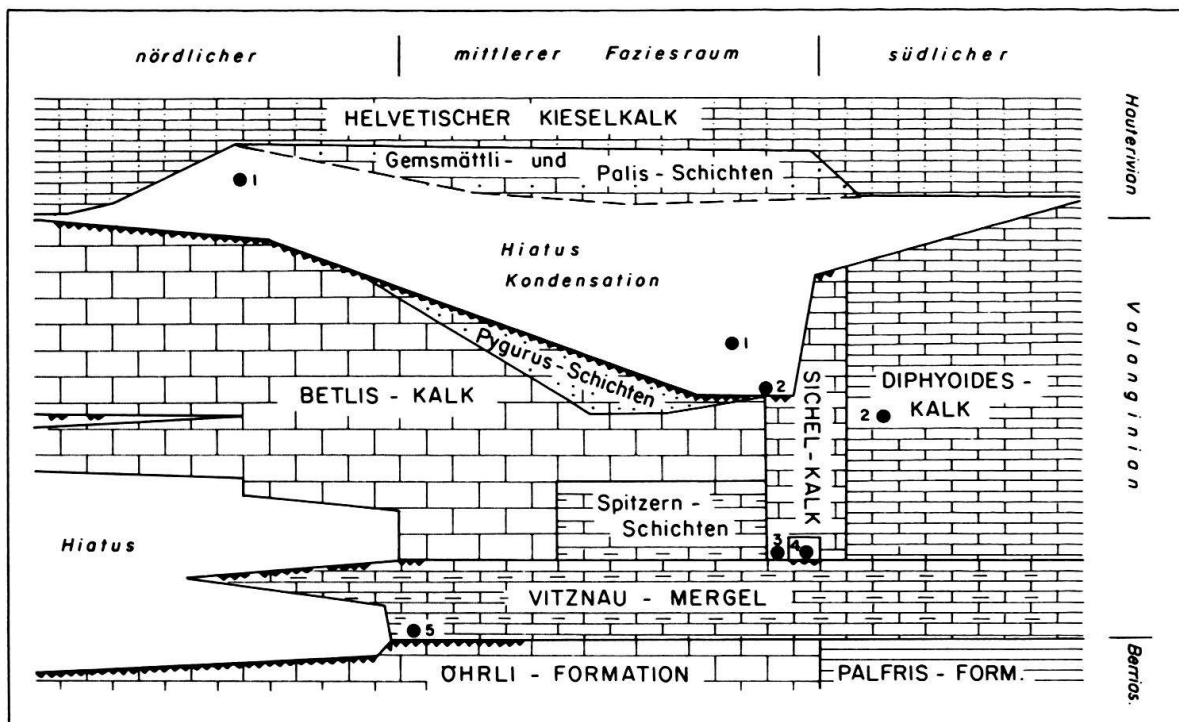


Fig. 1. Lithostratigraphische Stellung des Betlis-Kalkes und der benachbarten Einheiten. Formationsnamen sind gross, Namen von Formationsgliedern klein geschrieben. Die Darstellung ist stark schematisiert und macht keine Aussagen über die Schichtmächtigkeiten. Grössere Abweichungen westlich und östlich des Untersuchungsgebietes sind möglich. Die gezackten Linien bedeuten Hardgrounds oder Omissionsflächen.

Datierungspunkte: 1: HALDIMANN (1977), 2: ISCHI (1978), 3: HAUS (1937), 4: STRASSER (1979), 5: PANTIĆ & BURGER (1981).

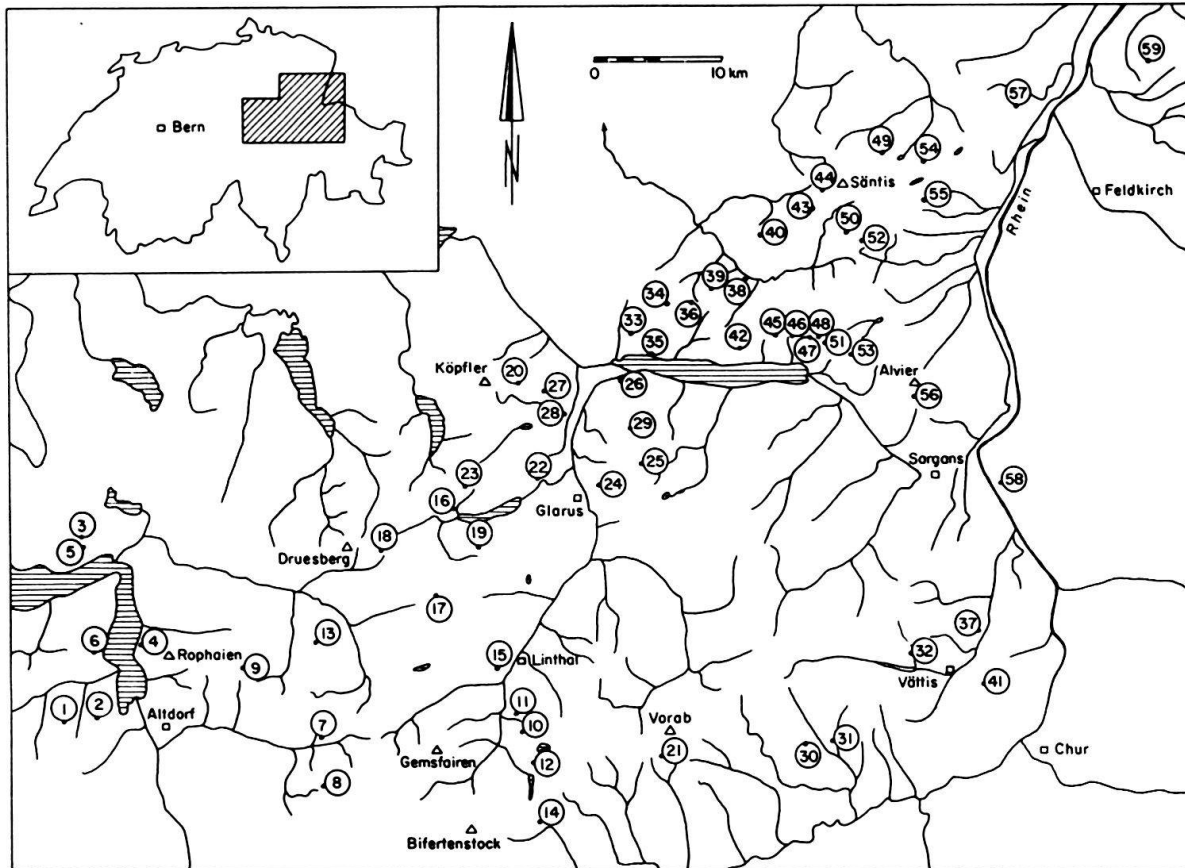


Fig. 2. Geographische Lage der Detailprofile (Koordinaten siehe STRASSER 1979).

Die faziesanalytische Arbeit basiert auf 59 Detailprofilen (Fig.2 und 3) mit insgesamt über 800 Gesteinsproben.

## 2. Faziesverteilung

### 2.1 Faziesräume

Das bearbeitete Gebiet lässt sich in drei Faziesräume gliedern (Fig. 1 und 3):

Im *nördlichen, internen Faziesraum* wird der Obere Öhrli-Kalk durch einen Hardground oder eine Omissionsfläche abgeschlossen. Direkt darüber oder über einer dünnen Schicht sandig-schiefriger Äquivalente der Vitznau-Mergel (BURGER 1982) liegt der Betlis-Kalk. Seine Mächtigkeit schwankt hier zwischen 5 und 30 m (wobei für die geringen Mächtigkeiten z. T. auch tektonische Deformation verantwortlich ist). Das Dach des Betlis-Kalkes wird durch einen phosphoritischen Hardground gebildet, über welchem die Gemsmättli-Schichten und dann der Helvetische Kieselkalk folgen.

Der Betlis-Kalk des nördlichen Faziesraumes ist heute vertreten in den tektonischen Elementen des Autochthon und Parautochthon, der Griesstock-, Wageten-, Clariden-, Glarner- und Mürtchen-Einheiten sowie im Sântis-Nordrand.

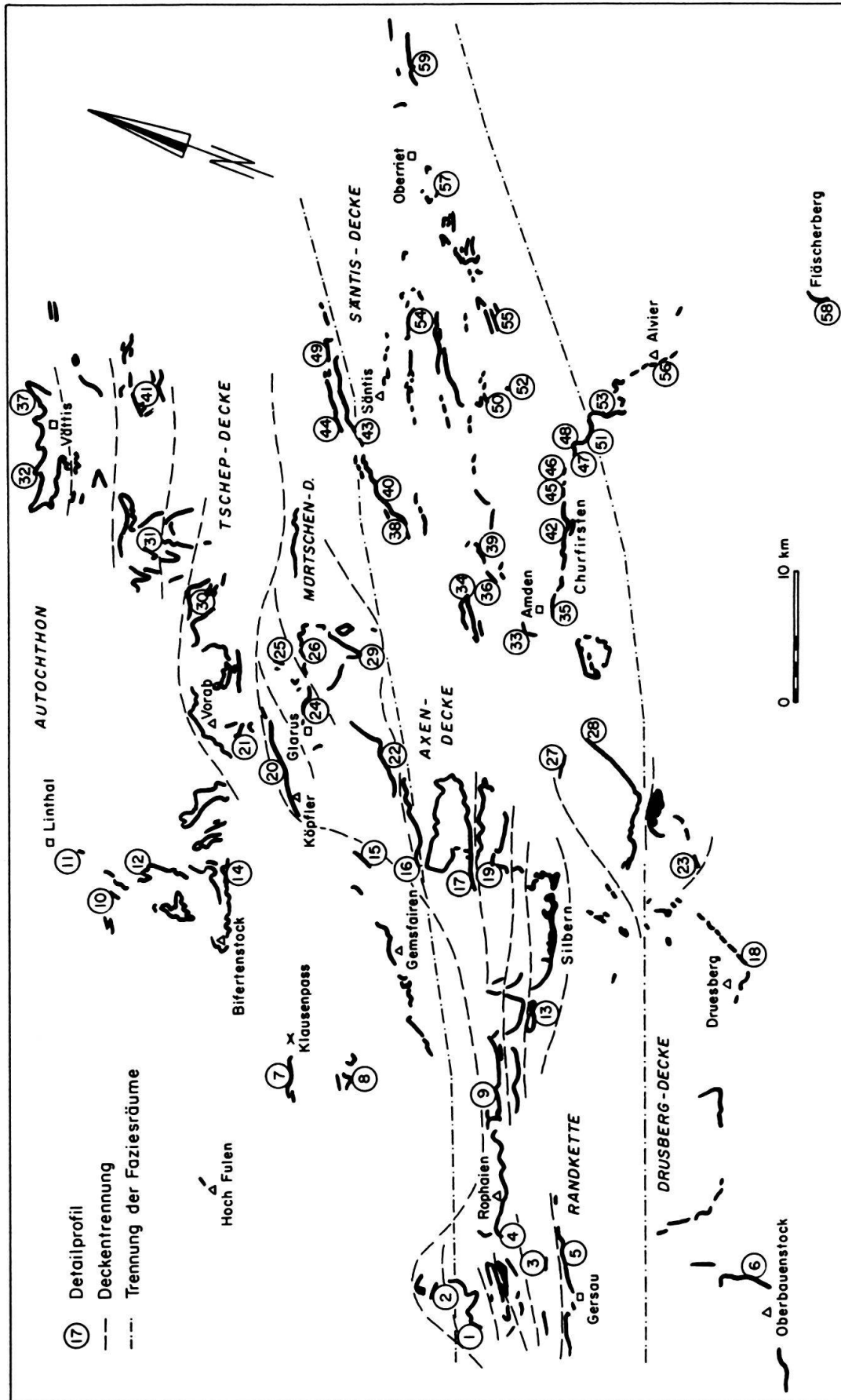


Fig. 3. Paläozoische Aufschlusskarte des Betlis-Kalkes und des Diphyooides-Kalkes mit Lokalisierung der Detailprofile (Grundlage: Abwicklungen von TRÜMPY 1969 und FERRAZZINI & SCHULER 1979).

Im *mittleren Faziesgebiet* geht der Betlis-Kalk aus den Kalk-Mergel-Wechsellaagerungen der liegenden Vitznau-Mergel hervor. Seine Mächtigkeit beträgt in dieser Zone zwischen 30 und 105 m. Die Gemsmättli-Schichten sind hier deutlich ausgebildet (vgl. HALDIMANN 1977).

Die Sedimente des mittleren Faziesstreifens sind in der Axen-, Bächistock-, Silberer- und in der nördlichen Säntis-Drusberg-Decke (exklusive Säntis-Nordrand) sowie in der Randkette zu finden.

Während nördlicher und mittlerer Faziesgürtel eine flache Schelfplattform darstellten, wurden im *südlichen, externen Faziesbereich* (heute südliche Säntis-Drusberg-Decke) die hemipelagischen Sedimente des *Diphyoides-Kalkes* abgelagert (vgl. ARN. HEIM 1907, STRASSER 1979, BURGER & STRASSER 1981).

## 2.2 Verteilung des Quarzsandes

Im mittleren Faziesbereich lassen sich deutlich zwei Quarzsandschüttungen unterscheiden:

Von Westen her wurden in den unteren Teil des Betlis-Kalkes feine, eckige Quarzkörner (0,1–0,3 mm Durchmesser) eingeschwemmt (Fig. 4). Im Gebiete des Vierwaldstättersees, wo noch Tonminerale mitgeliefert wurden, bildeten sich die typischen Kalk-Mergel-Wechsellaagerungen der *Spitzern-Schichten* heraus (Formationsglied des Betlis-Kalkes; vgl. BURGER & STRASSER 1981). Ausläufer dieser Schüttung reichen bis ins westliche Säntisgebirge (Spitzern-Äquivalente). ISCHI (1978) postulierte für die Feinsande im unteren Betlis-Kalk des Berner Oberlandes ebenfalls eine Schüttungsrichtung von Westen.

Der oberste Teil des Betlis-Kalkes ist vor allem im östlichen Teil des mittleren Faziesgürtels durch die groben Quarzsande der *Pygurus-Schichten* charakterisiert (Fig. 5). Dieses Formationsglied des Betlis-Kalkes wurde von HALDIMANN (1977) genau untersucht. Die Quarzkörner sind gross (bis 3 mm maximaler Durchmesser) und gut gerundet. Die Schüttung kam eindeutig von Osten. Eine feine Sandfraktion wurde auch in den nördlichen Faziesraum gespült.

## 2.3 Mikrofaziestypen

Die Sedimente des Betlis-Kalkes können durch *elf Mikrofaziestypen* (MF) beschrieben werden. Der *Diphyoides-Kalk* bildet eine Mikrofazies für sich. Vertikal im Profil und auch lateral zeigt sich eine grosse Variabilität der Mikrofazies, so dass die Interpolation zwischen den Profilen wahrscheinlich eine grobe Vereinfachung darstellt (Fig. 6 und 7). Zwischen den MF-Typen bestehen meist Übergänge, d.h. die Trennungslinien auf Figur 7 sind schematisch zu verstehen.

*MF 1:* Biomikrite bis Biomikrosparite (Wackestones) mit grossen (bis 1,2 mm), wenig abgerollten Trümmern von Echinodermen, Bryozoen und Muscheln. Vereinzelt finden sich Foraminiferen, Rotalgen und Serpuliden.

*MF 2:* Intra-Biomikrite (Packstones), die zahlreiche grosse (bis 1,2 mm), schlecht gerundete Fossiltrümmer (Echinodermen, Bryozoen, dickschalige Muscheln, Foraminiferen, Kalkalgen) und pelmiktische oder mikritische Intraklasten enthalten. Stellenweise treten sparitische Nester auf.

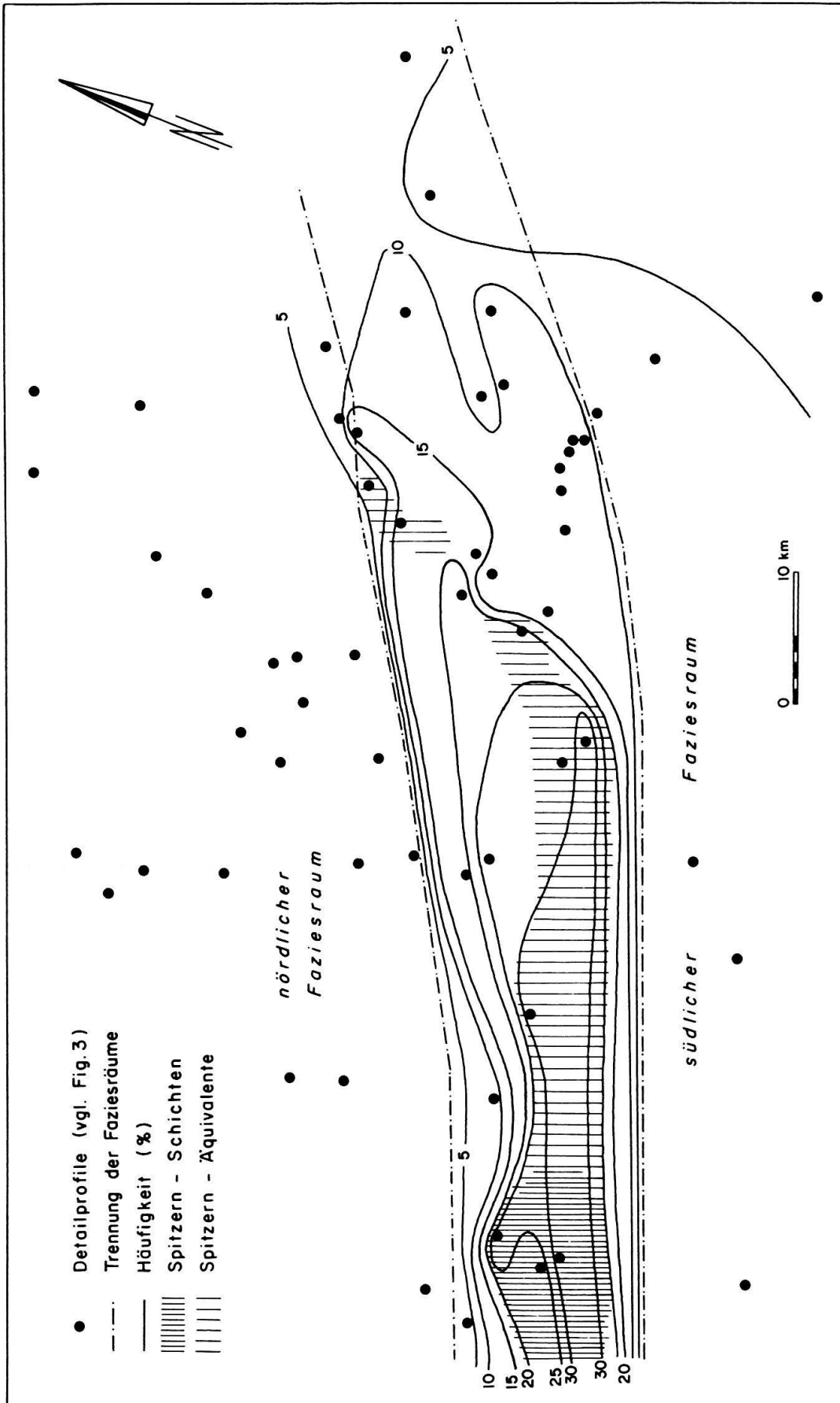


Fig. 4. Verteilung des detritischen Quarzes im unteren Abschnitt des Betlis-Kalkes (Omission im nördlichen Faziesraum, vgl. Fig. 1).

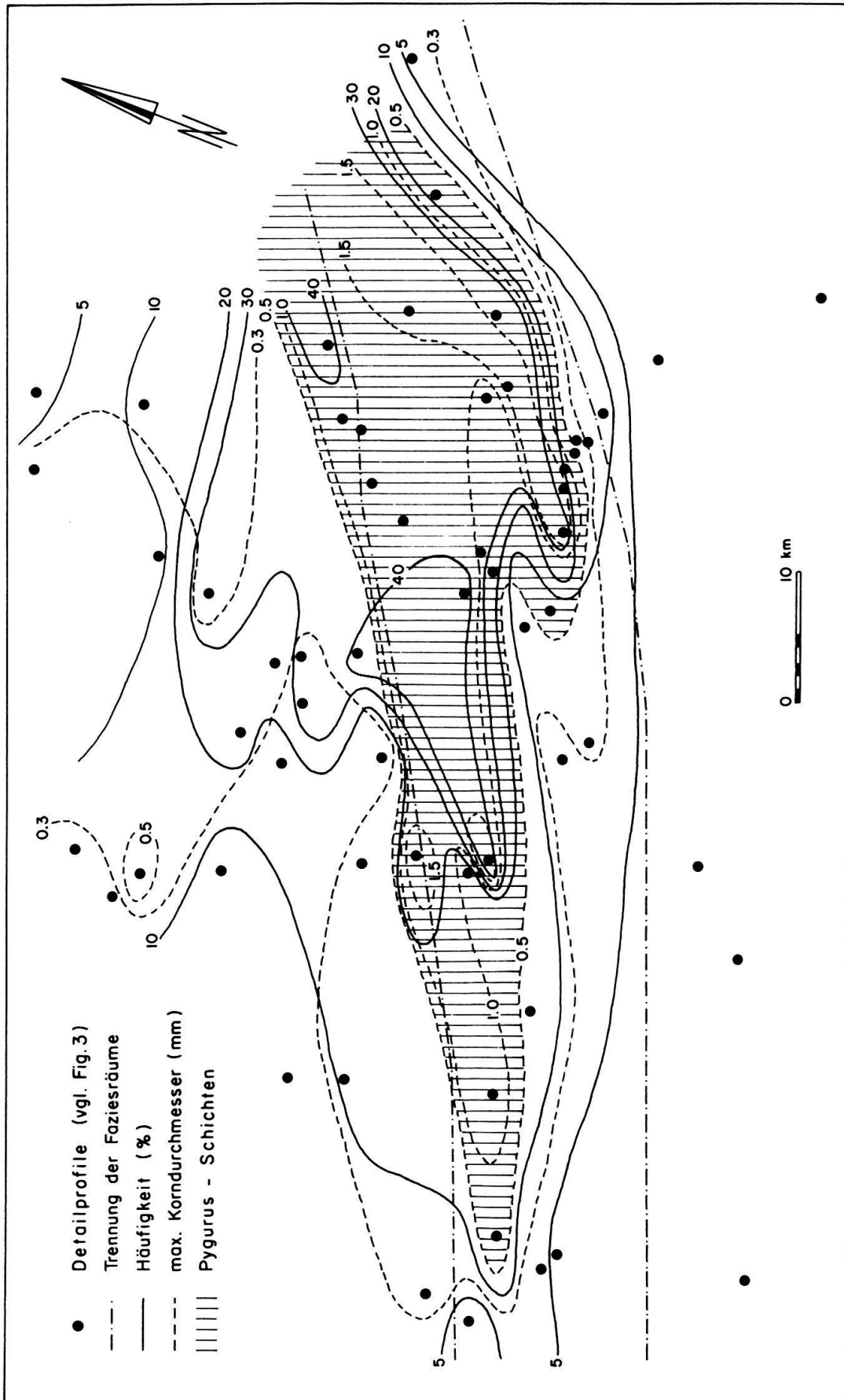


Fig.5. Verteilung des detritischen Quarzes im oberen Abschnitt des Betlis-Kalkes.



*MF 3:* Biomikrite (Packstones) mit sparitischen Zonen. Charakteristisch ist der hohe Gehalt an kleinen, eckigen Quarzkörnern (durchschnittlich 12%, 0,1 mm mittlerer Durchmesser). Die Fossiltrümmer (vorwiegend Echinodermen) sind klein und gerundet, vereinzelt finden sich Intraklasten und Pelloide.

Die Mikrofaziestypen 1–3 dominieren im nördlichen Ablagerungsraum. Sie implizieren eine seichte, vor starker Wellenbewegung geschützte Plattform mit vorwiegend schlammigem Meeresboden. Im Osten wurde die feine Sandfraktion der Pygurus-Schichten eingeschwemmt (MF 3; vgl. Kapitel 2.2).

*MF 4:* Bio-Pelsparite (Grainstones) bis Bio-Pelmikrite (Packstones) mit vielen kleinen, gut sortierten Pelloiden (etwa 18% und 0,15 mm mittl.  $\varnothing$ ), einzelnen «Grapestones» und pelmikritischen Intraklasten. Die Fossiltrümmer (häufig Echinodermen und Muscheln, seltener agglutinierende Foraminiferen, Brachiopoden, Gastropoden, Bryozoen, Rotalgen, Serpuliden und Ostracoden) sind klein und oft mikritisiert. Es treten Silexbildungen auf.

*MF 5:* Bio-Pelsparite (Grainstones) mit vielen mittelgrossen Pelloiden (etwa 25% und 0,25 mm mittl.  $\varnothing$ ). Echinodermen und Muscheltrümmer, seltener Brachiopoden, Bryozoen, Foraminiferen, Kalkalgen und Serpuliden sind gut gerundet und oft randlich mikritisiert. A- und B-Zement sind gut ausgebildet. Auch in dieser MF finden sich Silexbildungen.

*MF 6:* Grobe Bio-Pelsparite (Grainstones) mit deutlichem A- und B-Zement. Die Komponenten sind gross und schlecht sortiert. Die Pelloide machen etwa 16% des Gesteins aus und haben einen mittleren Durchmesser von 0,3 mm. Die Fossiltrümmer (vor allem Echinodermen und dickschalige Muscheln, daneben Brachiopoden, Bryozoen, Foraminiferen, Kalkalgen und Serpuliden) sind stark abgerollt, randlich mikritisiert und oft von innen heraus rekristallisiert. Die grossen Fossiltrümmer (bis 3 mm) sind z. T. verkieselt; auch Silexbildungen kommen vor.

*MF 7:* Bio-Oosparite (Grainstones) mit ein- oder mehrschaligen Ooiden (etwa 15% und 0,5 mm mittl.  $\varnothing$ ), grossen Pelloiden (14% und 0,4 mm mittl.  $\varnothing$ ), Intraklasten und Fossiltrümmern. A- und B-Zement sind ausgeprägt. Die Ooide sind z. T. pyritisiert.

*MF 8:* Bio-Pelsparite oder Bio-Pelmikrite mit viel grobem Quarzsand (im Mittel 21%). Die grossen Quarzkörner (0,5 mm mittl.  $\varnothing$ ) sind gut gerundet, die feine Fraktion (0,1 mm mittl.  $\varnothing$ ) führt eckige Körner.

*MF 9:* Bio-Pelmikrite (Wackestones–Packstones) mit viel feinen (16% und 0,1 mm mittl.  $\varnothing$ ), eckigen Quarzkörnern und Tonmineralien. Pelloide und Fossiltrümmer sind klein. Neben Echinodermen, Muscheln, Brachiopoden und Ostracoden fallen die vielen agglutinierenden Foraminiferen auf.

Die Mikrofaziestypen 4–9 sind vor allem im mittleren Faziesraum anzutreffen. Während für die MF 4 noch ein eher ruhiges Ablagerungsmilieu angenommen werden muss, weisen MF 5 und 6 auf ein erhöhtes Energieniveau hin, wo der Mikritschlamm zwischen den Komponenten ausgespült wurde und die Fossiltrümmer sich stark abrollten. Die Oolithfazies MF 7 kommt nur im Osten des bearbeiteten Gebietes vor, setzt sich aber im westlichen Vorarlberg fort (WYSSLING, in Vorb.). MF 8 beschreibt die Pygurus-Schichten, MF 9 die Spitzern-Schichten.

*MF 10:* Bio-Pelmikrite (Packstones–Wackestones) mit Echinodermen und calcitisierten Kieselchwammnadeln. Die Pelloide (etwa 6%) haben einen mittleren Durchmesser von 0,1 mm. Die Fossiltrümmer sind meist klein und gut sortiert. Tonmineralien, feiner detritischer Quarz, Glaukonit und Phosphorit kommen vor. Stellenweise ist die Grundmasse leicht verkieselt.

*MF 11:* Biomikrite (Wackestones–Mudstones) mit calcitisierten Kieselchwammnadeln und Calcisphären, seltener Radiolarien, Calpionellen, Saccocomen und Aptychen.

Die MF 10 beschreibt die Übergangszone vom flachen Schelf zum offenmeeri-schen Bereich. Sie lässt sich mit dem *Sichel-Kalk* vergleichen, den ISCHI (1978) im

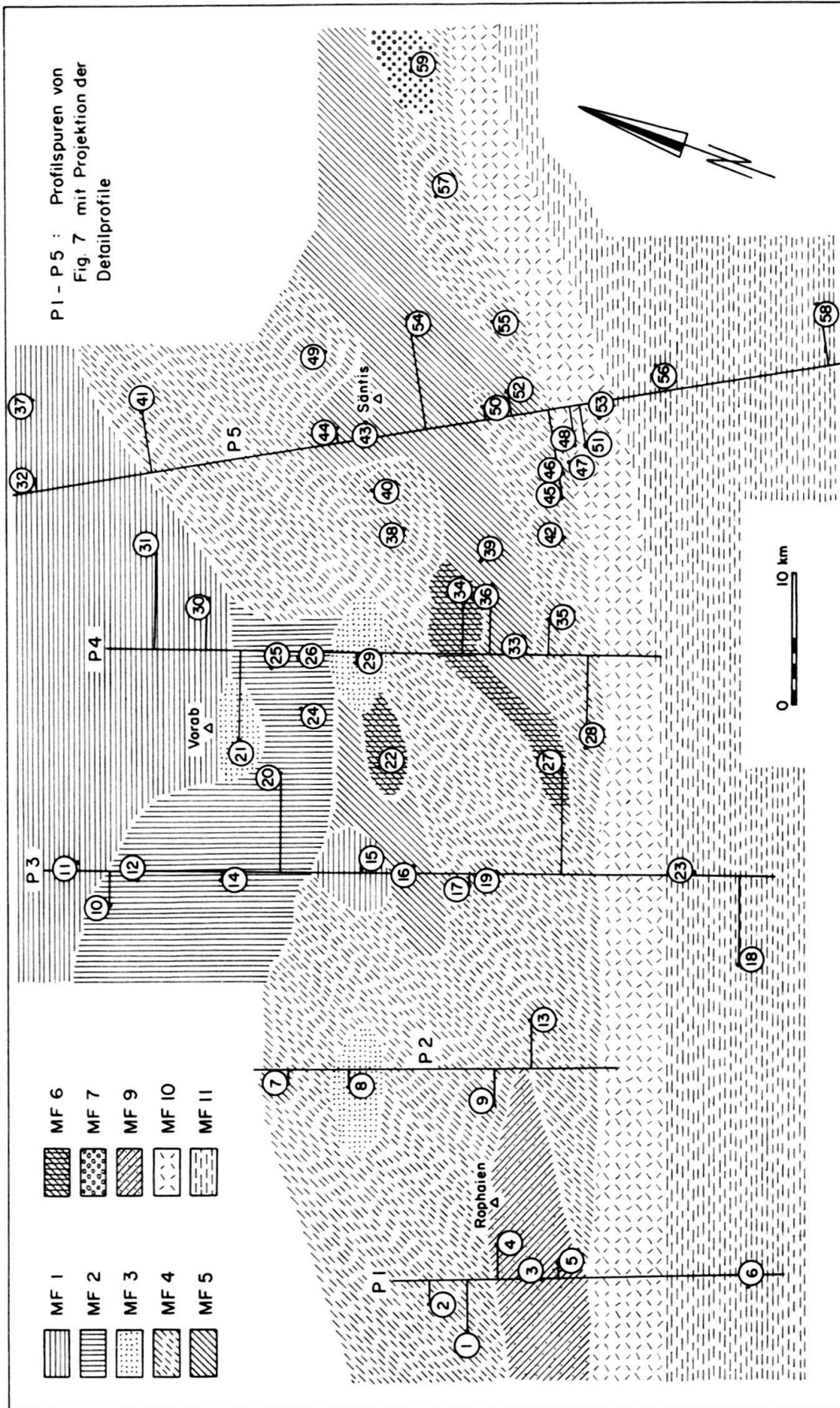
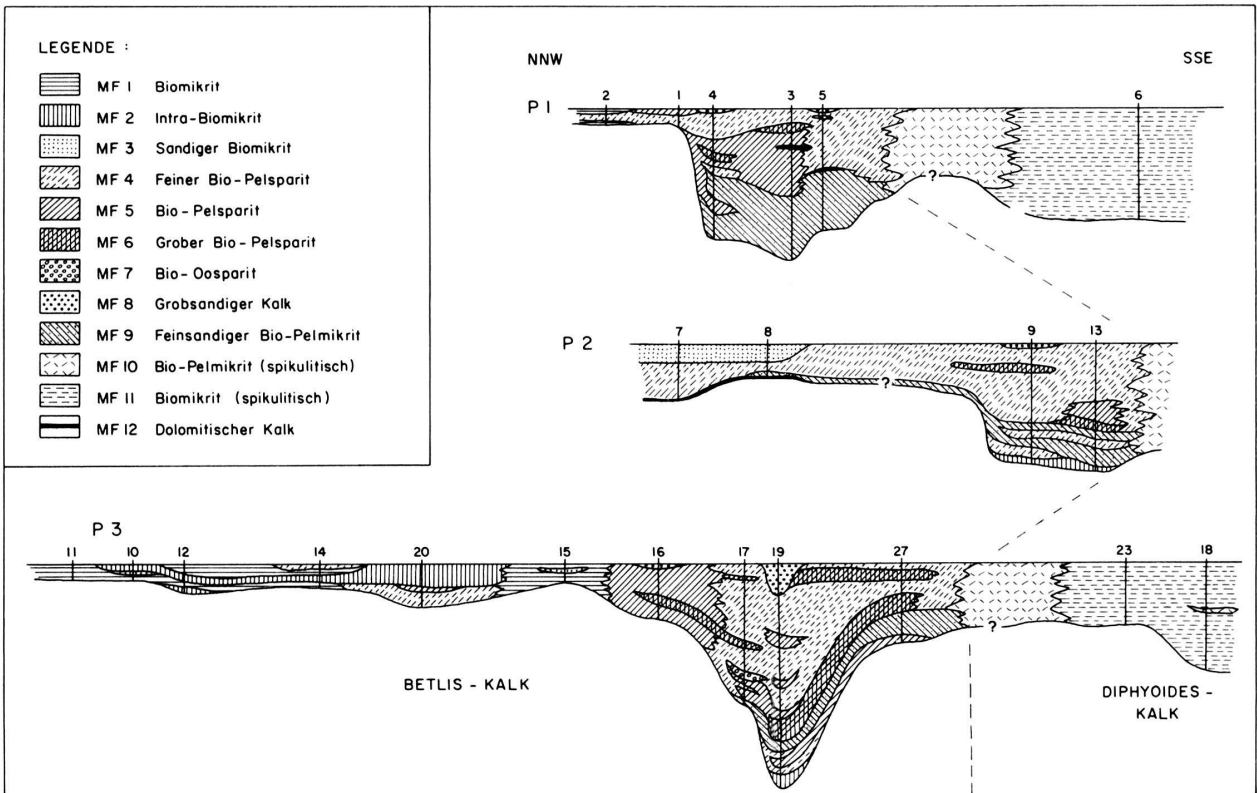


Fig. 6. Dominante Mikrofazies, Verteilung im paläogeographischen Raum. Für die Beschreibung der Mikrofaziestypen siehe Text.



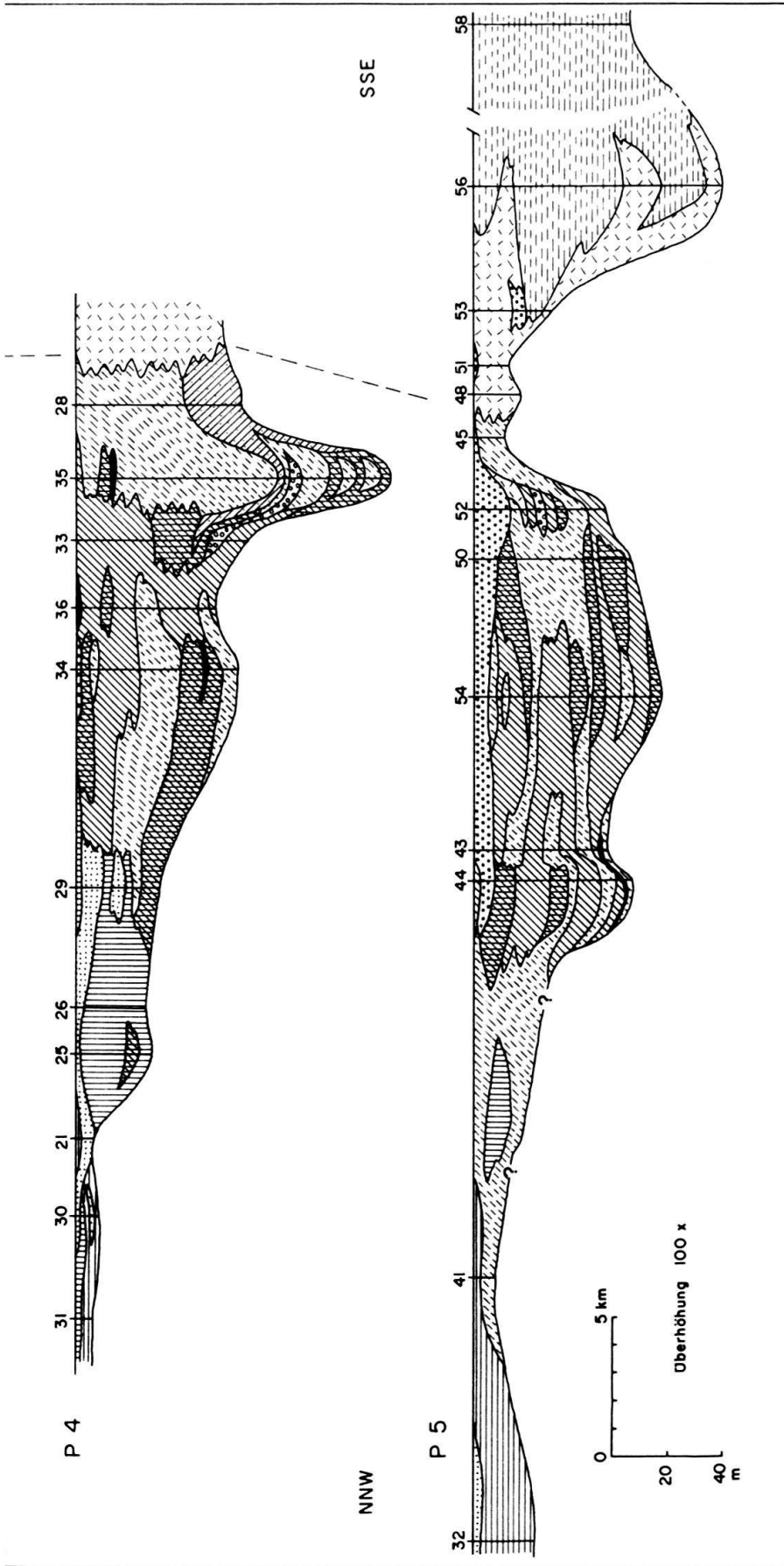


Fig. 7. Palinspastische Mikrofazies-Profile (Profilsuren auf Fig. 6).

Berner Oberland definiert hat. Damit wird zur hemipelagischen MF 11, d.h. zum Diphyoides-Kalk im südlichen Faziesraum übergeleitet.

Die *MF 12* schliesslich umfasst dolomitische Kalke: sterile Dolomikrite mit Ankerit an der Basis des Betlis-Kalkes im nördlichen Faziesraum oder stark dolomitische Kalkbänder (mit grossen zonierten Dolomitkristallen) im mittleren Faziesbereich.

### 3. Bruchtektonik

Verschiedene Indizien deuten darauf hin, dass der helvetische Schelf in der Unterkreide durch Brüche gegliedert war.

#### 3.1 *Intraformationelle «Brekzien»*

Entlang der Grenze zwischen nördlichem und mittlerem Faziesraum (Fig. 3) findet man in den Pygurus-Schichten 0,3–2 m mächtige Horizonte mit unregelmässig rundlichen Kalkkomponenten, die einen Durchmesser von wenigen Zentimetern bis zu einem halben Meter haben. Schlieren von grobem Quarzsand umfliessen diese Knollen. Manchmal ist noch ein Zusammenhang zwischen zerbrochenen Kalkkomponenten zu erkennen. HALDIMANN (1977) spricht hier von «intraformationellen Breccien» und bringt ihre Entstehung mit synsedimentärer Bruchtektonik in Verbindung.

Die äussere Form der Komponenten lässt auf eine Einbettung im noch weichen Zustand schliessen, und in einigen Fällen wird man an «Ball-and-Pillow»-Strukturen erinnert, wie sie z. B. PETTIJOHN et al. (1972) beschrieben haben. Es ist also nicht auszuschliessen, dass bei einem Schock im unverfestigten Sediment durch Thixotropie-Effekte solche Knollen entstanden sind. Da eine Deformation weicher Sedimente durch hohe Sedimentationsrate, hohe Porosität und durch Lagen mit verschiedenem spezifischem Gewicht begünstigt wird (PETTIJOHN et al. 1972), ist es verständlich, dass die intraformationellen «Brekzien» vor allem in den Pygurus-Schichten auftreten. Die horizontierte Lage der Kalkknollen kann durch zeitlich und örtlich begrenzte Erschütterungen erklärt werden. Es liegt nahe, dass solche Erschütterungen vor allem in der Nähe von aktiven Bruchzonen auftreten, und die lineare Anordnung der «Brekzien» lässt auf ein *WSW-ENE streichendes Bruchsystem* schliessen.

#### 3.2 *Fazies- und Mächtigkeitsänderungen*

Es fällt auf, dass der Nordrand der Vitznau-Mergel (Fig. 1) und der Mächtigkeitsprung vom nördlichen zum mittleren Faziesraum (Fig. 7) mit der Zone der «Brekzien» in den Pygurus-Schichten zusammenfallen. Es kann also als Hypothese angenommen werden, dass ein Bruchrand die nördliche Ausdehnung der Vitznau-Mergel begrenzte und dass der mittlere Faziesraum, durch diesen Bruch vom nördlichen Gebiet getrennt, sich schneller absenkte und so eine mächtigere Sedimentserie aufnehmen konnte.

Eine weiter südlich verlaufende Bruchzone verursachte den Wechsel von den Seichtwassersedimenten des Betlis-Kalkes zur hemipelagischen Fazies des Diphyoides-Kalkes im südlichen Faziesraum.

Kleinere Brüche und *differentielle Subsidenz einzelner Schollen* können zu lokalen Fazies- und Mächtigkeitsänderungen geführt haben. So wechseln z. B. im Detailprofil 52 (P5 auf Fig. 7) die groben Bio-Pelsparite der MF 6 über die oolithische MF 7 relativ rasch zu den spikulitischen Kalken der MF 10. Seitlich hingegen, im Profil 50, wird die Tieferwasserfazies MF 10 durch die Seichtwasserfazies MF 6 abgelöst.

Im Vorarlberg haben HEIM & BAUMBERGER (1933) einen Wechsel von oolithischen Flachwasserkalken über eine Kalk-Mergel-Wechselagerung zu einer diskordant aufliegenden Serie von Tiefwassersedimenten beschrieben.

Die Flexuren, durch welche die Brüche am Meeresboden wahrscheinlich in Erscheinung traten, *kanalisierten* auch die Sandschüttungen der Pygurus- und Spitzern-Schichten (Fig. 4 und 5), wobei die Feinsandfraktion der Pygurus-Schichten zu einem grossen Teil durch Winnowing (vgl. HALDIMANN 1977) über den nördlichen Bruchrand hinweg in den nördlichen Faziesraum geschwemmt wurde.

### 3.3 Verstellung von Schichtpaketen

In der Nähe von aktiven Bruchzonen sind Verstellungen von Schichtpaketen und Slumps zu erwarten. Wegen der limitierten Aufschlussverhältnisse konnten allerdings nur an zwei Stellen solche Erscheinungen gefunden werden:

In den Vitznau-Mergeln am Vitznauerstock sind an zwei Diskordanzen Schichtpakete nach Süden gekippt und diskordant überlagert (BURGER 1982).

In den Churfirsten bei Profil 51 liegt der Betlis-Kalk mit einer Winkeldiskordanz von 25 bis 30 Grad über schräggestellten Vitznau-Mergeln (Fig. 8). Die Kalkbänke der Vitznau-Mergel gleichen sich der Basis des Betlis-Kalkes etwas an und bewirken einen welligen Kontakt. Die Mächtigkeit des Betlis-Kalkes nimmt gegen Südosten von 15 auf etwa 20 m zu. Die Oberfläche der Formation ist horizontal. Es sind keine

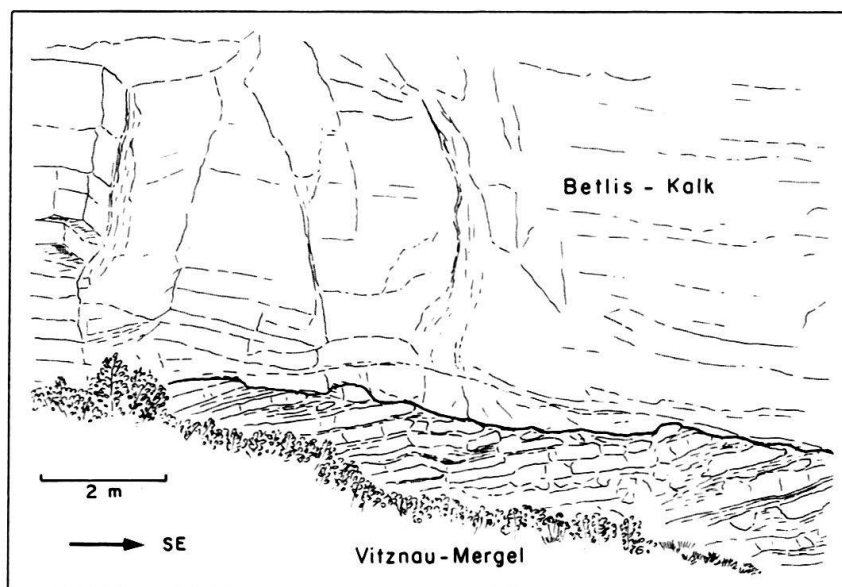


Fig. 8. Winkeldiskordanz zwischen schräggestellten Vitznau-Mergeln und Betlis-Kalk bei Bülsegg (Profil 51). Interpretation siehe Text.

internen Verformungen und kein Basalkonglomerat vorhanden. In den nahe gelegenen Profilen 47 und 48 liegt der Betlis-Kalk konkordant auf den Vitznau-Mergeln.

Es ist möglich, dass es sich hier um die Abrissnische eines Slump handelt, der beim Abrutschen ein Paket der Vitznau-Mergel schräggestellt hat (Gegenrotation). Die Vertiefung wurde bei der Sedimentation des Betlis-Kalkes wieder aufgefüllt.

### 3.4 *Persistente Brüche*

SCHINDLER (1959) hat in der Axen-Decke am Hochtor und am Vorderglärnisch zwei Brüche beschrieben, an deren Südflanke er in verschiedenen Horizonten Brekzien fand. Er leitete daraus eine periodische Aktivität während der Ablagerungszeit des Betlis-Kalkes und des unteren Helvetischen Kieselkalkes ab. Diese beiden Brüche liegen in der obenerwähnten nördlichen Bruchzone. Auch der Dohlenbruch, der im Dogger wirksam war (SCHINDLER 1959), liegt in dieser Zone.

Die Nord-Süd laufenden Rässegg-Brüche im nördlichen Faziesraum waren in der Unterkreide aktiv (SCHINDLER 1959).

Im Jura der Wildhorn-Decke hat GÜNZLER-SEIFFERT (1941 und 1952) persistente Brüche erkannt. ISCHI (1978) vermutete, dass diese Brüche auch in der Unterkreide spielten. Er zeichnete für das Berner Oberland ein hypothetisches Netz von Brüchen, an welches sich die nördliche und die südliche Bruchzone im zentralen und östlichen Helvetikum sehr gut anschliessen.

Die Anordnung der Brüche im Raum und die Tatsache, dass es sich meist um Abschiebungen handelt, bei denen der südliche Block tiefer liegt als der nördliche (Fig. 9), weisen auf eine regionale *Zerrungstektonik* hin. GÜNZLER-SEIFFERT (1941 und 1952) spricht von tektonischen Zerrungsphasen im Dogger, Tithon und Gault, welche eine antithetische Staffelung einzelner Bruchschollen zur Folge hatten. TRÜMPY wies 1949 Zerrungstektonik im Lias der Glarner Alpen und 1952 am Nordrand der liassischen Tethys im allgemeinen nach.

### 3.5 *Hypothetische Entwicklung der Bruchstaffeln*

Entlang dem Profil P5 (Fig. 6 und 7) wird die mögliche Anordnung der Brüche und ihre Entwicklung im Laufe der Sedimentation des Betlis-Kalkes gezeigt (Fig. 9). Aufgrund der Mikrofazies wurde die Wassertiefe für jeden Zeitpunkt grob abgeschätzt, wobei die Werte nur relativ zu verstehen sind. Die dargestellten Mächtigkeiten entsprechen den Messungen an den Detailprofilen; die diagenetische und tektonische Kompaktion ist nicht berücksichtigt.

Wie die differentiellen Bewegungen der einzelnen Bruchschollen die Sedimentation des Betlis-Kalkes beeinflussten, wird im nächsten Kapitel diskutiert.

## 4. Sedimentationsablauf

Aus der Lithostratigraphie (Fig. 1), aus der Mikrofaziesverteilung (Fig. 6 und 7) und mit dem Modell der Bruchschollen (Fig. 9) lässt sich die Sedimentationsgeschichte des Betlis-Kalkes in groben Zügen rekonstruieren:

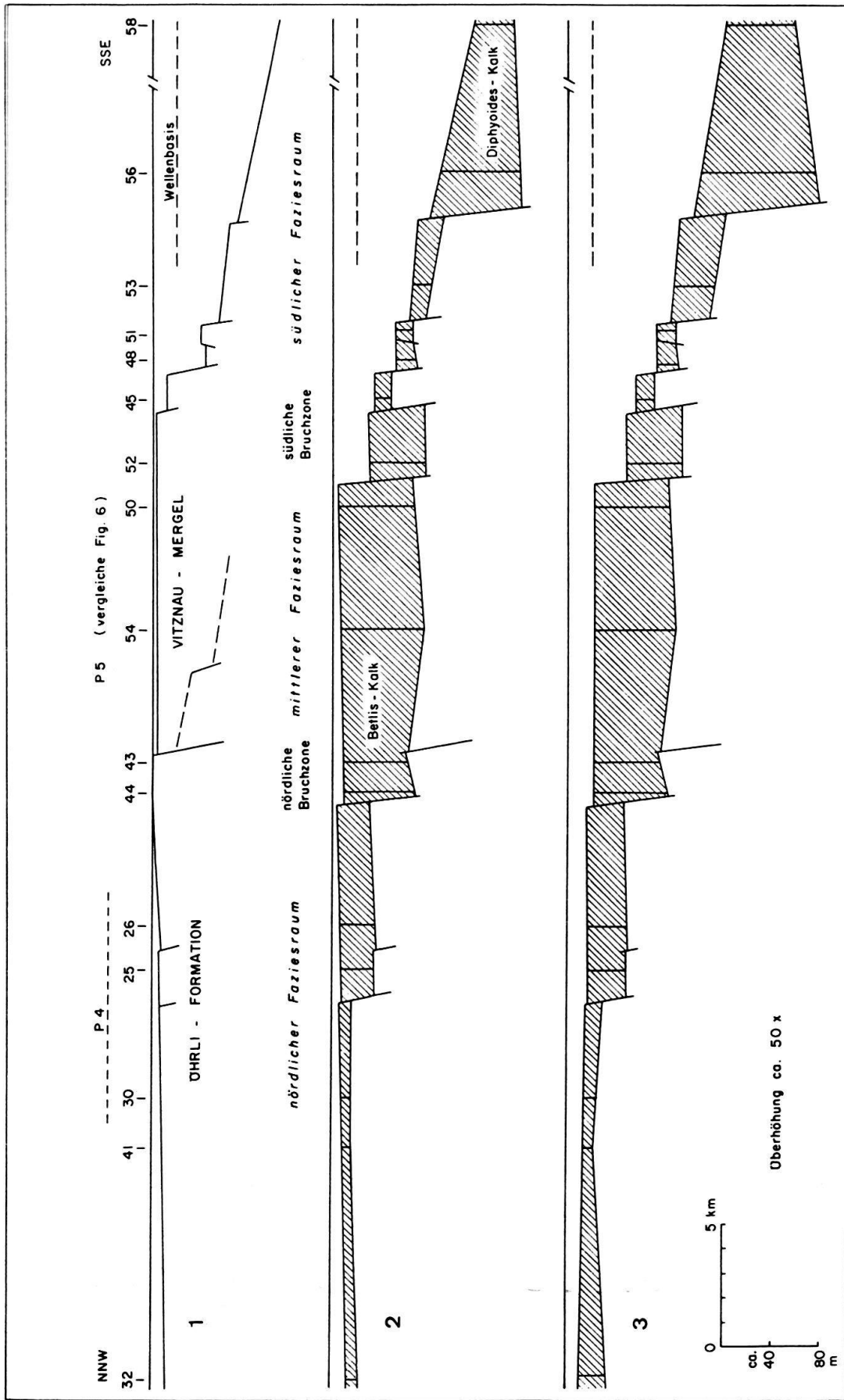


Fig. 9. Hypothetische Entwicklung der Bruchtaffeln (schematisch).  
 1: Situation bei Beginn der Sedimentation des Betlis-Kalkes.  
 2: Situation am Ende der Sedimentation im mittleren Faziesraum.  
 3: Situation während der Kondensation der Gemsmättli-Schichten.



Schon im *Berriasian* war der helvetische Ablagerungsraum in drei Faziesbereiche gegliedert (BURGER 1982). Im nördlichen Faziesraum wurden die Seichtwassersedimente des Öhrli-Kalkes abgelagert, während sich im mittleren Faziesgürtel Mergel zwischen die Kalke schalteten (Öhrli-Mergel). Im südlichen Faziesraum wurden die Mergel der Palfris-Formation sedimentiert. Die Faziesgrenzen fallen ungefähr mit denjenigen im Valanginian zusammen und waren vermutlich durch die Wirksamkeit der nördlichen und südlichen Bruchzone bedingt.

Im *unteren Valanginian* war der mittlere Ablagerungsraum als seichter Trog etwas abgesenkt und nahm die Kalk-Mergel-Wechselagerungen der Vitznau-Mergel auf. Sie wurden auch in der südlichen Fazieszone abgelagert (BURGER 1982). Auf der Karbonatplattform des nördlichen Faziesraumes herrschte Omission vor, und nur in lokalen Trögen oder Rinnen wurden sporadisch Äquivalente der Vitznau-Mergel eingeschwenkt. Stellenweise bildete sich im Dach des Öhrli-Kalkes ein Hardground aus, und es ist nicht auszuschliessen, dass der Kalk z. T. aufgearbeitet wurde.

Beim *Beginn der Sedimentation des Betlis-Kalkes* blieb die Karbonatplattform im Norden zunächst erhalten. Sedimente kamen nur in durch Brüche begrenzten flachen Trögen zur Ablagerung. Einzelne Inseln oder auch grössere supratidale Gebiete, die später wieder aufgearbeitet wurden, ermöglichten die Bildung von Dolomiten, Konglomeraten und Mikrokarsten (Basis der Profile 7, 8, 16, 43, 44 und 49; vgl. Fig. 7 und 9).

Der mittlere Faziesraum war entlang der nördlichen Bruchzone etwas tiefer gesetzt und durch Brüche gegliedert. Von Westen her wurden in eine flache Rinne die Feinsande und Tone der Spitzern-Schichten geschüttet (MF 9, Kapitel 2.3). Rhythmische Ereignisse im Hinterland verursachten die periodische Zufuhr von terrigenem Detritus und bewirkten so die typische Kalk-Mergel-Wechselagerung. Gegen Osten nahm der Einfluss der Ton- und Sandschüttungen ab, und vermehrt trat grober Biodetritus auf (MF 5 und 6). Ganz im Osten wurden Oolithsande abgelagert (MF 7). Die Wellenenergie war vor allem an Schwellenzonen relativ hoch, so dass der Kalkschlamm aus den Kalkareniten weggespült wurde. Die Produktivität der Bodenfauna und damit die Sedimentationsrate war hoch und von starker Subsidenz des mittleren Faziesraumes begleitet.

Mit dem Beginn der Sedimentation des Betlis-Kalkes hatte sich der südliche Faziesraum stark abgesenkt. Dort wurde nun der hemipelagische Diphyoides-Kalk (MF 11) abgelagert. Die südliche Bruchzone begann, sich zu differenzieren. Ein schmaler Streifen mit einer Echinodermen-Spikulit-Mischfazies (MF 10, Sichel-Kalk) bildete den Übergang zur seichten Plattform. Die Sedimentationsrate war gering, und an einigen Stellen bildeten sich Hardgrounds (Profile 47 und 48).

Mit einer Verzögerung begann auch der nördliche Faziesraum sich abzusenken. Er war durch die Schwelle am nördlichen Bruchrand vor starker Wellenbewegung geschützt (Fig. 9), und es kamen vor allem schlammige Sedimente zur Ablagerung (MF 1 und 2). Unregelmässige Subsidenz unterbrach stellenweise die Sedimentation und bewirkte Omissionshorizonte sowie Aufarbeitung und Resedimentation der Kalkkomponenten.

Die Schüttung der Tone und Feinsande aus dem Westen in den mittleren Faziesraum klang aus.

Zu *Beginn des oberen Valanginian* setzte die Schüttung der groben Quarzsande aus Osten ein (MF 8, Pygurus-Schichten). Die grossen Quarzkörner wurden im mittleren Faziesgürtel entlang von Flexuren kanalisiert, während ein Teil der feinen Fraktion in den nördlichen Raum getragen wurde (MF 3). In lokalen Rinnen häuften sich die Sande an, wurden aber auch stellenweise über den südlichen Bruchrand in tieferes Wasser geschwemmt oder gelangten durch Canyons oder Rinnen in die südliche Fazieszone (Profil 53, Fig.7). Der Südrand des mittleren Faziesstreifens begann zu zerbrechen, und einzelne Blöcke senkten sich rasch ab (Profil 52, vgl. Kapitel 3.2).

Im *oberen Valanginian* setzte sich die langsame Subsidenz und Sedimentation im nördlichen Faziesgebiet fort. Der mittlere Faziesbereich hingegen war an exponierten Stellen der Erosion ausgeliefert.

Differentielles, von Süden nach Norden fortschreitendes Absinken der tektonischen Blöcke (und/oder ein Kippen des gesamten Schelfes gegen Süden; vgl. PITMAN 1978) bewirkte die Ausbildung des Hardground im Dach der Betlis-Formation und des darüber folgenden heterochron verlaufenden Kondensationshorizontes der Gemsmättli-Fossilschicht (HALDIMANN 1977). Mit der Gemsmättli-Glaukonitbank setzte die Sedimentation im mittleren Faziesraum langsam wieder ein, diesmal aber in tieferem Wasser. Im südlichen Ablagerungsraum hatte die Sedimentation der hemipelagischen Kalke fortgedauert, und nur lokale Schüttungen von aufgearbeitetem Quarz der Pygurus-Schichten und von Glaukonit erinnerten an das Geschehen in der absinkenden mittleren Fazieszone (Profile 18 und 56; vgl. auch FICHTER 1934).

Zu *Beginn des Hauterivian* begann die Sedimentation des Helvetischen Kieselkalkes (FUNK 1971). Im nördlichen Bereich wurden sandige Echinodermenkalke abgelagert, während der zentrale und südliche Faziesraum spikulitische Kalke eines Tieferwassermilieus aufnahm.

Der Schelfrand mit Quarzsand und Echinodermen führenden spikulitischen Kieselkalken verschob sich im Hauterivian bis ins nördliche Faziesgebiet. In den Sedimenten der Drusberg-Schichten und des Schrattenkalkes (Barremian) zeigt sich wieder die gleiche fazielle Gliederung wie im Valanginian (ARN. HEIM 1916, LIENERT 1965 und FUNK & BRIEGEL 1979), was auf eine relativ grosse Konstanz der nördlichen und südlichen Bruchzone schliessen lässt.

## 5. Diskussion

Wegen der Lückenhaftigkeit der Aufschlüsse und der Probenentnahme (Fig.3) sowie wegen der Unsicherheit in der Datierung (Fig.1) können der geschilderte Sedimentationsablauf und die Skizze des Meeresbodens (Fig. 10) nur als Hypothese verstanden werden.

Man kann aber annehmen, dass *differentielle Subsidenz* bei der Evolution des Betlis-Kalkes eine wichtige Rolle gespielt hat. Sowohl die mikrofazielle Variabilität

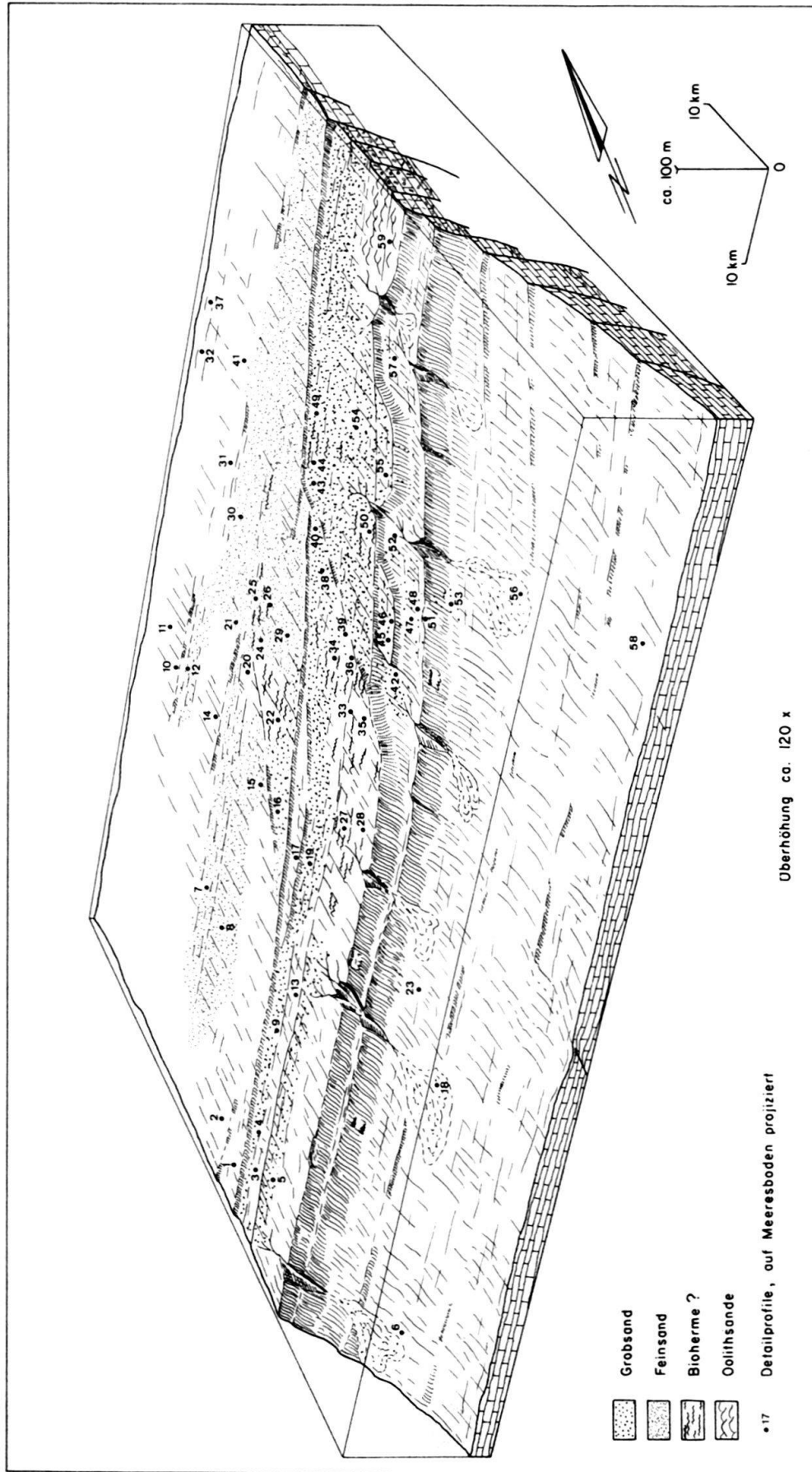


Fig. 10. Skizze des Meeresbodens im mittleren Valanginian (hypothetisch).

innerhalb der Formation wie auch der heterochrone Verlauf der Kondensationszone der Gemsmättli-Schichten kann damit erklärt werden (vgl. auch COTILLON 1974 und 1975).

Für die Ausbildung der Kondensationszone muss jedoch auch eine grossräumige, generelle *Vertiefung des Meeres* angenommen werden, sei es durch tektonische Absenkung oder durch eustatische Erhöhung des Meeresspiegels. Wie COOPER (1976) zeigte, fand am Ende des Valanginian eine weltweite Transgression statt. Nach HAYS & PITMAN (1973), RONA (1973) und anderen Autoren erfährt ein Ozeanbecken bei aktivem Spreading an einem mittelozeanischen Rücken eine volumetrische Verkleinerung, was eine Erhöhung des Meeresniveaus zur Folge hat (vgl. auch PITMAN 1978).

Mit einer marinen Transgression wurde die Erosion auf dem Festland verringert und der Gürtel mit detritischem Material gegen die Küste hin verlegt, was zusätzlich zu einer allfälligen tektonischen Absenkung die Ausbildung von Hardground und Kondensationshorizont begünstigte, da weniger Sediment angeliefert wurde. Durch eine Vertiefung des Meeres wurden sicher auch das Strömungsregime verändert und der Wasserchemismus beeinflusst. So konnte Upwelling die Phosphatisierung des Hardground und der Gemsmättli-Fossilschicht zur Folge haben (HALDIMANN 1977).

Eine Transgression führte wahrscheinlich auch zu einem eher gemässigten Klima, während die bei einer Regressionsphase exponierten Landmassen ein extremeres Kontinentalklima bedingten (COOPER 1976). HALDIMANN (1977) vermutet, dass die Quarzsande der Pygurus-Schichten vor ihrem aquatischen Transport in küstennahen Dünen gelagert waren. Bei einem gemässigten Klima war das Land von mehr Vegetation bedeckt, welche die Erosionsrate verringerte (Biostasie; ERHART 1956). Extremere Klimaverhältnisse hingegen würden die Vegetationsdecke reduzieren und die Zulieferung von terrigenem Detritus begünstigen (Rhexistastie), wie dies bei der Ablagerung der Vitznau-Mergel der Fall war. Ein zusätzlicher *klimatisch bedingter Einfluss* in der Evolution des Betlis-Kalkes ist deshalb wahrscheinlich (vgl. auch BRÜCKNER 1953).

Es ist auch interessant, das rekonstruierte Bild des Ablagerungsraumes des Betlis-Kalkes mit rezenten Karbonatplattformen zu vergleichen:

Viele moderne Kontinentalschelfe sind durch parallel zum Schelfrand laufende normale antithetische Brüche gegliedert (z. B. Golf von Guinea, östlicher Kontinentalrand von Nordamerika oder der Abfall des westirischen Schelfes zum Rockall-Trog; BURK & DRAKE 1974). Eine Karbonatsedimentation, die sich mit der des Betlis-Kalkes vergleichen lässt, findet sich auf dem Yucatán-Schelf im südlichen Golf von Mexiko (LOGAN et al. 1969). Der Ostflorida-Schelf, der von MILLIMAN (1972), UCHUPI (1972), HOLLISTER (1972) und SWIFT et al. (1972) detailliert untersucht wurde, gleicht in vielen physiographischen und sedimentpetrographischen Aspekten dem rekonstruierten Ablagerungsraum des Betlis-Kalkes (STRASSER 1979).

So hat sich für den Betlis-Kalk eine Sedimentationsgeschichte herauskristallisiert, die sich wohl in manchen Punkten in ein Modell einordnen lässt, aber auch viel Individualität zeigt. Für viele Phänomene kann sicher keine einfache Erklärung gefunden werden. Es ist vielmehr das *komplexe Zusammenspiel verschiedener* (bekannter und vielleicht noch unbekannter) *Faktoren*, welches die vielfältige Ausbildung des Betlis-Kalkes und der benachbarten Formationen bewirkte.

## Verdankungen

Herrn Prof. Dr. R. Herb (Bern), Herrn Dr. H. P. Funk (Zürich) und Herrn H. Burger (Zürich) sei für die kritische Durchsicht des Manuskriptes herzlich gedankt. Dr. M. Toumarkine korrigierte die französische, Herr G. Lister die englische Zusammenfassung.

Die Dissertation, die dieser Arbeit zugrunde liegt, entstand im Rahmen des Forschungsprojekts Nr. 2.009-0.73 («Zyklische Sedimentation in der Helvetischen Unterkreide») des Schweizerischen Nationalfonds.

## LITERATURVERZEICHNIS

- ARBENZ, P. (1919): *Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen*. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 64, 246–275.
- BRÜCKNER, W. (1937): *Stratigraphie des autochthonen Sedimentmantels und der Griesstockdecke im oberen Schächental (Kanton Uri)*. – Verh. natf. Ges. Basel 48, 77–182.
- (1951): *Lithologische Studien und zyklische Sedimentation in der helvetischen Zone der Schweizeralpen*. – Geol. Rdsch. 39/1, 196–212.
- (1953): *Cyclic calcareous sedimentation as an index of climatic variations in the past*. – J. Sediment. Petrol. 23, 235–237.
- BURGER, H. (1982): *Die Kalk- und Mergel-Gesteine der untersten Kreide des Helvetikums zwischen Vierwaldstättersee und Rheintal: Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie*. – Diss. Univ. Zürich.
- BURGER, H., & STRASSER, A. (1981): *Lithostratigraphische Einheiten der untersten Helvetischen Kreide in der Zentral- und Ostschweiz*. – Eclogae geol. Helv. 74/2, 529–560.
- BURK, C. A. & DRAKE, C. L. (Ed.) (1974): *The geology of continental margins*. – Springer, Berlin-Heidelberg-New York.
- BUXTORF, A. (1910): *Erläuterungen zur geologischen Karte des Bürgenstocks*. – Erläut. geol. Karte Schweiz 9.
- CAROZZI, A. (1951): *Rythmes de sédimentation dans le Crétacé Hélicétique*. – Geol. Rdsch. 39/1, 177–195.
- COOPER, M. R. (1976): *Eustacy during the Cretaceous: its implications and importance*. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 22 (1977), 1–60.
- COTILLON, P. (1974): *Sédimentation rythmique et milieux de dépôt: données fournies par l'étude du Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane (France SE)*. – Bull. Soc. géol. France 7/16, 583–592.
- (1975): *Les grandes discontinuités de sédimentation du Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane (France SE), expression d'une tectonique synsédimentaire*. – 9<sup>e</sup> Congr. Int. Sédimentol. Nice, Thème 4, 79–84.
- ERHART, H. (1956): *La genèse des sols: esquisse d'une théorie géologique et géochimique: biostase et rhexistase*. – Masson, Paris.
- FERRAZZINI, B., & SCHULER, P. (1979): *Eine Abwicklungskarte des Helvetikums zwischen Rhone und Reuss*. – Eclogae geol. Helv. 72/2, 439–454.
- FICHTER, H. J. (1933): *Die Gesetzmässigkeiten der zyklischen Gliederung der helvetischen Unterkreide und ihre Anwendung auf die Stratigraphie des helvetischen Albien*. – Eclogae geol. Helv. 26/2, 198–203.
- (1934): *Geologie der Bauen-Brisen-Kette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malms der helvetischen Decken*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 69.
- FUNK, H. (1971): *Zur Stratigraphie und Lithologie des Helvetischen Kieselkalkes und der Altmannschichten in der Säntis-Churfürsten-Gruppe (Nordostschweiz)*. – Eclogae geol. Helv. 64/2, 345–433.
- FUNK, H., & BRIEGEL, U. (1979): *Le faciès Urgonien des nappes Hélicétiques en Suisse orientale*. – Géobios, Mém. spéc. 3, 159–168.
- GÜNZLER-SEIFFERT, H. (1941): *Persistente Brüche im Jura der Wildhorndecke des Berner Oberlandes*. – Eclogae geol. Helv. 34/2, 164–176.
- (1952): *Alte Brüche im Kreide/Tertiär-Anteil der Wildhorndecke zwischen Rhone und Rhein*. – Geol. Rdsch. 40, 211–239.
- HALDIMANN, P. (1977): *Sedimentologische Entwicklung der Schichten an einer Zyklengrenze der helvetischen Unterkreide: Pygurusschichten und Gemsmättlichichten (Valanginian/Hauterivian) zwischen Thunersee und St. Galler Rheintal*. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 219.

- HAUS, H. (1937): *Geologie der Gegend von Schangnau im oberen Emmental*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 75.
- HAYS, J.D., & PITMAN, W.C. (1973): *Lithospheric plate motion, sea level changes and climatic and ecological consequences*. – Nature 246, 18–22.
- HEIM, ARN. (1905): *Der westliche Teil des Säntisgebirges*. In: HEIM, ALB. (Ed.): *Das Säntisgebirge*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 16.
- (1907): *Gliederung und Facies der Berrias-Valangien-Sedimente in den helvetischen Alpen*. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 52.
- (1916): *Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 20/3.
- (1924): *Submarine Denudation und chemische Sedimente*. – Geol. Rdsch. 15/1, 1–47.
- (1934): *Stratigraphische Kondensation*. – Eclogae geol. Helv. 27/2, 372–383.
- HEIM, ARN., & BAUMBERGER, E. (1933): *Jura und Unterkreide in den helvetischen Alpen beiderseits des Rheins*. – Denkschr. Schweiz. natf. Ges. 68/2.
- HOLLISTER, C.D. (1972): *Atlantic continental shelf and slope of the United States: Texture of surface sediments from New Jersey to Southern Florida*. – Prof. Pap. U.S. geol. Surv. 529-M.
- ISCHI, H. (1978): *Das Berriasien-Valanginien in der Wildhorn-Drusberg-Decke zwischen Thuner- und Vierwaldstättersee*. – Diss. Univ. Bern.
- LIENERT, O.G. (1965): *Stratigraphie der Drusbergschichten und des Schrattekalks im Säntisgebirge unter besonderer Berücksichtigung der Orbitoliniden*. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 56.
- LOGAN, B. W., HARDING, J. L., AHR, W. M., WILLIAMS, J. D., & SNEAD, R. G. (1969): *Carbonate sediments and reefs, Yucatán shelf, Mexico*. – Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol. 11.
- MILLIMAN, J.D. (1972): *Atlantic continental shelf and slope of the United States: Petrology of the sand fraction of sediments, Northern New Jersey to Southern Florida*. – Prof. Pap. U.S. geol. Surv. 529-J.
- PANTIĆ, N. K., & BURGER, H. (1981): *Palynologische Untersuchungen in der untersten Kreide des östlichen Helvetikums*. – Eclogae geol. Helv. 74/3, 661–672.
- PETTJOHN, F. J., POTTER, P. E., & SIEVER, R. (1972): *Sand and sandstones*. – Springer, Berlin-Heidelberg-New York.
- PITMAN, W. C. (1978): *Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins*. – Bull. geol. Soc. Amer. 89/9, 1389–1403.
- RONA, P. A. (1973): *Relations between rates of sediment accumulation on continental shelves, sea floor spreading, and eustacy inferred from the central North Atlantic*. – Bull. geol. Soc. Amer. 84, 2851–2872.
- SCHINDLER, C. M. (1959): *Zur Geologie des Glärnisch*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 107.
- STRASSER, A. (1979): *Betlis-Kalk und Diphyoideskalk (Valanginian) in der Zentral- und Ostschweiz: Stratigraphie, Mikrofazies und sedimentologische Entwicklung*. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 225.
- SWIFT, D. J. P., KOFOED, J. W., SAULSBURY, F. P., & SEARS, P. (1972): *Holocene evolution of the shelf surface, central and southern Atlantic shelf of North America (S.499–574)*. – Dowden, Hutchison & Ross, Stroudsburg, Pa.
- TRÜMPY, R. (1949): *Der Lias der Glarneralpen*. – Denkschr. Schweiz. natf. Ges. 79/1.
- (1952): *Der Nordrand der liasischen Tethys in den Schweizer Alpen*. – Geol. Rdsch. 40/2, 239–242.
- (1969): *Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse*. – Eclogae geol. Helv. 62/1, 105–142.
- UCHUPI, E. (1972): *Atlantic continental shelf and slope of the United States: Shallow structure*. – Prof. Pap. U.S. geol. Surv. 529-I.

