Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 79 (1986)

Heft: 2

Artikel: Fazielle Entwicklung und paläogeographische Rekonstruktion des helvetischen Schelfs während der untersten Kreide in der Zentral- und Ostschweiz

Autor: Burger, Hans

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-165843

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: 02.10.2025

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 79	Nr. 2	Seiten 561–615	Basel, August 1986

Fazielle Entwicklung und paläogeographische Rekonstruktion des helvetischen Schelfs während der untersten Kreide in der Zentral- und Ostschweiz

Von HANS BURGER[1])

ABSTRACT

A facies investigation of the Early Cretaceous of the Helvetic nappes in Central and eastern Switzerland had enabled – together with investigations on clay mineralogy and sedimentary petrography (BURGER 1982) – a paleogeographic reconstruction of the Helvetic shelf. This evolution of the shelf is shown by six paleogeographic maps based mainly on facies analysis of 33 profiles.

Two formations of Berriasian age (Öhrli Formation and Palfris Formation) merge laterally into each other and are overlain by the Vitznau Marl Formation (Lower Valanginian). The shelf can be separated into three sedimentation areas, disposed parallel to the coastline, each of which of them passes through a special sedimentological development. This as well as breccias along the boundaries of the sedimentation areas are referred to flexures or listric faults.

During Berriasian, the shallow-water carbonatic platform shows advances of at least 15–20 km to the SSE. Towards the end of the Berriasian, a widespread regression, which was identified also in western Switzerland (ADATTE & RUMLEY 1984), caused the advance of the coastline to the middle part of the sedimentation area. In the northern dry part of the shelf, karstic phenomena, erosion and dolomitization occur. At the beginning of Valanginian, a transgressive period started and the sedimentation of the Vitznau Marl Formation began. The coastline moved northward; turbiditic sandy sequences in the upper part of the Vitznau Marl Formation show outer shelf sediments in the middle sedimentation area.

Contributions to the climatic development as well as to the origin of the noncarbonate detritus complete the paleogeographic reconstruction. Comparisons with recent shelves show that the Early Cretaceous Helvetic shelf corresponds well with the northwestern Australian Sahul shelf.

ZUSAMMENFASSUNG

Die unterste Kreide des Helvetikums in der zentralen und östlichen Schweiz wurde faziell untersucht. Zusammen mit sedimentpetrographischen und tonmineralogischen Untersuchungen (BURGER 1982) konnte damit eine paläogeographische Rekonstruktion des Schelfs durchgeführt werden. Grundlage dieser Rekonstruktion bildete die detaillierte fazielle Bearbeitung von 33 Profilen. Die Schelfentwicklung ist mit sechs den untersuchten Zeitabschnitt umfassenden paläogeographischen Karten dargestellt.

Zwei der drei bearbeiteten Formationen (Öhrli- und Palfris-Formation) wurden im Berriasian abgelagert und lösen einander lateral ab, während die dritte Formation (Vitznau-Mergel) über den beiden anderen folgt und das unterste Valanginian umfasst. Der Schelf gliederte sich in drei etwa küstenparallel verlaufende Ablagerungsbereiche, von denen jeder eine eigene sedimentologische Entwicklung erfuhr. Diese Tasache sowie gradierte Brekzien entlang der Grenze nördlicher/mittlerer Ablagerungsbereich werden als Hinweise auf synsedimentäre Bruchtektonik interpretiert.

Die Karbonatplattform progradierte im Verlauf des Berriasian um mindestens 15–20 km gegen SSE. Dabei rückte der Plattform-Abhang bis in den südlichen Ablagerungsbereich vor. Gegen Ende des Berriasian bewirkte

[1]) Geologisches Büro Dr. H. Jäckli AG, Limmattalstrasse 289, CH-8049 Zürich.

eine auch in der Westschweiz dokumentierte (ADATTE & RUMLEY 1984), ausgedehnte Regression das Vorrücken der Küstenlinie bis in den mittleren Ablagerungsbereich. Dabei kam es im trocken gelegten Schelfgebiet zu Erosions-, Dolomitisierungs- und Verkarstungserscheinungen. Mit dem Einsetzen der Sedimentation der Vitznau-Mergel im untersten Valanginian endete die Progradation der Karbonatplattform, und eine transgressive Phase rückte die Küste wieder landwärts gegen NNW. Turbiditische Feinsandschüttungen im oberen Teil der Vitznau-Mergel dokumentieren im mittleren Ablagerungsbereich bereits wieder eine Aussenschelf-Sedimentation.

Beiträge zur klimatischen Entwicklung sowie Betrachtungen über die Herkunft des terrigenen Detritus ergänzen die paläogeographische Rekonstruktion des Schelfes. Vergleiche mit rezenten Schelfmeeren ergaben eine gute Übereinstimmung mit dem nordwestaustralischen Sahul-Schelf.

RÉSUMÉ

Le Crétacé basal de l'Helvétique en Suisse centrale et orientale a été étudié sous l'aspect du faciès. Avec les résultats de la minéralogie des argiles et de la pétrographie sédimentaire (BURGER 1982), cela a mené à une reconstruction paléogéographique du shelf. Cette réconstruction, basée sur l'analyse de 33 profils lithologiques est présentée dans six cartes paléogéographiques.

Les formations de l'Öhrli et de Palfris (Berriasien) se remplacent latéralement et elles sont superposées par les Marnes de Vitznau (Valanginien basal).

Le shelf est divisé en trois zones de sédimentation qui s'étendent à peu près parallèlement à la côte. Chacune de ces zones est caractérisée par son propre développement sédimentologique. Cette circonstance ainsi que l'existence de brèches aux bords des zones de sédimentation nous suggèrent des flexures ou des failles listriques.

Au cours du Berriasien la plate-forme carbonatée s'est avancée vers le SSE d'au moins 15–20 km. Vers la fin du Berriasien, une vaste régression, également documentée en Suisse occidentale (ADATTE & RUMLEY 1984) a fait avancer la côte jusqu'à la zone moyenne. Dans les régions septentrionales asséchées du shelf cela a conduit à l'érosion, à la dolomitisation et à la formation de karst.

Le début du Valanginien est marqué par une période transgressive. La côte se déplace vers le nord. Des séquences sableuses turbiditiques dans la partie supérieure des Marnes de Vitznau indiquent un milieu plus profond das la zone de sédimentation moyenne.

Des contributions au développement climatique et à l'origine des composants détritiques terrigènes complètent la réconstruction paléogéographique. Des comparaisons avec des shelfs récents ont donné une bonne conformité entre le shelf Helvétique du Crétacé basal et le Sahul-shelf en Australie.

INHALTSVERZEICHNIS

1. Einleitung 563
2. Stratigraphische und tektonische Übersicht 565
   2.1 Lithostratigraphische und biostratigraphische Gliederung 565
   2.2 Palfris-Formation und Öhrli-Formation 567
   2.3 Vitznau-Mergel 570
3. Fazielle Bearbeitung 571
   3.1 Methodisches 571
   3.2 Definition der Mikrofazies-Typen 572
   3.3 Schelfgliederung aufgrund fazieller Merkmale 574
   3.4 Ausgewählte Beispiele von faziell bearbeiteten Detailprofilen 577
4. Paläogeographische und sedimentologische Entwicklung des Schelfs 578
   4.1 Schelfentwicklung während des Berriasian 578
   4.2 Änderung der Sedimentationsbedingungen im Übergang Berriasian/Valanginian 595
   4.3 Schelfentwicklung während des frühesten Valanginian 598
5. Vergleichsmöglichkeit mit rezenten und kretazischen Schelfmeeren 603
6. Herkunft und Charakteristik des terrigenen Detritus 604
   6.1 Schwankungen in der Detritus-Anlieferung 604
   6.2 Mögliche Liefergebiete des terrigenen Detritus 605
Anhang (Profilverzeichnis) 607

1. Einleitung

Die vorliegende Arbeit stellt die wichtigsten paläogeographischen und faziellen Ergebnisse einer Dissertation vor, in der die Sedimente der untersten Helvetischen Kreide der Zentral- und Ostschweiz stratigraphisch, mineralogisch und faziell untersucht sowie paläogeographisch interpretiert wurden (BURGER 1985). Diese Untersuchungen erfolgten im Rahmen des Nationalfonds-Projektes «Zyklische Sedimentation in der Helvetischen Unterkreide», das sich mit der rhythmischen Sedimentationsabfolge (Mergel, Kalke, Kondensationszonen) im Unterkreideschelf des Helvetikums befasste. Zu diesem Projekt bzw. in dessen Folge erschienen bereits die Arbeiten von HALDIMANN 1977 (Pygurusschichten und Gemsmättli-Schicht), STRASSER 1979, 1982 (Betlis-Kalk und Diphyoides-Kalk), BURGER & STRASSER 1981 (Lithostratigraphische Einheiten der untersten Helvetischen Kreide), BURGER 1982 (Mineralogische und sedimentpetrographische Untersuchungen der untersten Helvetischen Kreide), FUNK 1983 (Lithologische Sequenzen in der Helvetischen Unterkreide), WYSSLING 1986 (Tiefere Helvetische Kreide in Vorarlberg) sowie FUNK 1985 (Mesozoische Subsidenzgeschichte im Helvetischen Schelf der Ostschweiz).

Das Untersuchungsgebiet umfasst drei Formationen der Helvetischen Unterkreide zwischen Vierwaldstättersee und Rhein: die Öhrli-Formation (Berriasian), die Palfris-Formation (Berriasian) und die Vitznau-Mergel (Unteres Valanginian). Alle drei Formationen sind Teil des helvetischen Schelfes, der das mesozoische Europa mit der tiefmarinen Tethys verband. Von fünfzig untersuchten Profilen eigneten sich 33 für Detailauf-

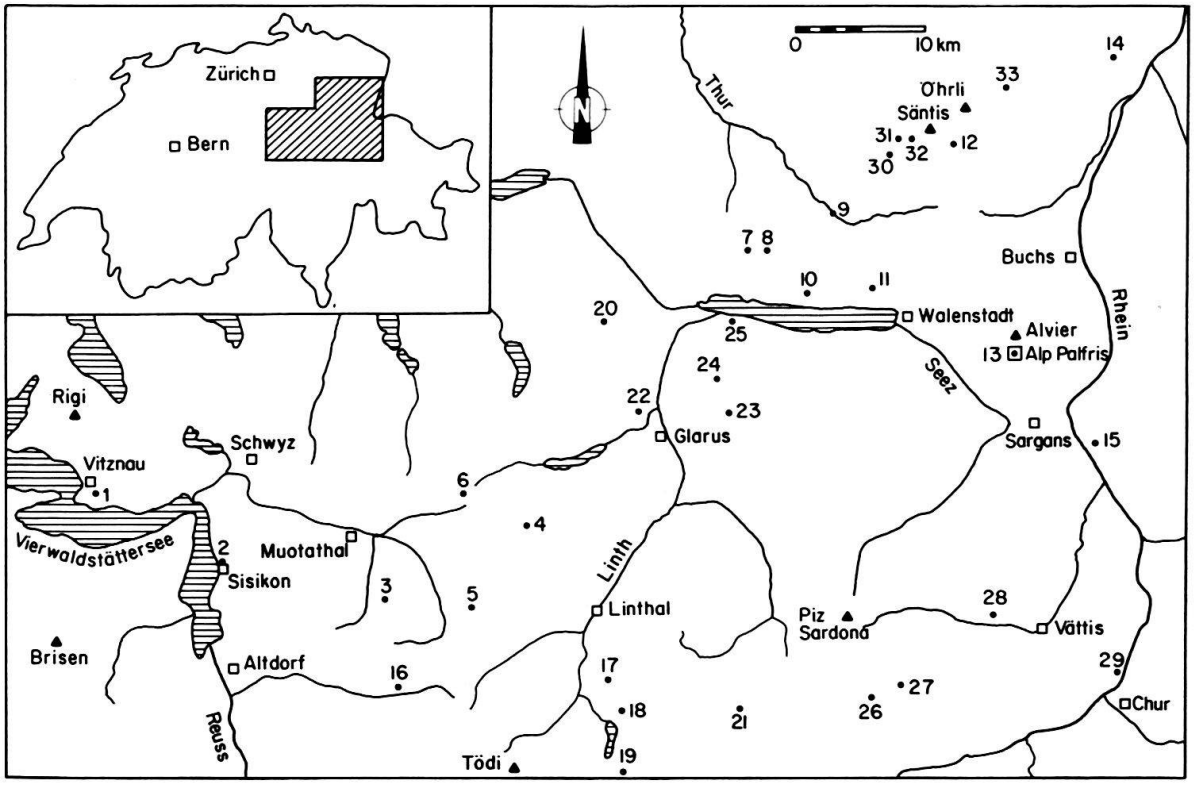


Fig. 1. Geographische Lage der Detailprofile und der untersuchten Aufschlüsse. Ein Profilverzeichnis mit Angabe der Koordinaten und der entsprechenden tektonischen Einheiten folgt nach Kapitel 6 als Anhang.

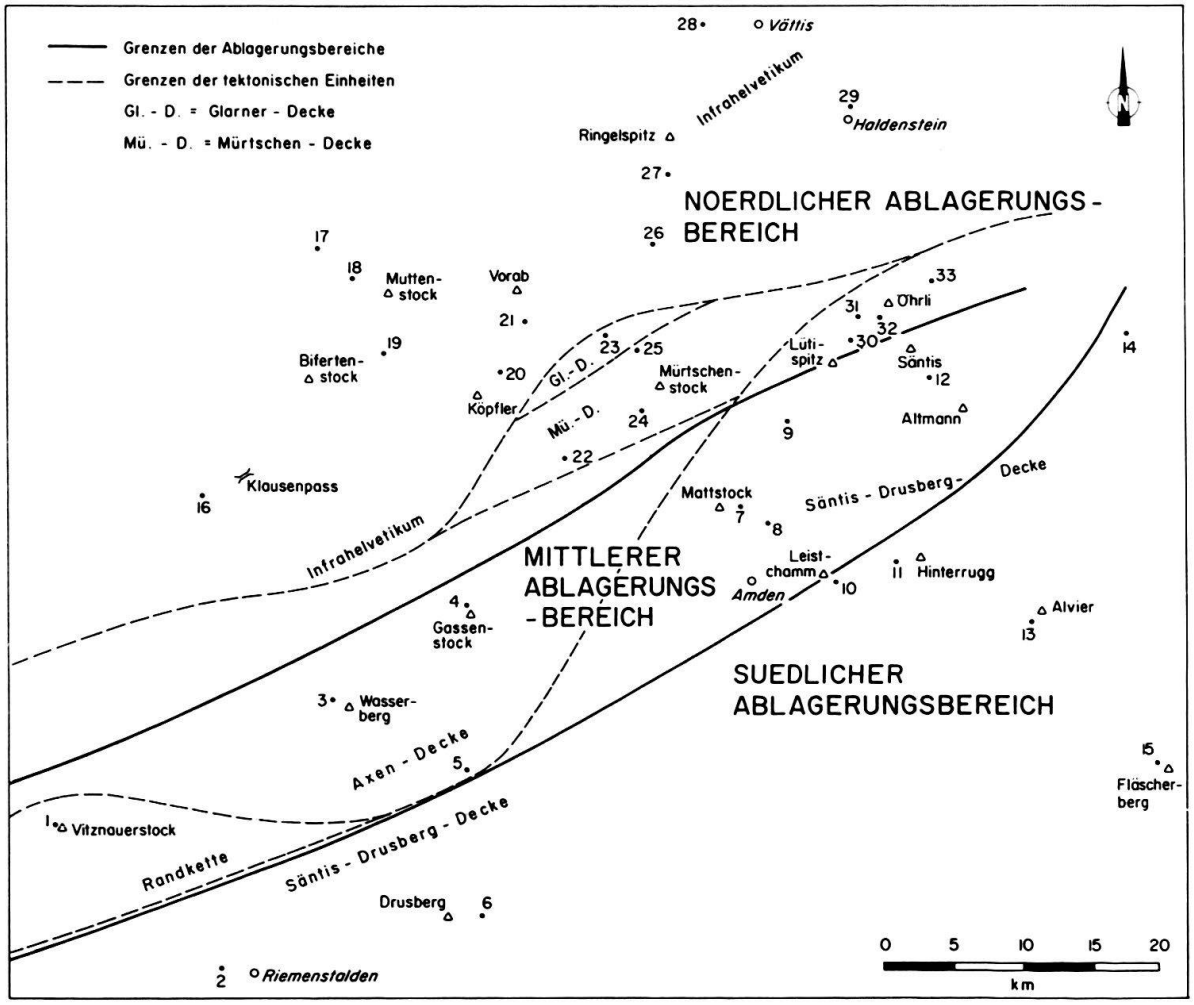


Fig. 2. Palinspastische Karte der basalen Kreide im Untersuchungsgebiet, mit Lage der Profile, der tektonischen Einheiten und den Grenzen der Ablagerungsbereiche. Palinspastische Abwicklung nach TRÜMPY (1969), FERRAZZINI & SCHULER (1979) und STRASSER (1979) sowie eigenen Ergänzungen.

nahmen; ihre geographische Lage ist in Figur 1 eingezeichnet. Die paläogeographische Position dieser Aufschlüsse ist in einer palinspastischen Abwicklung (Fig. 2) eingetragen, zusammen mit der Lage der tektonischen Einheiten. Dabei sind die subhelvetischen Decken, die parautochthonen Elemente und das Autochthon zum Infrahelvetikum zusammengefasst. Obwohl bei dieser Abwicklung gegenüber anderen Autoren (vgl. Fig. 2) bei mehreren Decken aufgrund der Aufschlussverhältnisse etwas grössere Abwicklungsbreiten eingesetzt werden mussten, liegt wiederum eine Darstellung vor, in der die einzelnen tektonischen Elemente mit minimalen Abwicklungsbreiten eingezeichnet sind.

Ebenfalls in Figur 2 eingetragen ist die Einteilung des untersuchten Schelfabschnittes in drei ungefähr küstenparallel verlaufende Ablagerungsbereiche. Diese Einteilung beruht auf markanten und sprunghaften Fazies- und Mächtigkeitsänderungen entlang der Grenzen dieser Ablagerungsbereiche im Zeitraum der tieferen Kreide (vgl. Kap. 2 und 4).

2. Stratigraphische und tektonische Übersicht

2.1 Lithostratigraphische und biostratigraphische Gliederung

Eine detaillierte Übersicht über die stratigraphische Gliederung der untersten Kreide des zentral- und ostschweizerischen Helvetikums wurde in BURGER & STRASSER (1981, Fig. 1 sowie Text, S. 530–550) gegeben. Die bereits im obersten Jura (Tithonian) einsetzende Ablagerung der Zementsteinschichten (unregelmässige, kalkdominierte Wechsellagerung von Kalk- und Mergelbänken, DIEGEL 1973) ging im Verlauf des Berriasian über in eine innerhalb des Schelfquerschnittes differenzierte Sedimentation: Während im südlichen, küstenfernen Ablagerungsbereich die siltig-mergelige Palfris-Formation folgte, lösten einander im mittleren und nördlichen (küstennahen) Ablagerungsbereich mächtige, kalkige und mergelige Serien ab (Öhrli-Formation). Gegen NNW, d.h. zum kontinentalen Festland hin, ist die Öhrli-Formation zunehmend kalkdominiert entwikkelt und weist Schichtlücken auf.

Die Palfris- und die Öhrli-Formation können aufgrund von Fossilfunden in diesen Formationen (TOBLER 1895, HEIM 1907, 1910; SCHINDLER 1959, DIEGEL 1973) sowie in den Formationen des Liegenden und Hangenden (GERBER 1930, HANTKE 1959, PANTIĆ & BURGER 1981) ins Berriasian gestellt werden. Die beiden Formationen umfassen einen Teil des unteren sowie das gesamte obere Berriasian.

Im Verlaufe des späten Berriasian rückte die Küstenlinie zunehmend gegen Süden vor und erreichte am Ende des Berriasian eine extrem südliche Position (vgl. Kap. 4). Ein stratigraphisch deutlich sichtbarer Wechsel von einer regressiven zu einer transgressiven Phase fällt etwa mit der Stufengrenze Berriasian/Valanginian zusammen: Die im südlichen Schelfgebiet kontinuierlich aus dem Liegenden hervorgehenden Vitznau-Mergel greifen transgressiv auf den nördlichen Schelfbereich über. Aufgrund einer palynologischen Altersdatierung der basalen Vitznau-Mergel in einem Profil mit kontinuierlichem Übergang aus dem Liegenden können diese Mergel ins untere, wahrscheinlich ins unterste Valanginian gestellt werden (PANTIĆ & BURGER 1981).

Im Hangenden der Vitznau-Mergel folgt der gegen Norden weiterhin transgressiv ausgreifende Betlis-Kalk, der im wesentlichen aus Flachwasserkarbonaten aufgebaut ist (STRASSER 1982). Gegen den äusseren Schelfbereich hin geht der Betlis-Kalk über in den mikritischen Diphyoides-Kalk (STRASSER 1979). Aufgrund neuer, von WYSSLING (1986) durchgeführten Altersdatierungen in der über dem Betlis-Kalk folgenden kondensierten Gemsmättli-Schicht dürfte die Sedimentation des Betlis-Kalks entgegen bisheriger Darstellungen (STRASSER 1979, 1982) bereits im frühen Valanginian beendet gewesen sein. Dies ergäbe sowohl für die Vitznau-Mergel als auch für den Betlis-Kalk relativ hohe Sedimentationsraten, was aufgrund der faziellen und sedimentologischen Untersuchungsergebnisse auch durchaus zu erwarten ist (vgl. Kap. 3 und 4 sowie STRASSER 1982).

Einen Überblick über die Gliederung der drei bearbeiteten Formationen sowie deren stratigraphische Stellung sowohl zueinander als auch innerhalb des Schelfquerschnitts gibt Figur 3. Nicht berücksichtigt sind in dieser Darstellung die Schichtlücken und damit auch die chronostratigraphische Abfolge; vgl. hierzu BURGER (1982, Fig. 2, S. 373) sowie Kapitel 4 der vorliegenden Arbeit.

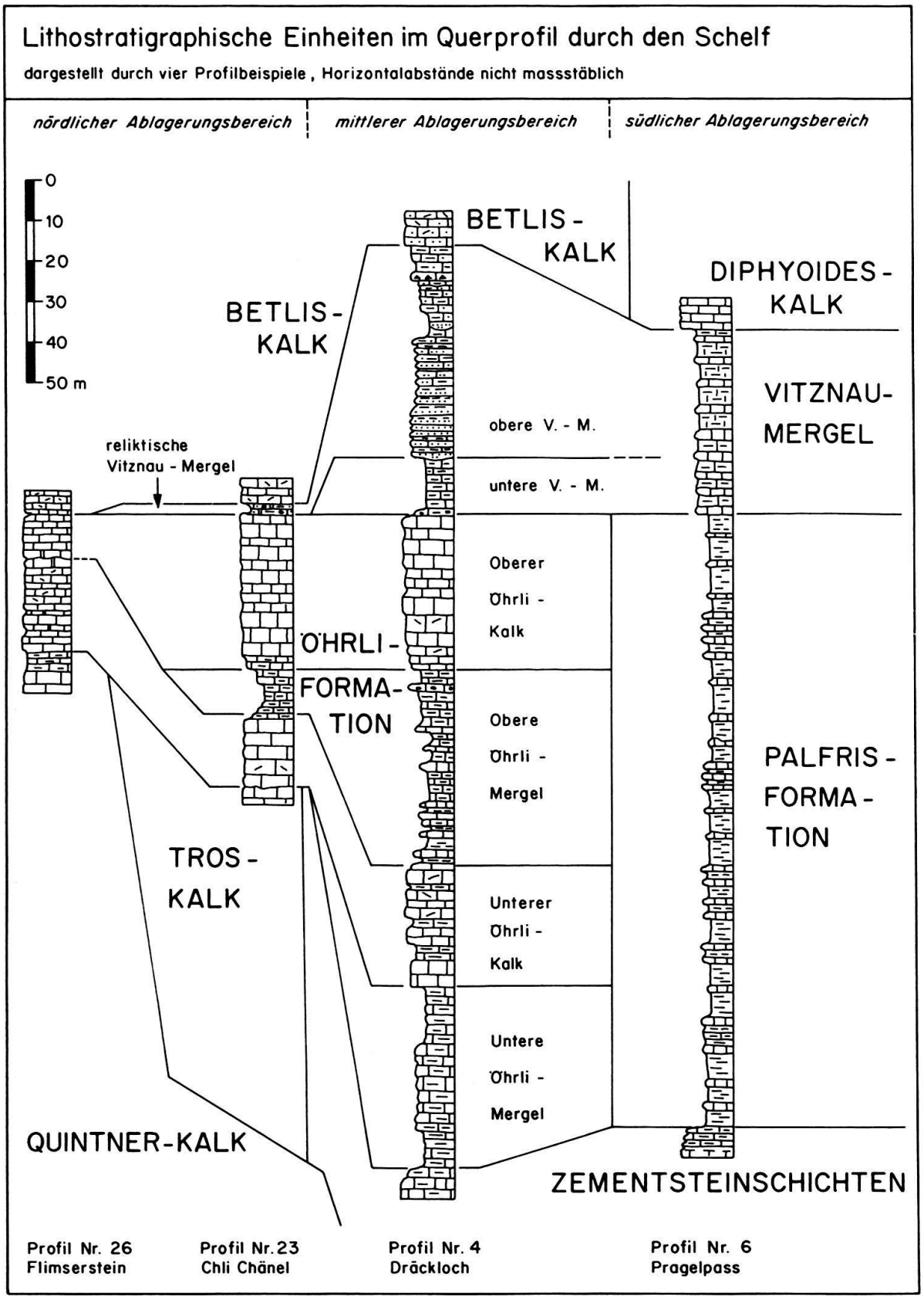


Fig. 3. Lithostratigraphische Einheiten in den drei Ablagerungsbereichen des Schelfs, schematisch dargestellt am Beispiel von vier vollständigen Profilen.

2.2 *Palfris-Formation und Öhrli-Formation*

Die Palfris-Formation (ARN. HEIM 1907, 1913; BURGER & STRASSER 1981) wurde im Aussenschelf-Bereich abgelagert und besteht aus monotonen, siltreichen Mergeln, Tonmergeln und Kalkmergeln mit wenigen Einschaltungen von geringmächtigen, mikritischen Kalklagen. Diese infolge starker Tektonisierung häufig leicht geschieferten, im Untersuchungsgebiet jedoch unmetamorphen, tonreichen Mergel gehen aus den Zementsteinschichten des Liegenden hervor, sind jedoch in ihrer Verbreitung auf den südlichen Ablagerungsbereich beschränkt (vgl. Fig. 4). An der Grenze zum mittleren Ablagerungsbereich geht die Formation über in die Öhrli-Formation. Profil Nr. 5, in beschränktem Mass auch Profil Nr. 10, zeigt Aufschlüsse aus der schmalen Übergangszone der beiden Formationen.

Die meist sehr starke Tektonisierung der Palfris-Formation ist darauf zurückzuführen, dass die alpine Überschiebung des helvetischen Kreidestockwerks über das Jurastockwerk jeweils innerhalb des mächtigsten Mergelpakets der untersten Kreide verlief. Im südlichen Ablagerungsbereich ist dies die Palfris-Formation, deren Mächtigkeit durch diese Überschiebung von ursprünglich 150–200 m vielerorts stark verändert wurde, sei es

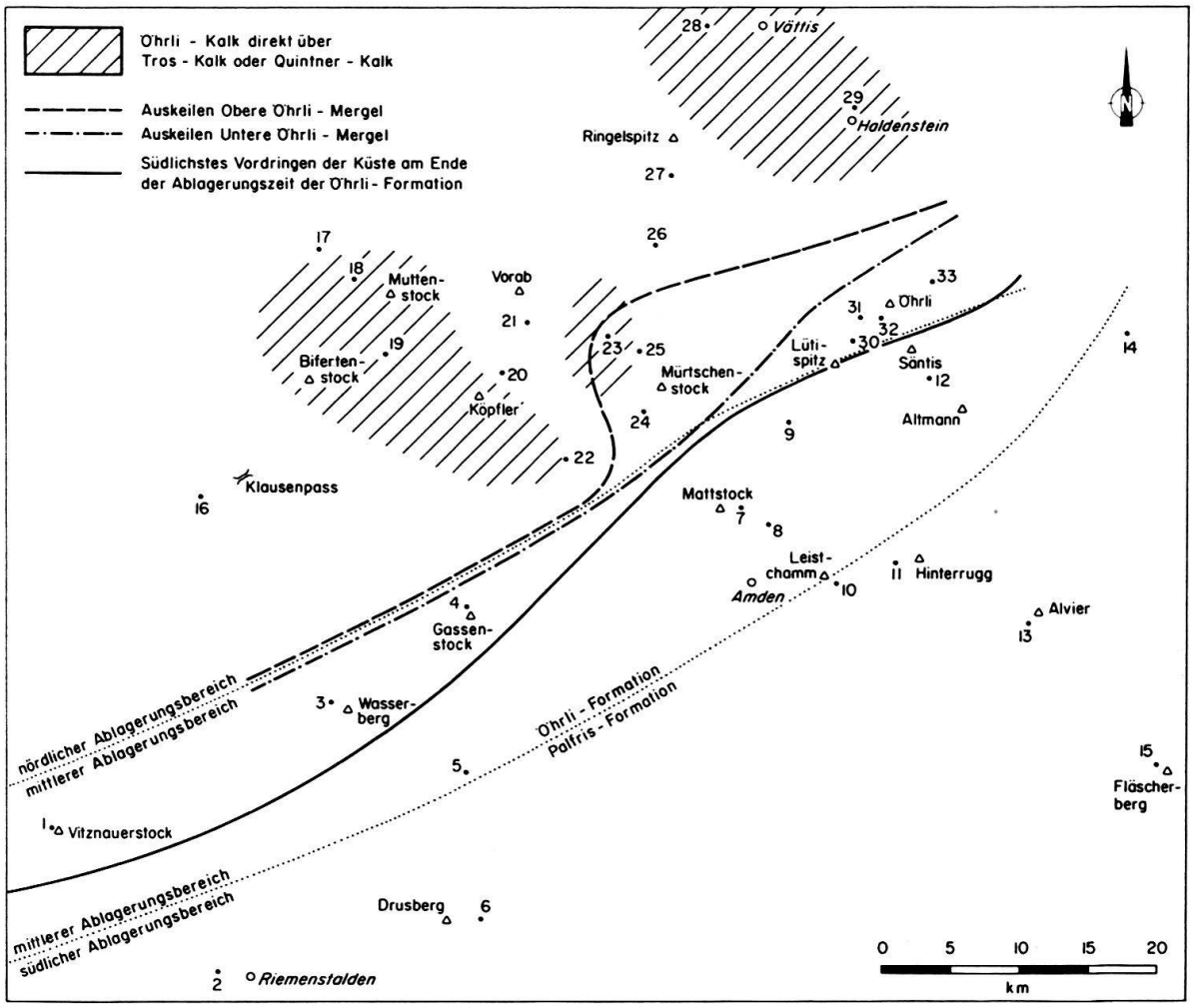


Fig. 4. Öhrli-Formation und Palfris-Formation: Verbreitungsgrenzen der Formationen und Members (Auskeilen der Öhrli-Mergel gegen Norden). Palinspastische Abwicklung wie in Fig. 2.

Fig. 5. Palfris-Formation, Profil Nr. 6 (Pragelpass): Boudinage und Klüftung von Kalkbänken, Schieferung von Mergellagen. Die meisten der Klüfte sind, ebenso wie quer durch die Mergellagen verlaufende Scherungsflächen (S), ganz oder teilweise mit Calcit ausgekleidet.

durch Anhäufung der Mergel, sei es durch Ausdünnung. Dies ist zumindest teilweise auf die disharmonische Tektonik dieser Überschiebung zurückzuführen, deren Verschiebungsbetrag gegen NNW zunimmt und im Bereich der Churfirsten 10–11 km erreicht (Arn. Heim 1916, Pfiffner 1981). Neben einer oder weniger Hauptüberschiebungsbahnen ist die Palfris-Formation von einer Vielzahl kleiner, im allgemeinen schräg zur Schichtung verlaufender Überschiebungen entlang kleiner Scherflächen durchzogen. Dadurch kam es auch zu einer stärkeren Tektonisierung der Kalkbänke (enge bis isoklinale Faltung, Boudinage, Klüftung; vgl. Fig. 5). Trotz der starken Tektonisierung der Palfris-Formation konnten sowohl deren ursprüngliche Mächtigkeit (Burger & Strasser 1981) als auch deren Mikrofazies und Ablagerungsmilieu (Burger 1985) und die mineralogische Zusammensetzung (Burger 1982) rekonstruiert werden.

Die Öhrli-Formation (Arn. Heim 1907; Grasmück-Pfluger 1962; Burger & Strasser 1981) besteht aus einer kalkdominierten Abfolge von Schelfsedimenten, die im Bereich einer ausgedehnten Karbonatplattform sowie am Aussenrand dieser Plattform abgelagert wurden. Die Formation ist im gesamten nördlichen und mittleren Ablagerungsbereich verbreitet und geht an der Grenze zum südlichen Ablagerungsbereich in die Palfris-Formation über (Fig. 4). Die Mächtigkeit der Öhrli-Formation beträgt meistens mehr als 100 m, Maximalwerte liegen bei 160–170 m. Im nördlichen Ablagerungsbereich ist die ursprüngliche Mächtigkeit jedoch häufig tektonisch stark reduziert (vgl. Abschnitt 3.4, Profile Nr. 18, 23, 25, 26 und 28).

Im mittleren Ablagerungsbereich, im östlichen Untersuchungsgebiet teilweise auch im nördlichen Ablagerungsbereich, wird die Öhrli-Formation durch zwei mergelreiche Komplexe (Untere bzw. Obere Öhrli-Mergel) in vier Members gegliedert: in die beiden Mergel-Members sowie die jeweils über einem Mergel-Member folgenden Kalke (Unterer bzw. Oberer Öhrli-Kalk). Die obenerwähnte Überschiebung des Kreidestockwerks über das Jurastockwerk innerhalb der Palfris-Formation setzte sich im mittleren und nördlichen Ablagerungsbereich meist innerhalb der Unteren Öhrli-Mergel, seltener auch in den Zementsteinschichten, den Oberen Öhrli-Mergeln oder den Vitznau-Mergeln fort.

Sowohl an der Basis als auch innerhalb, vor allem jedoch im Dach der Öhrli-Formation treten zum Teil markante und lateral weithin verfolgbare Schichtlücken auf. Diese Sedimentationsunterbrüche sind durch verkarstete, stellenweise auch nur dolomitisierte, subaerische bis intertidale Sedimentoberflächen dokumentiert. Bezüglich dieser Phänomene sei auf das Kapitel 4 sowie die Figuren 4, 11 und 14 verwiesen.

Im Berner Oberland sind sowohl die Öhrli- als auch die Palfris-Formation stratigraphisch und faziell ähnlich bis gleichartig entwickelt wie in der Zentral- und Ostschweiz (J. Susedka, mdl. Mitt. sowie Diss. 1986, in Vorb.). Weiter gegen Westen und Südwesten

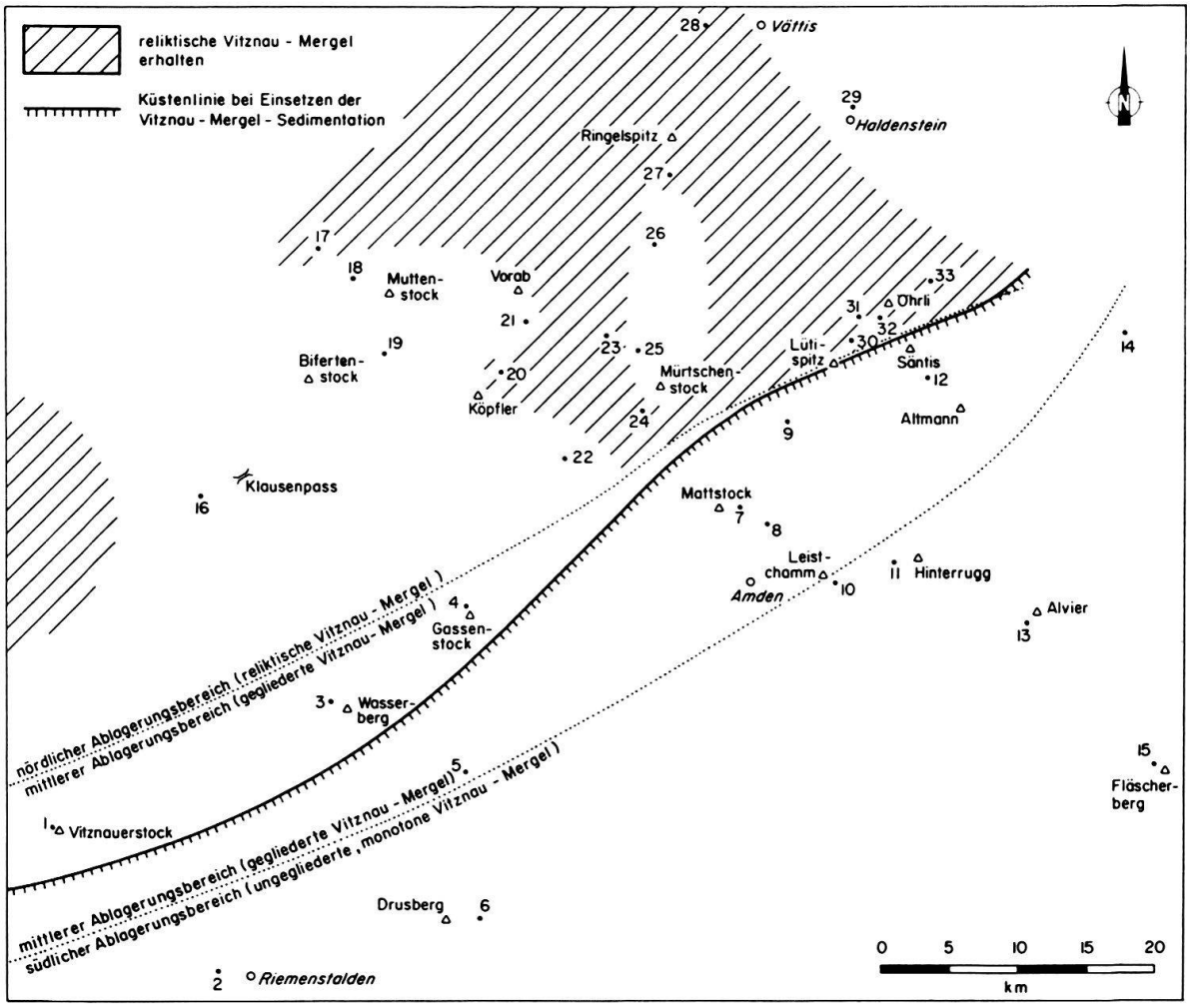


Fig. 6. Verbreitungsgrenzen und stratigraphisch-fazielle Ausbildung der Vitznau-Mergel. Palinspastische Abwicklung wie in Fig. 2.

geht die Öhrli-Formation in eine zunehmend breiter werdende, flachmarine Karbonatplattform über, die bis in den Westjura und in die nördlichsten Chaînes subalpines verfolgt werden kann (HAEFELI 1966, STEINHAUSER & CHAROLLAIS 1971, BEAUDOIN 1977, DECROUEZ & LOMBARD 1980, DARSAC 1983, ADATTE & RUMLEY 1984). Gegen Osten (Vorarlberg) scheint sich die der Öhrli-Formation entsprechende Karbonatplattform zu verschmälern, wobei allerdings ein grosser Teil des ehemaligen Schelfquerschnitts nicht aufgeschlossen ist (WYSSLING 1986).

2.3 Vitznau-Mergel

Die Vitznau-Mergel (BURGER & STRASSER 1981) folgen sowohl über der Palfris- als auch über der Öhrli-Formation. Der Formationsname entspricht dem alten, aus nomenklatorischen Gründen nicht mehr verwendeten Begriff «Valangienmergel» von ARN. HEIM (1908). In den Berner und Obwaldner Alpen sind die Vitznau-Mergel in analoger Weise wie in der Zentral- und Ostschweiz ausgebildet (vgl. BURGER & STRASSER 1981, SUSEDKA 1986, in Vorb.). Im Vorarlberger Helvetikum wurden die Vitznau-Mergel im nördlichen Ablagerungsbereich nicht angetroffen, während sie im südlichen Ablagerungsbereich gemeinsam mit der Palfris-Formation ausgeschieden wurden (WYSSLING 1986).

Im mittleren und im südlichen Ablagerungsbereich sind die Vitznau-Mergel durch eine 30–60 m mächtige Wechsellagerung von siltreichen, im oberen Teil auch feinsandi-

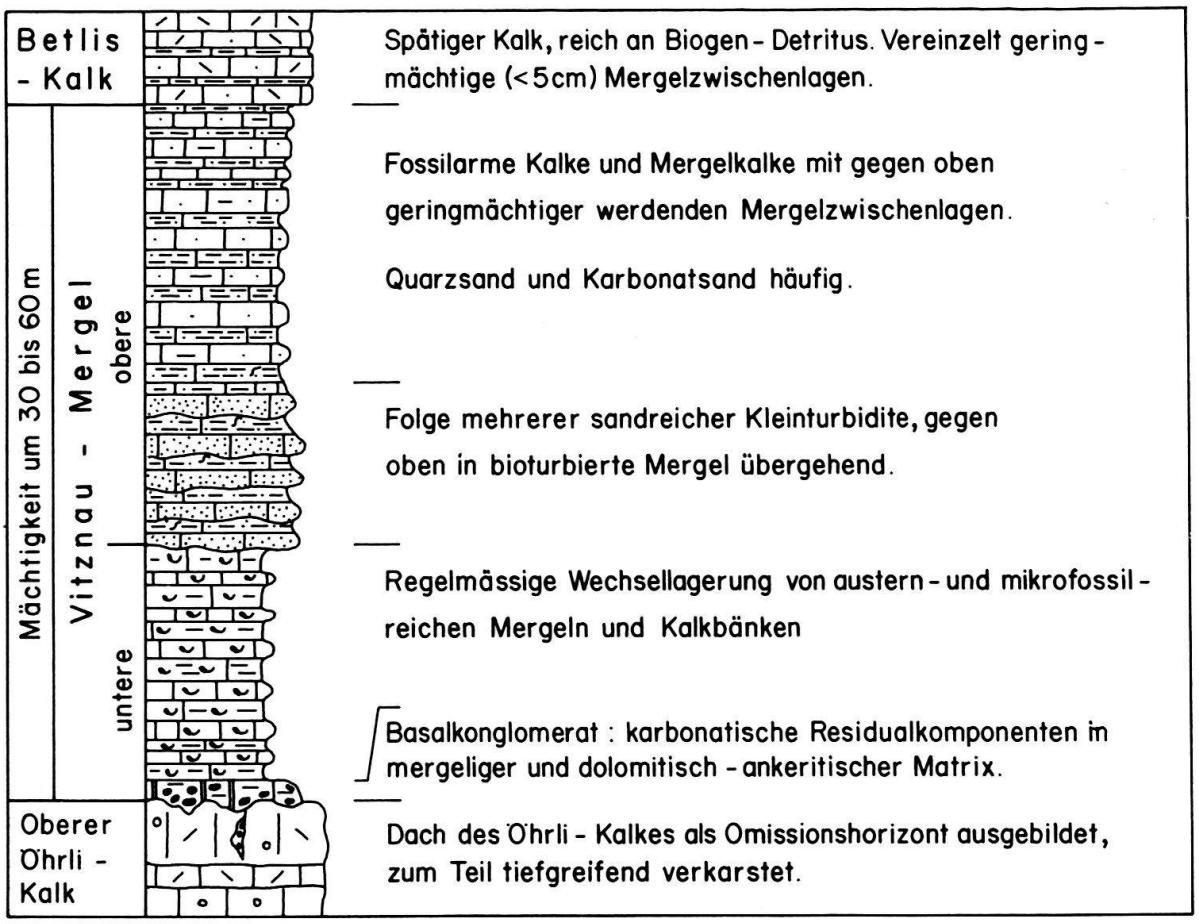


Fig. 7. Schematisches stratigraphisches Profil der Vitznau-Mergel im mittleren Ablagerungsbereich.

gen, dünnbankigen Mergeln, Mergelkalken und Kalken charakterisiert. Im nördlichen Ablagerungsbereich ist die Formation nur noch sehr geringmächtig (reliktisch, wenige Dezimeter bis Meter) entwickelt, teilweise fehlt sie sogar vollständig (vgl. Fig. 6). Solche reliktisch ausgebildete Vitznau-Mergel wurden bereits von GRASMÜCK-PFLUGER (1962) und von SPOERLI (1966) erwähnt.

Während die Vitznau-Mergel im südlichen sowie in einem Teil des mittleren Ablagerungsbereichs normalstratigraphisch aus dem Liegenden hervorgehen, folgen sie im nördlichen Schelfabschnitt transgressiv über der Öhrli-Formation. Am vielfältigsten ausgebildet sind die Vitznau-Mergel im mittleren Ablagerungsbereich, wo lithologisch und faziell ein unterer und ein oberer Formationsteil unterschieden werden kann. Während die unteren Vitznau-Mergel als muschelreiche (Austern) Flachwassersedimente auf dem Innenschelf abgelagert wurden, bilden die oberen Vitznau-Mergel fossilarme, muschelfreie Aussenschelfsedimente mit sandigen Turbiditeinschaltungen. Figur 7 verdeutlicht diese bei sämtlichen Profilen aus dem mittleren Ablagerungsbereich ausgeprägte Untergliederung der Vitznau-Mergel. Die Begriffe «untere», «obere» und «reliktische» Vitznau-Mergel werden hier als informelle lithostratigraphische Einheiten verwendet, bedeutungsmässig entsprechen sie Schichtgliedern (Members).

Zusammenfassend sei betont, dass die Vitznau-Mergel eine für jeden Ablagerungsbereich spezifische stratigraphische und fazielle Charakteristik besitzen: reliktische Vitznau-Mergel im nördlichen Ablagerungsbereich, untergliederbare Vitznau-Mergel mit einer wechselvollen sedimentologischen Entwicklung im mittleren Ablagerungsbereich sowie monotone, ungegliederte und fossilarme Vitznau-Mergel im südlichen Ablagerungsbereich.

3. Fazielle Bearbeitung

3.1 Methodisches

Die fazielle Bearbeitung der drei untersuchten Formationen umfasste stratigraphische Detailaufnahmen an 33 Lokalitäten (vgl. Profilverzeichnis, Anhang am Ende des Textes). Bei 24 dieser Aufschlüsse konnten grosse, zusammenhängende Profile aufgenommen werden. Diese sind bezüglich Lithologie, Sedimentstrukturen, Mikrofazies und Fossilinhalt auf 30 Tafeln in BURGER (1985, Anhang) dargestellt. Eine Auswahl von neun dieser Profile ist in Abschnitt 3.4, Figuren 10–19, wiedergegeben.

Grundlage für die Bearbeitung dieser Profile bildeten einerseits Feldbeobachtungen, Fossilbestimmungen, Gesteinsanschliffe und sedimentpetrographische Analysen, anderseits die mikrofaziellen Auswertungen von über tausend Dünnschliffen. Zweck dieser Untersuchungen war die Rekonstruktion der faziellen Entwicklung in diesen Profilen. Damit war auch die Grundlage für die Rekonstruktion der Schelf-Entwicklung und der Paläogeographie gegeben.

Vor der Schaffung von Mikrofazies-Typen (MF-Typen) wurden von allen drei untersuchten Formationen acht Typus- und Referenzprofile lithologisch und mikrofaziell bearbeitet (BURGER & STRASSER 1981, Tf. 3, 5 und 6). Diese Profiltafeln beinhalten die qualitative und quantitative Charakterisierung von Grundmasse, Komponenten, Fossilinhalt und Mineralzusammensetzung sowie die nach EMBRY & KLOVAN (1972) erweiterte Dunham-Klassifikation. Die Auswertung dieser acht sowie einiger weiterer wichtiger Profile erbrachte einen guten Überblick über die Mikrofazies der drei Formationen, ohne dass bereits eine endgültige fazielle Interpretation und Wertung

vorgenommen werden musste. Das dabei gewonnene Datenmaterial diente als Grundlage für die Schaffung von MF-Typen, die einerseits soweit wie möglich mit den Standard-Mikrofazies-Typen (WILSON 1975, FLÜGEL 1972, 1978) übereinstimmen, in denen anderseits die mikrofaziellen Besonderheiten der bearbeiteten Formationen berücksichtigt sind. Damit wurde auch einer Anregung der Autoren der Standard-Mikrofazies-Typen entsprochen, bei der Detailbearbeitung eines Schelfgebietes dessen fazielle Besonderheiten bei der Definition der MF-Typen zu berücksichtigen. Diese Definition erfolgte in Koordination mit dem Bearbeiter des westlich anschliessenden Schelfgebietes (SUSEDKA 1986, in Vorb.).

Zudem wurde darauf geachtet, dass die Abgrenzung der MF-Typen gegeneinander aufgrund quantifizierbarer Merkmale erfolgte, so dass die Zuordnung eines Dünnschliffs zu einem MF-Typ keine fazielle Interpretationsfrage wird. Dadurch bleibt es möglich, von einem MF-Typ auf gewisse Basisdaten wie Beschaffenheit und Mengenanteil der Grundmasse und der Komponenten zurückzuschliessen, d.h. mit der Angabe eines MF-Typs sind nicht nur qualitative, sondern auch semiquantitative Angaben verbunden. Im vorliegenden Fall beruhte die Abgrenzung der MF-Typen auf folgenden Unterscheidungskriterien: Anteil und Art der Grundmassen und der Komponenten, Vorhandensein von Quarzsand sowie von umgelagerten Karbonatkomponenten.

3.2 Definition der Mikrofazies-Typen

Aufgrund der im obigen Abschnitt beschriebenen Kriterien wurden zehn MF-Typen geschaffen, die gegeneinander in eindeutiger Weise abgegrenzt sind und mit denen die mikrofazielle Variationsbreite der untersuchten Formationen vollständig abgedeckt ist. Die meisten MF-Typen sind in Untertypen gegliedert, damit bedeutende Unterschiede in der Zusammensetzung der Komponenten zum Ausdruck gebracht werden können.

Nachstehend sind die MF-Typen kurz beschrieben, die Reihenfolge entspricht dem Auftreten vom Extern- zum Internbereich des Schelfs. In BURGER (1985) sind diese MF-Typen ausführlicher beschrieben, mit Angaben über vergleichbare Standard-Mikrofazies-Typen, Vorkommen der MF-Typen innerhalb der einzelnen Faziszonen (vgl. Abschnitt 3.3) sowie Angaben über Ablagerungsmilieu und Ablagerungsmechanismen.

Die MF-Typen sind auch für siltige, sandige und leicht mergelige Karbonate anwendbar. In den Tafeln 1 und 2 sind typische Dünnschliffbilder der meisten dieser MF-Typen dargestellt.

MF-Typ 1: Kalkmikrite ohne oder mit sehr wenig Komponenten

Mudstone mit weniger als 2% Komponenten, teilweise leicht mergelig, Grundmasse zum Teil spätdiagenetisch rekristallisiert zu Mikrosparit.

MF-Typ 2: Komponentenarme Kalkmikrite

Mudstone mit 2–9% Komponenten-Anteil, häufig leicht tonhaltig. Unterscheidungskriterien gegenüber ähnlichen MF-Typen: Typ 3A, wenn mindestens 6% umgelagerte Komponenten; Typ 4, wenn mindestens 8% Quarzsand.

MF-Typ 3: Karbonate mit umgelagerten Komponenten («Resediment-Fazies»)

Der Anteil von umgelagerten Komponenten (Karbonatsand, Quarzsand) am Gesamtgestein beträgt mindestens 6%. Extraklasten sind häufiger als Intraklasten. Zumindest ein Teil der Karbonatkomponenten ist transportgerundet, oft auch stellenweise pyritisiert, phosphoritisiert, silifiziert oder randlich mikritisiert. Oft bilden die Fossiltrümmer eine allochthone Fauna (Thanatocoenose). Die Klassifikation der Untertypen erfolgt nach Anteil und Zusammensetzung der Komponenten. Bei Vorliegen eines Residual- bzw. «Transgressions»-Konglomerats wird MF-Typ 10C klassiert. Bei 8% und mehr Quarzsand wird Typ 4 klassiert.

Untertypen

3A: matrixdominiert-mikritisch, Komponentenanteil 6–24%

3B bis 3G sind komponentenreiche (ab 25%) Untertypen

3B: hauptsächlich umgelagerte Ooide als Komponenten
3C: hauptsächlich umgelagerte Lithoklasten (inklusive grosse, unsortierte Peloide)
3D: hauptsächlich umgelagerte Bioklasten
3E: Komponentengemisch ohne vorherrschende Gruppe
3F: Schill-Lagen (Muscheln, Brachiopoden), Resediment
3G: hauptsächlich grobklastische bis feinbrekziöse Komponenten (∅ über 2 mm)

MF-Typ 4: Quarzsandreiche Kalke und Mergelkalke, Sandsteinbänke mit karbonatischer Grundmasse

Im allgemeinen mikritische Resedimente, Anteil des Quarzsandes mindestens 8%. Meistens sind auch umgelagerte Karbonatkomponenten beigemengt. Während die Quarzsandfraktion ein enges, streng unimodales Feinsandspektrum aufweist, besitzt der Karbonatsand ein grösseres Korngrössenspektrum und meistens auch wesentlich grössere mittlere Korndurchmesser. Vereinzelt sind phosphoritisierte Karbonattrümmer, Schwereminerale eines reifen Spektrums sowie subaquatisch umgelagerte, transportgerundete Pyritkörner identifizierbar (vgl. Fig. 27). Bei Vorliegen einer konglomeratischen Lage mit Mg- und Fe-Karbonat in der Grundmasse wird MF-Typ 10C klassiert.

Untertypen
4A: wenig Karbonatsand (4–8%)
4B: Karbonatsand häufig (über 8%)
4C: kein oder sehr wenig Karbonatsand (unter 4%)

MF-Typ 5: Autochthone Biosparite

Intrasparite, Komponentenanteil generell über 40%. Komponenten hauptsächlich Bioklasten, keine oder nur vereinzelt umgelagerte Komponenten. Grainstones oder Rudstones. Neben Bioklasten können auch Onkoide, Rindenkörner, Peloide und (Intra-)Lithoklasten vorkommen.

Untertypen
5A: Flachwasserfauna ohne oder mit nur wenig Korallen
5B: Flachwasserfauna, Korallenanteil mindestens 3% des Gesteins

MF-Typ 6: Autochthone Biomikrite

Biomikrite, Komponentenanteil mindestens 10% (Wackestones oder Floatstones). Komponenten hauptsächlich Bioklasten, keine oder nur vereinzelt umgelagerte Komponenten. Bei einer Grundmasse mit Dolomit oder Ankerit wird MF-Typ 10A klassiert.

Untertypen
6A: Biogenkomponenten hauptsächlich von Mikrofossilien
6B: Biogenkomponenten hauptsächlich von Makrofossilien

MF-Typ 7: Oosparite

Sparitische Kalke, deren Komponenten hauptsächlich aus Ooiden zusammengesetzt sind. Die Ooide sind nicht aus anderen Faziesbereichen umgelagert, sonst würde Typ 3B klassiert. Meist liegen gut sortierte Korngrössenfraktionen vor. Oft ist in den Oolithen Lamination, seltener Kreuz- oder Schrägschichtung zu erkennen.

MF-Typ 8: Boundstones

Autochthone Biogenkalke mit sessilen Organismen. Framestones (Gerüstbildner) am häufigsten, seltener Bindstones (Sedimentbinder) und Bafflestones (Sedimentfänger).

MF-Typ 9: Peloidreiche Kalke

Kalke mit einem Komponenten-Anteil von mindestens 10%. Komponenten hauptsächlich Peloide, diese sind meistens gut sortiert. Häufig sind kleinere Beimengungen von Rindenkörnern, Aggregatkörnern (Lumps) oder Onkoiden.

Untertypen

9A: Pelmikrit: Wackestone, oft leicht mergelig. Häufig mit Foraminiferen und Ostracoden

9B: Pelsparit

MF-Typ 10: Mikritische Mg- und Fe-Karbonate

Karbonatmikrite, bestehend aus Dolomit und/oder Ankerit, häufig auch mit Calcit und Mg-Calcit. Die Mikrite sind im allgemeinen deutlich pyritführend und oft feinlaminiert. Neben ausgesprochen komponentenarmen Mikriten (Mudstones) sind auch bio- und lithoklastenreiche vertreten (Wackestones, Floatstones). Die Mg- und Fe-haltigen Mikrite folgen häufig über verkarsteten Kalkoberflächen, die Milieubedingungen waren meist nicht normalmarin: brackisch, hypersalinar, im allgemeinen im Intertidal- bis Supratidalbereich. Bei Quarzsand-Beimengungen wird ab 8% MF-Typ 4 klassiert, mit Ausnahme von Residual- und Transgressions-Konglomeraten, die immer als Typ 10C klassiert werden.

Untertypen

10A: reich an Fossilien, meist artenarme Flachwasser-Küstenfauna und -flora

10B: fossilarme bis fossilfreie Lagen, Biogenkomponenten unter 5% des Gesamtgesteins

10C: Transgressionskonglomerat, meist im Hangenden eines Hiatus. Gerundete Komponenten, Anteil der Grobkomponenten (grösser als 2 mm) hoch

Prioritätsordnung bei der Abgrenzung der MF-Typen

Wie aus obiger Definition der MF-Typen hervorgeht, erfolgte die Abgrenzung einiger MF-Typen gegeneinander aufgrund einer Wertung gewisser Sedimentkomponenten als besonders wichtige Milieu- und Faziesindikatoren. Dabei wurde folgende Prioritätsordnung gewählt:

1. Boundstones (MF-Tp 8)
2. Sedimente mit Mg- und Fe-haltigen Karbonaten in der Grundmasse (MF-Typ 10) sowie Sedimente mit Quarzsand-Detritus (MF-Typ 4)

Die übrigen MF-Typen unterscheiden sich durch das Komponentenspektrum.

3.3 Schelfgliederung aufgrund fazieller Merkmale

Die Gliederung des Schelfs in drei etwa küstenparallel verlaufende Ablagerungsbereiche wurde bereits in den vorangegangenen Kapiteln erläutert. Die Grenzen dieser Ablagerungsbereiche werden im beobachteten Zeitabschnitt durch bedeutende laterale stratigraphische, sedimentologische und fazielle Wechsel markiert (vgl. Fig. 3, 4 und 6 sowie Kap. 4). Diese Schelfgliederung in drei Ablagerungsbereiche täuscht fürs erste eine relativ stationäre Entwicklung des Schelfs vor. Die faziellen Detailuntersuchungen ergaben jedoch eine ausgesprochen dynamische Schelfentwicklung, die sich im wesentlichen mit einer Progradation der Karbonatplattform, gefolgt von einer regressiven Phase im jüngsten Berriasian und einer transgressiven Phase im frühen Valanginian, zusammenfassen

lässt (Kap. 4). Die Grenzen der drei Ablagerungsbereiche blieben dabei innerhalb des Schelfs stationär. Aufgrund der dynamischen faziellen Schelf-Entwicklung wird die Ausbildung der stationär bleibenden Grenzen der Ablagerungsbereiche auf eine synsedimentäre Bruchtektonik zurückgeführt, mit der eine differentielle Subsidenz der einzelnen Ablagerungsbereiche verbunden war. Indizien für eine solche Bruchtektonik fanden sich nur entlang der Grenze nördlicher/mittlerer Ablagerungsbereich (vgl. folgenden Abschnitt); für die Ausbildung der Grenze mittlerer/südlicher Ablagerungsbereich könnte auch eine unterschiedlich starke frühdiagenetische Kompaktion der kalkreichen Öhrli- und der tondominierten Palfris-Formation verantwortlich gewesen sein.

Belege für eine auf Zerrungsmechanismen beruhende Bruchtektonik im helvetischen Schelf gibt es in den Sedimenten des oberen Lias (TRÜMPY 1949, BAER 1959) und des unteren bis mittleren Dogger (DOLLFUSS 1965; SCHINDLER 1959). Das Ausmass dieser vorkretazischen Verwerfungsbewegungen war jedoch wesentlich grösser als die Bruchtektonik während der frühesten Kreide. Persistente Brüche in der Helvetischen Unterkreide sind in den Glarner Alpen (SCHINDLER 1959) sowie im Berner Oberland (GUENZLER-SEIFFERT 1941, 1952; ZWAHLEN 1983) nachzuweisen. Zwei in dieser Arbeit untersuchte Profile erbrachten ebenfalls eindeutige Hinweise auf eine Bruchtektonik mit differentieller Subsidenz der einzelnen Teilblöcke: Profil 4 (Glarner Alpen) enthält im obersten Teil der Vitznau-Mergel eine mehrere Meter mächtige, gradierte Brekzie aus Öhrli-Kalk-Trümmern, Profil 32 (Nordsäntis) besitzt innerhalb des Oberen Öhrli-Kalks eine intraformationelle Brekzie. Die sprunghafte Mächtigkeitszunahme der Vitznau-Mergel an der Grenze nördlicher/mittlerer Ablagerungsbereich ist ein weiteres Indiz für differentielle Subsidenz der Ablagerungsbereiche. Aufgrund fazieller Untersuchungen postulierten auch HALDIMANN (1977), ISCHI (1978), FUNK & BRIEGEL (1979) und STRASSER (1979, 1982) unterkretazisch aktive Bruchzonen im helvetischen Unterkreide-Schelf.

Mit Hilfe einer detaillierten Faziesanalyse der untersuchten Profile konnte die fazielle Entwicklung des Schelfgebietes relativ flächendeckend rekonstruiert werden. Diese fazielle Profilbearbeitung umfasste die stratigraphische und mikrofazielle Untersuchung unter Berücksichtigung der Sedimentstrukturen. Als Synthese dieser Untersuchungen entstand für jedes Profil ein entsprechendes Fazieszonen-Profil (rechte Kolonne in den Profiltafeln, Abschnitt 3.4). Unter Fazieszone wird ein Bereich des Schelfs verstanden, in dem eine bestimmte Fazies vorherrscht. Damit repräsentieren diese Zonen ein spezifisches Ablagerungsmilieu, verbunden mit einer bestimmten Position in einem idealisierten Schelfquerschnitt. Als Folge von Meeresspiegelschwankungen, einer Progradation der Karbonatplattform im Berriasian sowie synsedimentärer Bruchtektonik verschoben sich diese Fazieszonen mit der Zeit in etwa senkrechter Richtung zum Streichen der Küstenlinie. Diese Verschiebungen werden durch die paläogeographischen Schelfkarten in Kapitel 4 dargestellt.

Bei der Definition der Fazieszonen wurde auf die Arbeiten über Faziesmodelle von PLUMLEY et al. (1962), IRWIN (1965), BURNS (1974), WILSON (1975), FLÜGEL (1978) und READING (1978) abgestellt. Die hier definierten acht Fazieszonen entsprechen weitgehend den Fazieszonen der drei letztgenannten Autoren. Nachfolgend sind diese Fazieszonen kurz beschrieben und in Figur 8 mit einem schematischen Schelfquerprofil dargestellt. Eine detailliertere Beschreibung wurde in BURGER (1985) gegeben.

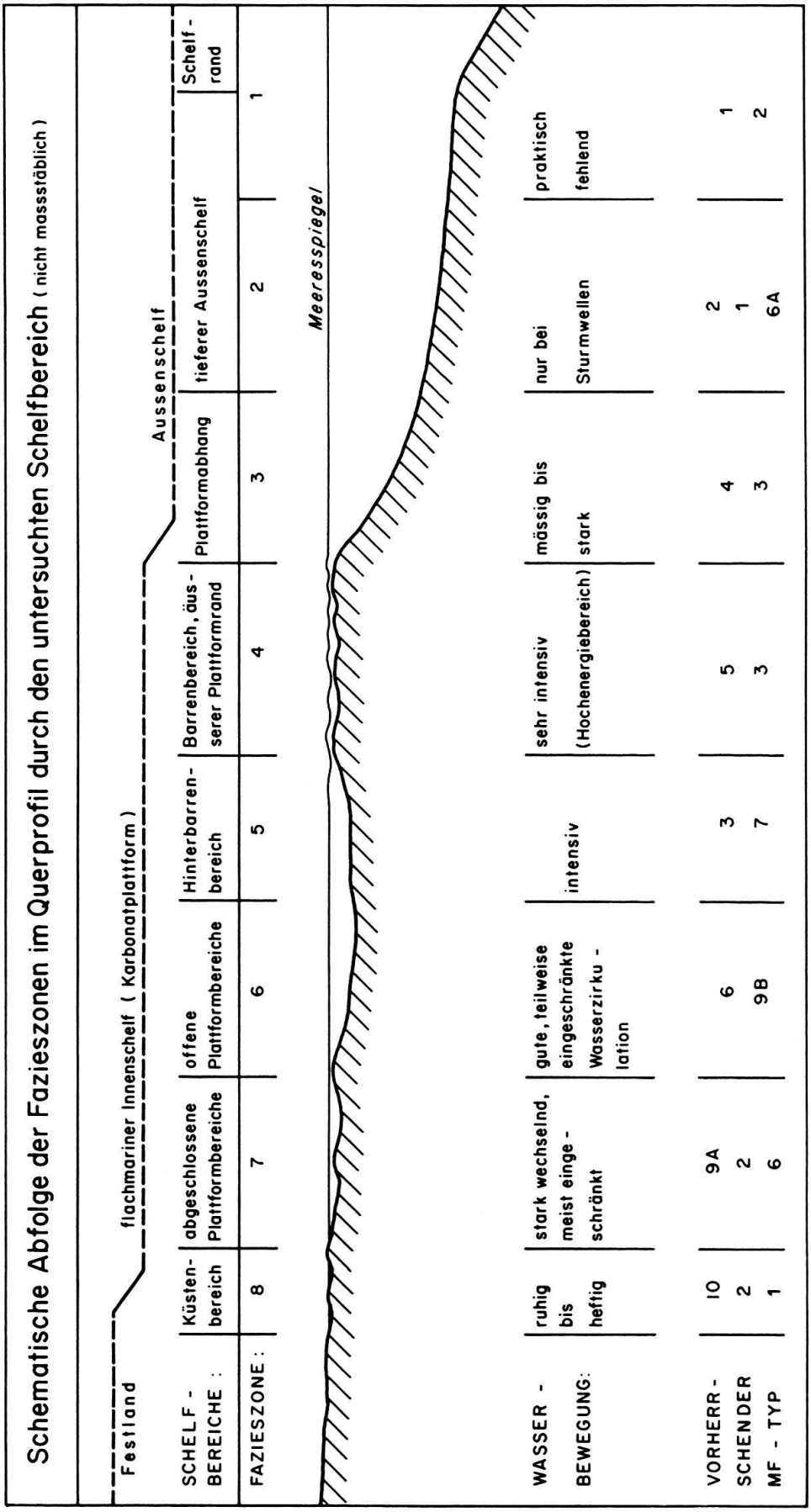


Fig. 8. Faziezonen im Schelfquerschnitt.

Fazieszone 1: Tiefer Aussenschelf und Schelfrand

Ruhige Sedimentation unterhalb der Sturmwellenbasis. Pelagische Ablagerungen (Undathem), Mergel und mikritische Kalke.

Fazieszone 2: Offenmariner Aussenschelf oberhalb der Sturmwellenbasis

Sedimentoberfläche zwischen Sturmwellenbasis und Schönwetter-Wellenbasis gelegen. Fossilreiche mikritische Kalke und Mergel, vereinzelt mit sandreichen Lagen durchsetzt (Karbonat- und Quarzsand aus dem Plattformabhang).

Fazieszone 3: Plattformabhang, Aussenschelf oberhalb der Schönwetter-Wellenbasis

Instabile Sedimentoberfläche mit Hangschutt aus dem Plattform-Randbereich und dem Innenschelf. Karbonatsande, Quarzsand, Resedimente aus dem Barren- und Hinterbarrenbereich mit mikritischen Zwischenlagen. Geringmächtige Turbiditlagen, seltener Slump-Strukturen.

Fazieszone 4: Plattformrand, Barrenbereich, Hochenergiezone

Flachwasserzone am äusseren Plattformrand, stellenweise Bildung von Riffen und von Inseln. Sessile Organismen häufig, terrigener Detritus weitgehend fehlend.

Fazieszone 5: Hinterbarren-Bereich

Ausgewaschene Plattformrand-Sande, meistens gut sichtbar sortierter und gut gerundeter, ausgewaschener Karbonatsand.

Fazieszone 6: Offene Karbonatplattform, stellenweise lagunär

Vollmarine, z. T. lagunäre Karbonatplattform, in Meeresbuchten z. T. leicht hypersalinar. Stark bioturbierte Komponentenmikrite, häufig sehr fossilreich.

Fazieszone 7: Abgeschlossene Plattformbereiche

Reduzierte, z. T. stark eingeschränkte Wasserzirkulation, weshalb extreme Milieubedingungen (hypersalinar, brackisch, z. T. Interditalbereich) häufig sind.

Fazieszone 8: Küstenbereich

Sedimente des Intertidal- und Supratidalbereichs, Strandsedimente, Konglomerate. Häufig dolomit- und ankerithaltige Grundmasse, seltener vadose Zementierung. Oft vergesellschaftet mit Omissionshorizonten.

3.4 Ausgewählte Beispiele von faziell bearbeiteten Detailprofilen

Nachfolgend sind je drei Profile vollständig ausgebildeter sowie reliktischer Vitznau-Mergel, ein Profil der Palfris-Formation und sechs Profile der Öhrli-Formation als Profiltafeln beigefügt (Fig. 10–19). Figur 9 enthält die entsprechenden Legenden für Lithologie, Mikrofazies-Typen, Fossilien und Sedimentstrukturen. Die Kolonne der Dunham-Klassifikation enthält den jeweils ersten Buchstaben des Namens, Klassifikation ergänzt nach EMBRY & KLOVAN (1972): R = Rudstone, F = Floatstone. Phosphoritisierte (P) und silifizierte (S) Fossiltrümmer sind in der Fossilkolonne vermerkt.

4. Paläogeographische und sedimentologische Entwicklung des Schelfs

Die Schelfentwicklung wird nachfolgend anhand von sechs paläogeographisch-faziellen Karten des untersuchten Schelfabschnitts verdeutlicht. Die darin verwendeten Fazieszonen sind in Abschnitt 3.3 definiert. Die Abwicklungsgrundlage ist gleich wie in Figur 2, die heutige Lage der 33 Profile geht aus Figur 1 sowie dem Profilverzeichnis im Anhang am Ende des Textes hervor.

Fazielle Modelle zur Beschreibung der unterkretazischen Sedimentationsgeschichte im zentral- und ostschweizerischen Helvetikum wurden schon seit langem entwickelt, insbesondere seien die Arbeiten von ARN. HEIM (1907), ARBENZ (1934), FICHTER (1934), BRÜCKNER (1951) und CAROZZI (1954) erwähnt. Durch verfeinerte fazielle und sedimentpetrographische Untersuchungsmethoden sowie durch ein dichteres Profilnetz (insbesondere im Infrahelvetikum) konnte nun ein wesentlich detaillierteres Bild über den Ablauf der Schelfentwicklung gewonnen werden.

4.1 Schelfentwicklung während des Berriasian

Im Verlauf des Berriasian wurde der helvetische Schelf im Untersuchungsgebiet von zwei Entwicklungstendenzen geprägt: von der Progradation der Karbonatplattform gegen Südosten sowie von einer regressiven Phase mit einem Vorrücken der Küste meerwärts um mindestens 25–30 km.

Situation vor Ablagerung der Öhrli- und der Palfris-Formation

Während des ältesten Berriasian wurden im südlichen und im mittleren Ablagerungsbereich die oberen Zementsteinschichten abgelagert (DIEGEL 1973). Diese zeigen typische Merkmale von Sedimenten des Aussenschelf-Bereichs. Gegen den nördlichen Ablagerungsbereich hin sind die Zementsteinschichten kalkiger entwickelt und führen calciturbiditische Einschaltungen, wie beispielsweise den Gassen-Kalk. Diese Calciturbidite dürften aus dem südlichen Randbereich der Karbonatplattform in den Aussenschelf geschüttet worden sein.

Der Plattformrand, zum Teil mit Riffbildungen, lag im südlichen Teil des nördlichen Ablagerungsbereichs, während sich der Plattformabhang etwa im Übergang vom nördlichen in den mittleren Ablagerungsbereich befand (südlichste Mürtschen- und nördliche Axen-Decke). Der Innenschelf wurde von Seichtwasserkarbonaten aufgebaut, die lithologisch teilweise noch als Zementsteinschichten erkennbar sind, teilweise aus Kalken und dolomitisch-ankeritischen Kalken bestehen. Die zeitliche Äquivalenz dieser Karbonate (obere Teile des Tros-Kalks; «heller Quintner-Kalk» von BRÜCKNER 1937, «Graspass-Schichten» von MÜLLER 1938 und MAYNC 1938) mit den Zementsteingeschichten ist nicht nachgewiesen, jedoch sehr wahrscheinlich.

Noch vor Ablagerung der Öhrli-Formation kamen Teile des nördlichen Ablagerungsbereichs zumindest zeitweilig über das Meeresspiegelniveau zu liegen: Omissionshorizonte, verkarstete und dolomitisierte Sedimentoberflächen im Liegenden der Öhrli-Formation (vgl. Fig. 4).

Ablagerungszeit der Unteren Öhrli-Mergel

Während der Sedimentation der siltig-feinsandigen Unteren Öhrli-Mergel herrschte ungefähr die gleiche Schelfgliederung wie vorgängig beschrieben, hinzu kam jedoch eine deutlich verstärkte Anlieferung von terrigenem Detritus in den Schelf: feinkörniger

Fig. 9: LEGENDE ZU DEN PROFILEN

Mikrofazies - Typen: Legende Signaturen

- MF - Typ 1
- MF - Typ 2
- MF - Typ 3A
- MF - Typ 3B
- MF - Typ 3C
- MF - Typ 3D
- MF - Typ 3E
- MF - Typ 3F
- MF - Typ 3G
- MF - Typ 4A
- MF - Typ 4B
- MF - Typ 4C
- MF - Typ 5A
- MF - Typ 5B
- MF - Typ 6A
- MF - Typ 6B
- MF - Typ 7
- MF - Typ 8
- MF - Typ 9A
- MF - Typ 9B
- MF - Typ 10A
- MF - Typ 10B
- MF - Typ 10C

Lithologie, Sedimentstrukturen, Fossilien

Neben den gebräuchlichen Lithologie - Signaturen wurden verwendet:

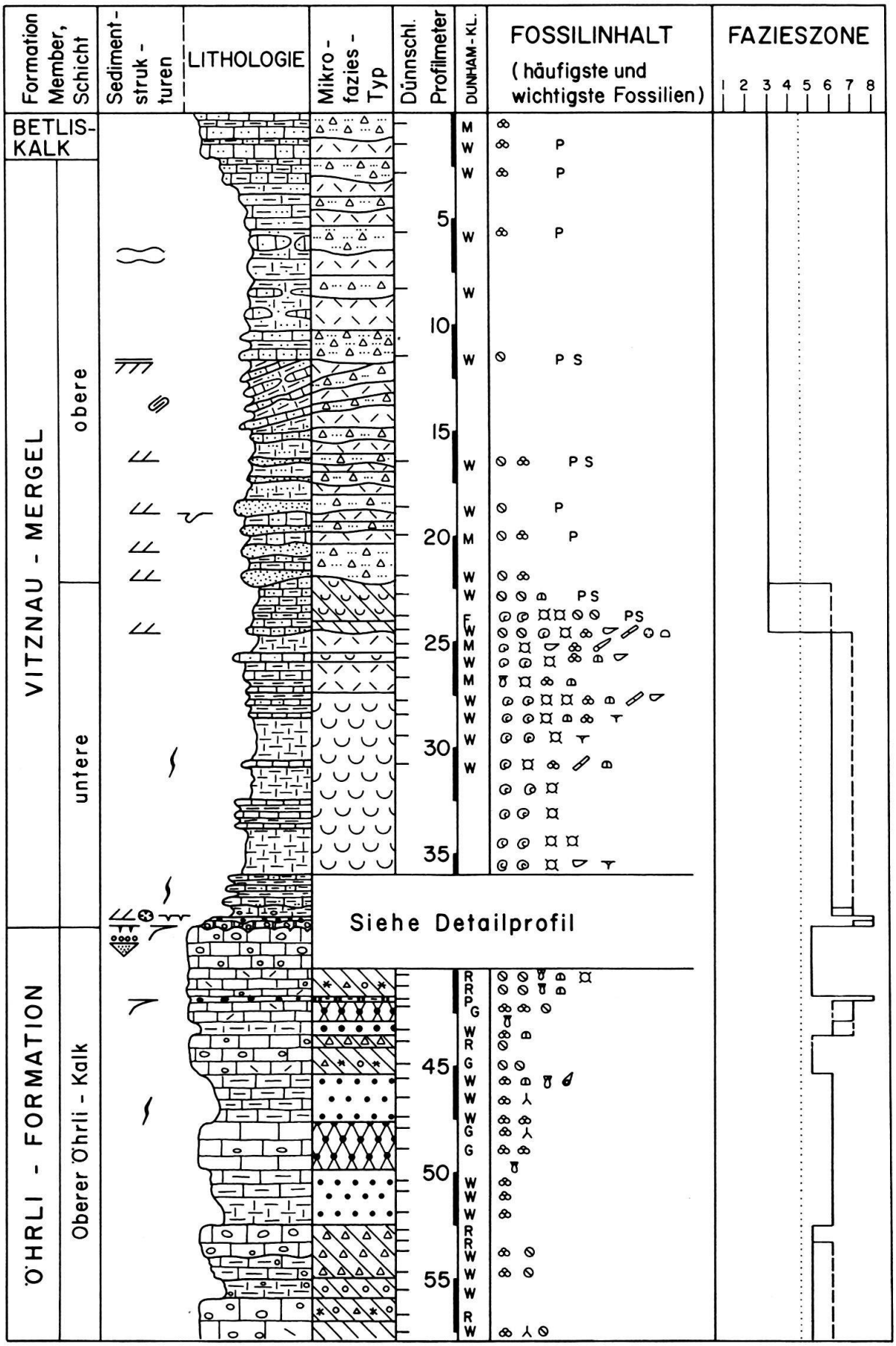
- Karbonatbrekzie
- gerundete, karbonatische Resedimente
- Residual - und Transgressions - konglomerat

- Paläokarst - Fläche
- Inkrustierte, z.T. angebohrte Fläche
- Omissionsfläche, Erosionshorizont
- Trockenrisse
- Fenstergefüge, birdseyes
- vadoser Silt
- Bodenmarken (casts)
- angebohrte Komponenten
- sedimentäre Diskordanz
- gradierte Schichtung
- Schräg- und Kreuzschichtung
- ausgeprägte Bioturbation
- Flaserstruktur Flaserschichtung
- Schichtung lateral unregelmässig
- Slump - Strukturen
- inverse Gradierung

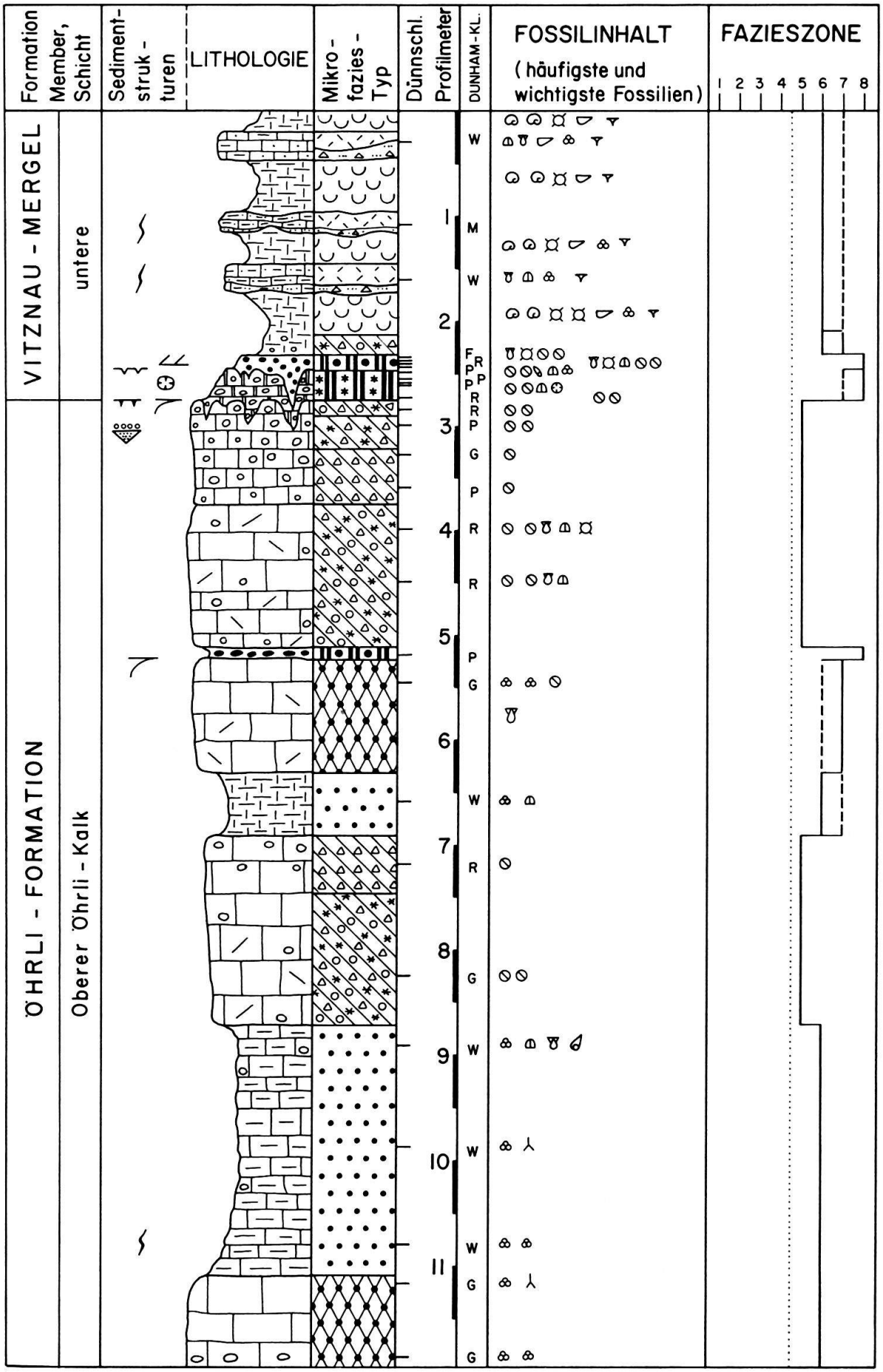
1 Fossilsymbol = Vorkommen häufig, aber unter 5%. 2 Symbole = über 5%

- Muscheln (allgem.)
- Austernschalen
- Serpuliden
- Brachiopoden
- Gastropoden
- Belemniten
- Echinodermen
- Bryozoen
- Kalkschwämme
- Spiculae
- Ostracoden
- Korallen und Hydrozoen
- Calpionellen
- gerundete Makrofossiltrümmer
- benth. Foraminif.: allgemein; haupts. Milioliden; haupts. Trocholinen
- Kalkalgen: allgemein; haupts. Dasycladac. und Codiac.; haupts. Rotalgen; haupts. Cayeuxia - Formen

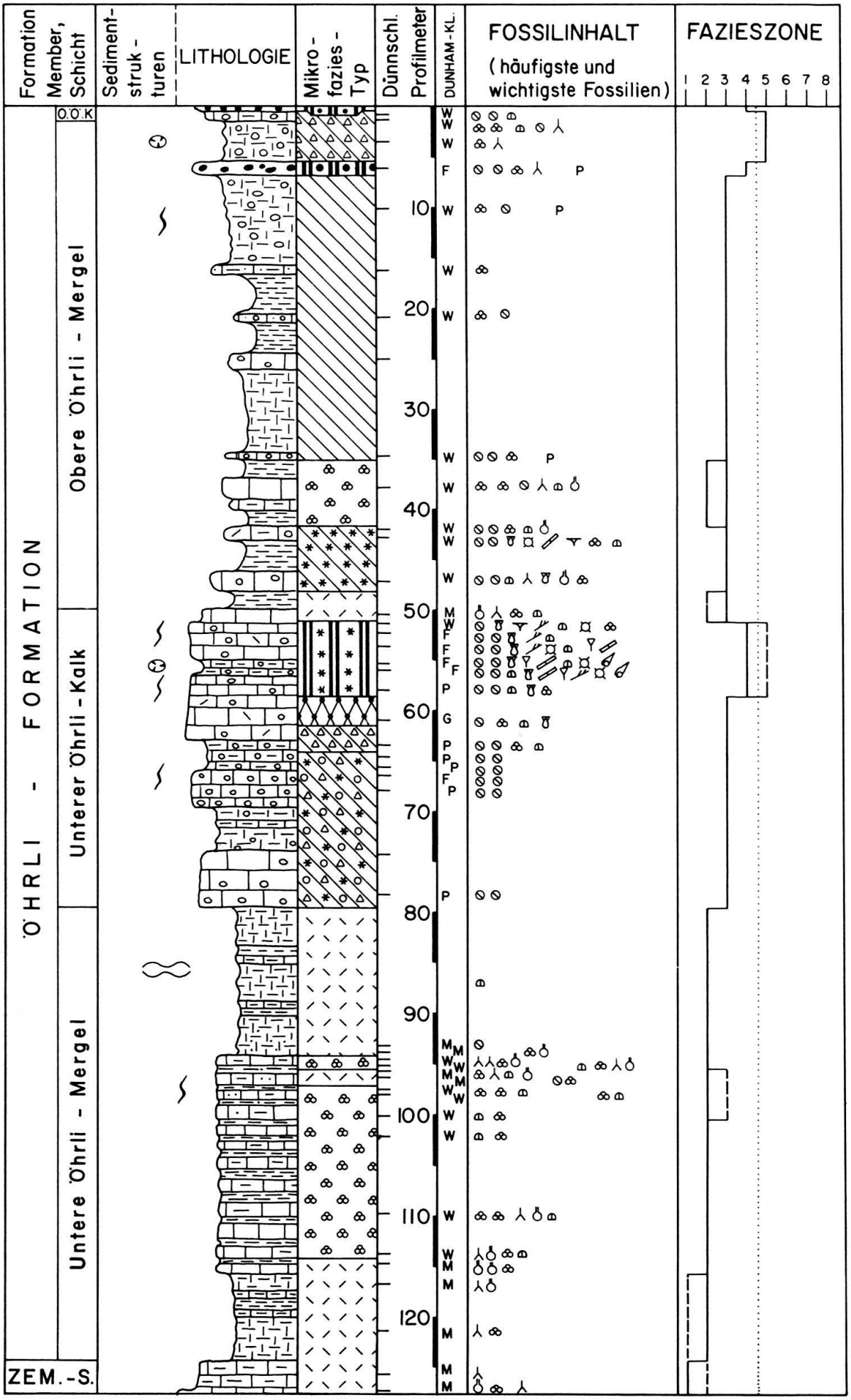
Profil VITZNAUERSTOCK (Nr. 1) Fig. 10



Detail aus Profil VITZNAUERSTOCK (Nr. 1) Fig. 11

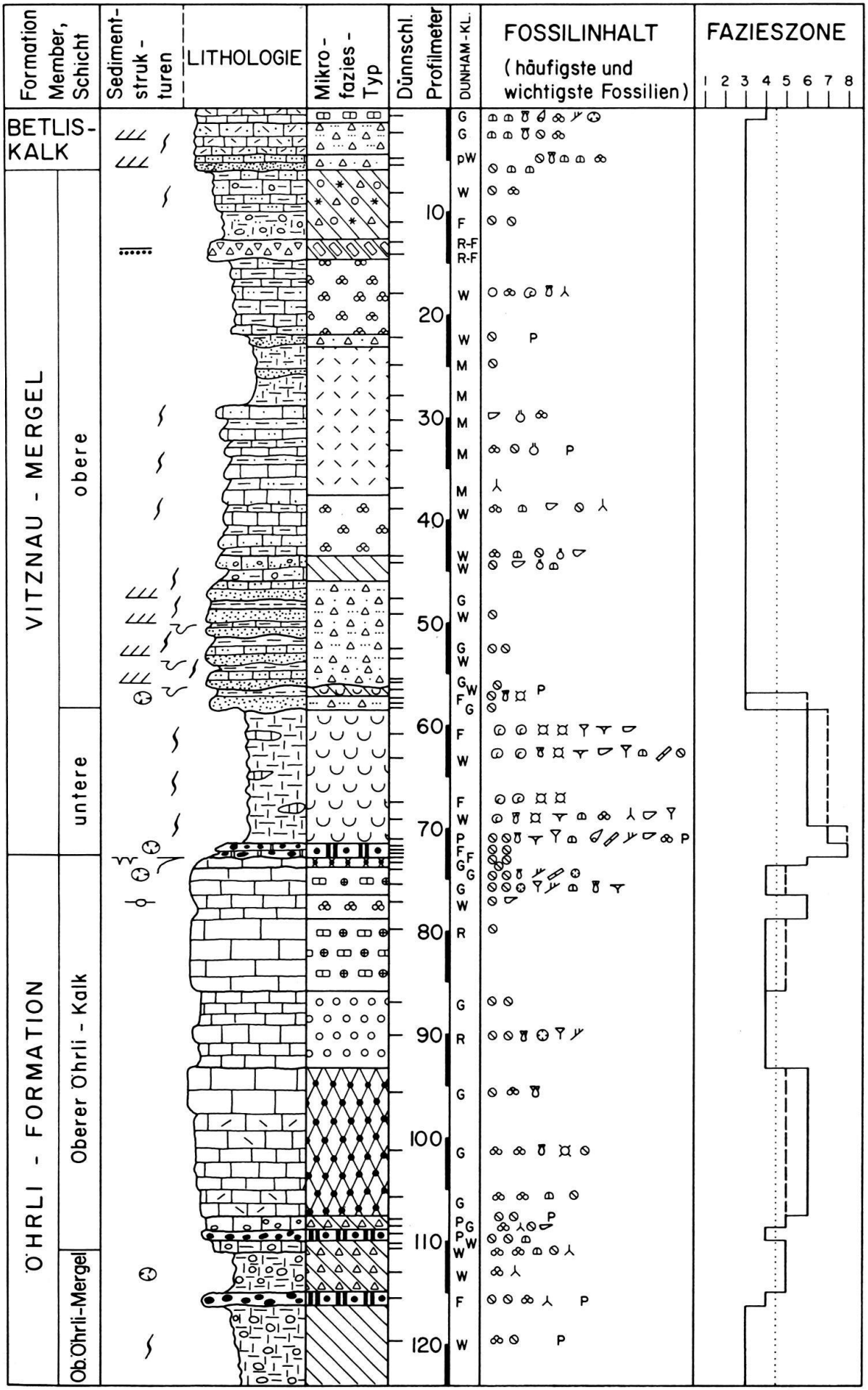


Profil DRÄCKLOCH (unterer Teil von Nr. 4) Fig. 12 a

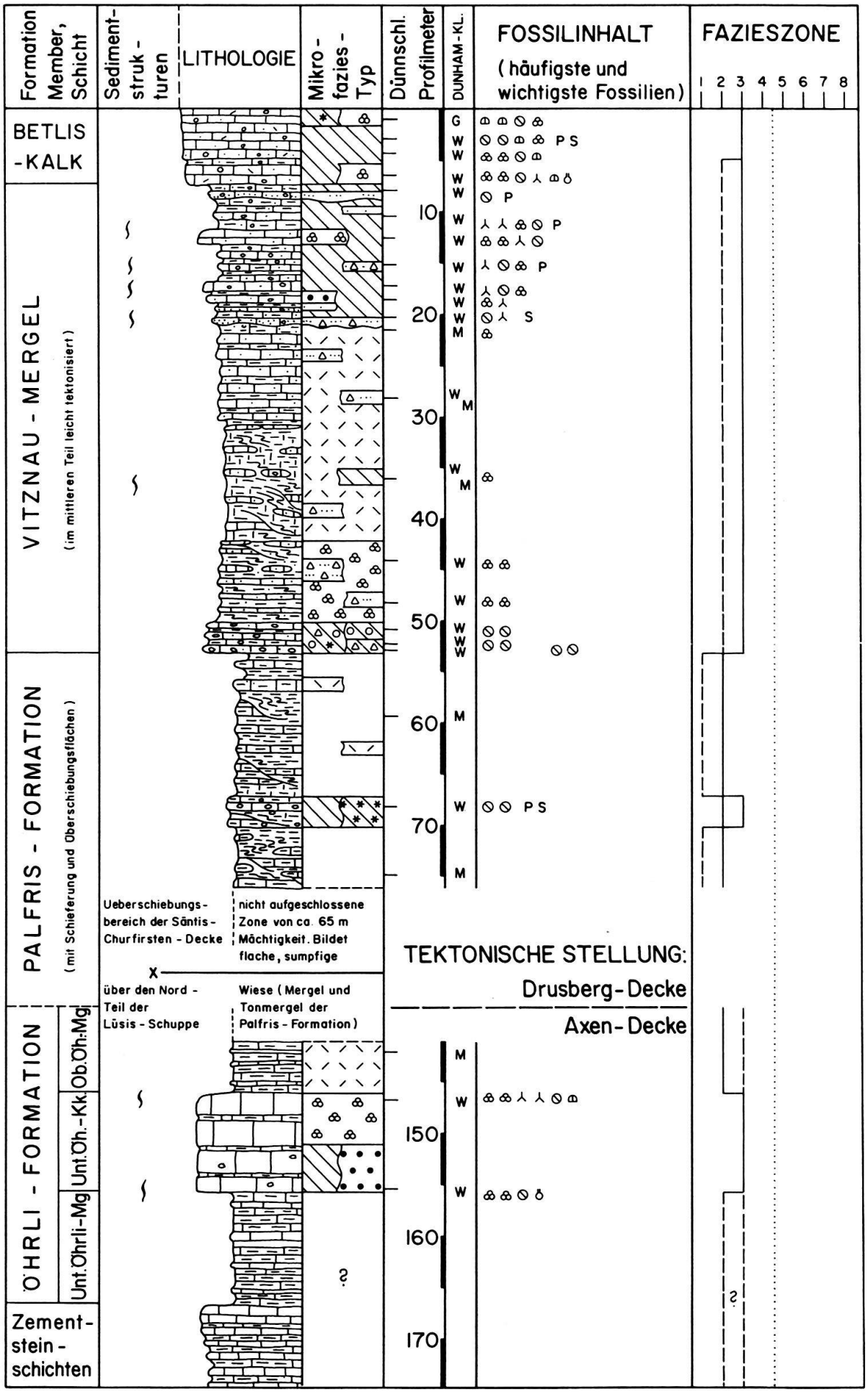


Profil DRÄCKLOCH (oberer Teil von Nr. 4)

Fig. 12 b

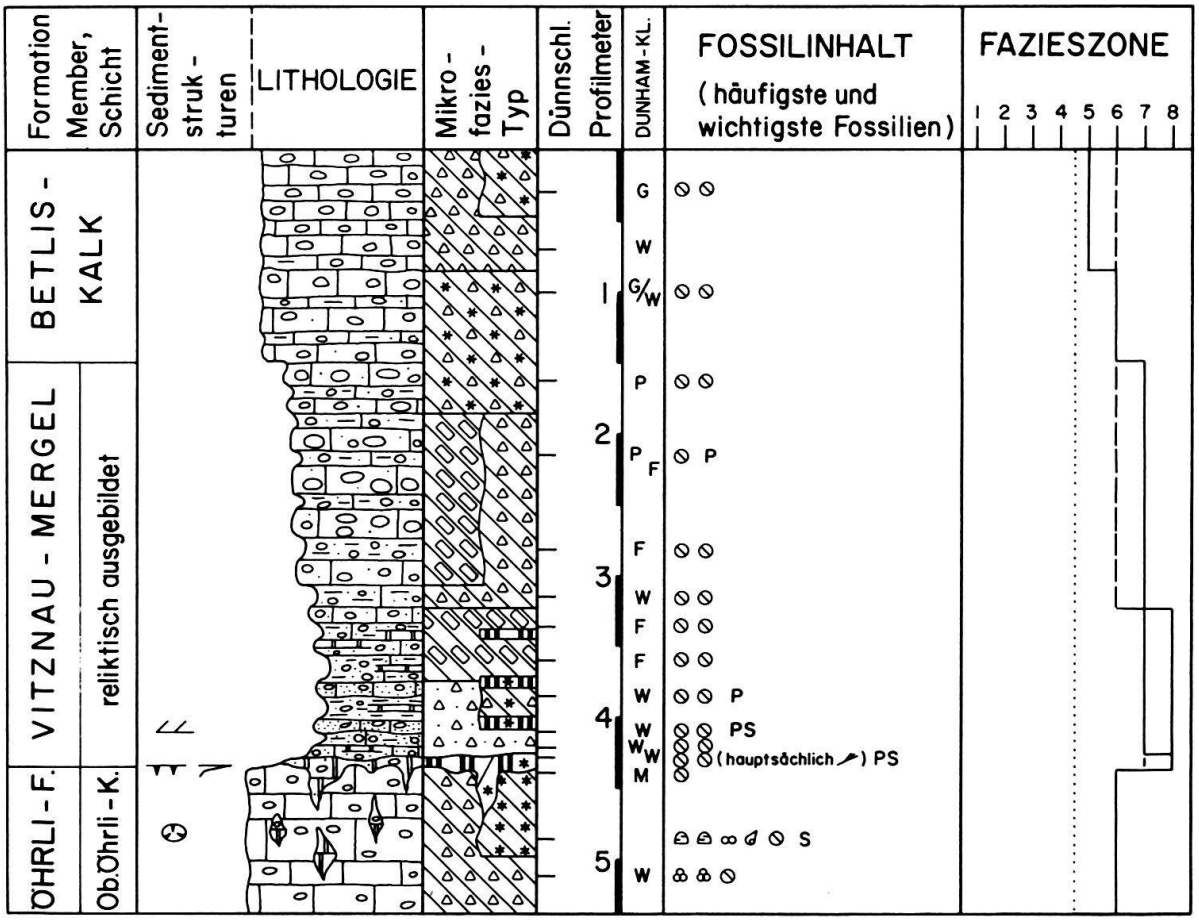


Profil PALIS - PLISA (Nr. II) Fig. 13



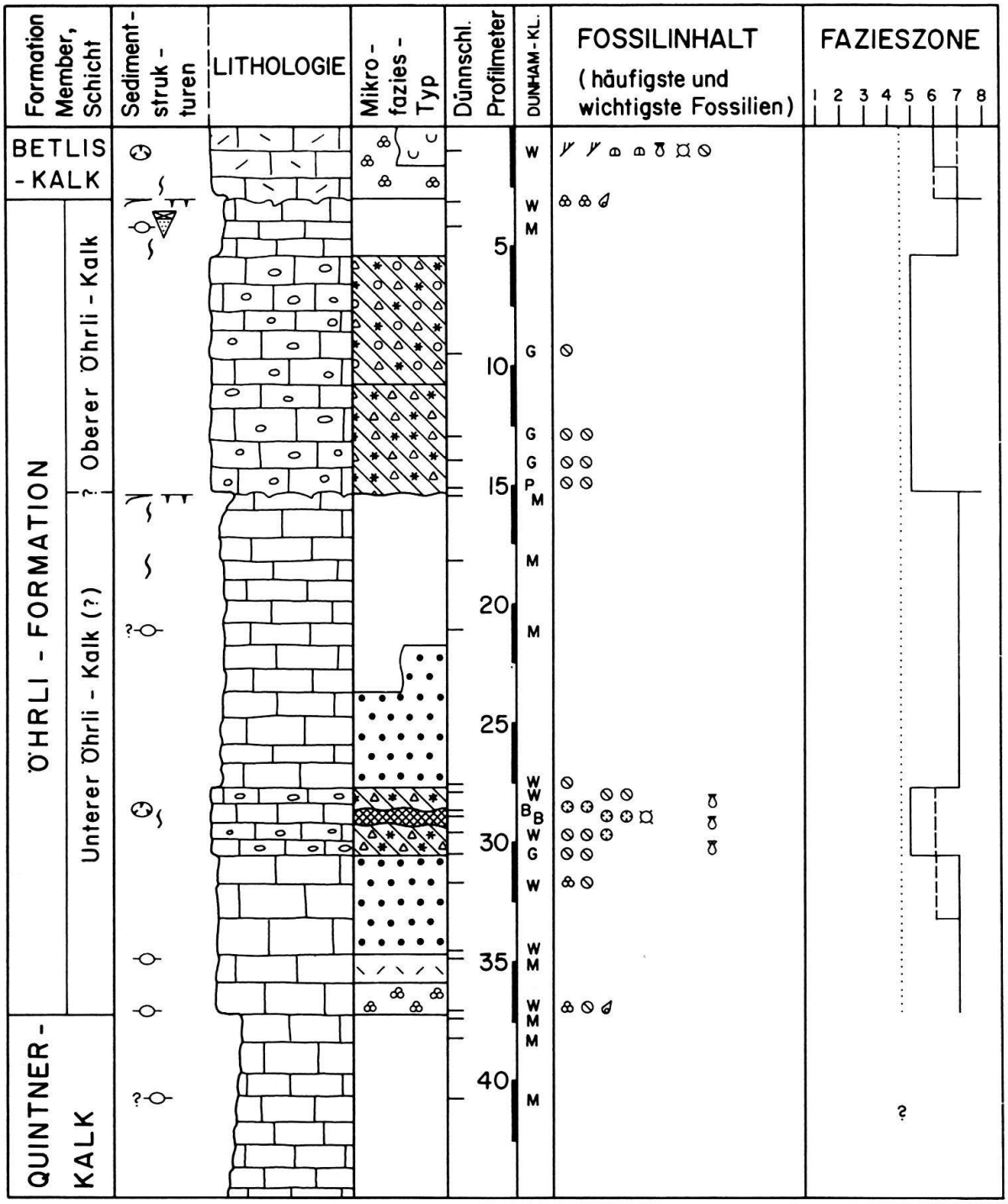
Lokalitäten der Profilaufnahme: oberhalb der Überschiebung Palis, unterhalb der

Profil MUSFALLEN (Detailprofil reliktische Vitznau-Mergel, Nr. 31) Fig. 14



Der oberste Teil des Oberen Öhrli-Kalkes ist verkarstet. Die mehrere dm tiefen Karst-Taschen und -Spalten sind mit einer dolomitisch-ankeritischen Karbonatmatrix gefüllt, worin auch konglomeratische und feinbrecciöse Komponenten von Öhrli-Kalk enthalten sind. In den basalen Schichten der reliktischen Vitznau-Mergel befinden sich ebenfalls grobe Öhrli-Kalk-Komponenten, neben Trümmern von Austernschalen und anderen Makrofossilien. Innerhalb der reliktischen Vitznau-Mergel nehmen von unten nach oben der Feinsand- und der Tongehalt, die Mächtigkeit der Mergelbänke sowie das Auftreten von dolomit- und ankerithaltigen Zwischenlagen relativ kontinuierlich ab.

Profil MUTTENCHOPF (Nr. 18) Fig. 15

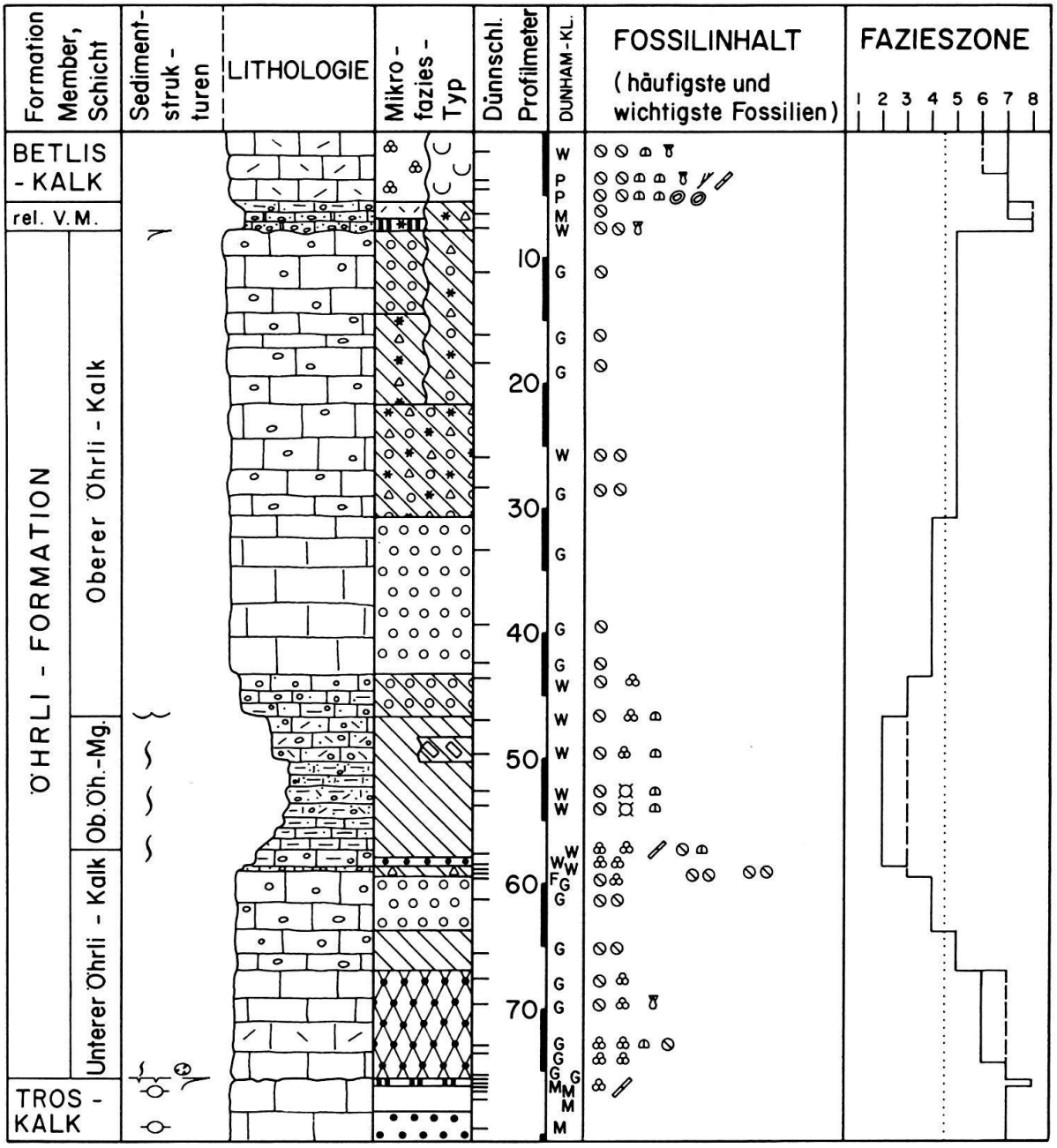


Profil stark tektonisiert, mit Längung von Komponenten, stellenweise mit Schieferung.

Ursprüngliche Mächtigkeit der Öhrli-Formation mindestens 60% grösser.

Wahrscheinlich wurde ein Teil der Sedimentstrukturen tektonisch verwischt und unkenntlich gemacht. Insbesondere sind Fazies und Sedimentstrukturen im Quintner-Kalk und in dessen Übergang zur Öhrli-Formation nicht mehr erkennbar.

Profil CHLI CHÄNEL (Nr. 23) Fig. 16

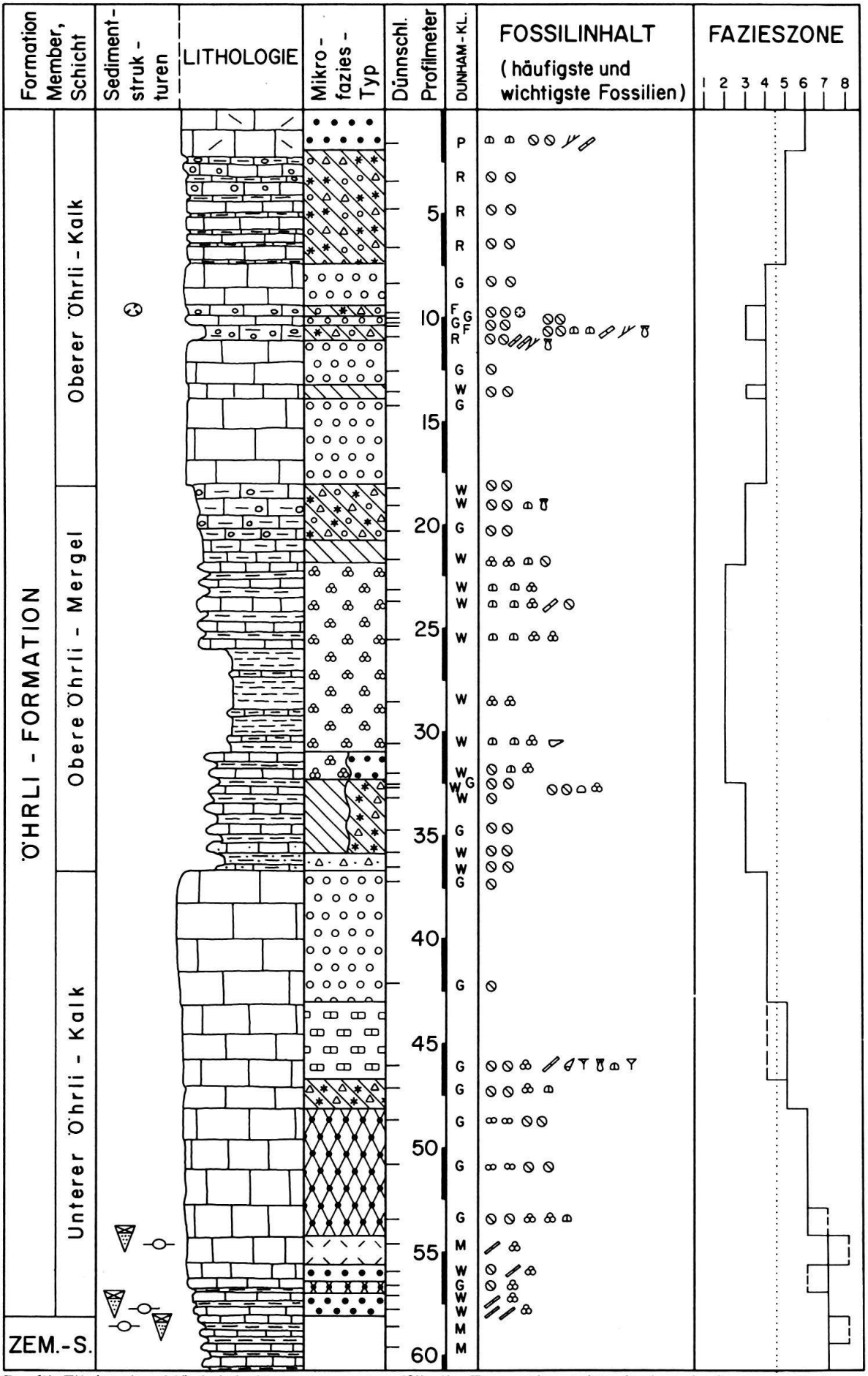


rel. V.M. = reliktische Vitznau - Mergel

Ob. Öh.Mg. = Obere Öhrli - Mergel

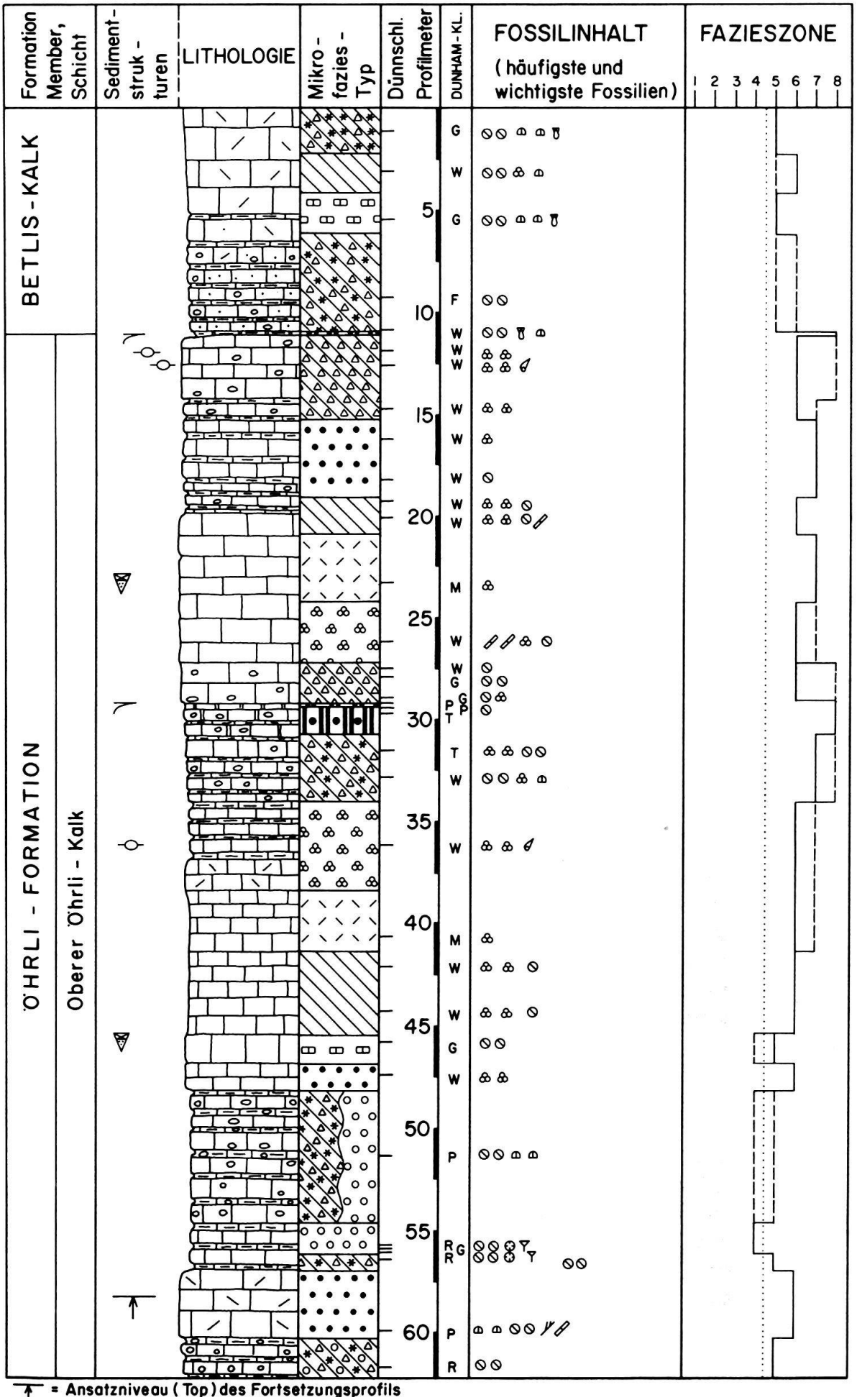
Ursprüngliche Mächtigkeit der Öhrli - Formation um etwa 1/3 bis 1/6 höher (Kalke leicht stylolithisiert, Mergel teilweise tektonisch ausgedünnt).

Profil FILZBACH, (unterer Teil von Nr. 25) Fig. 17 a



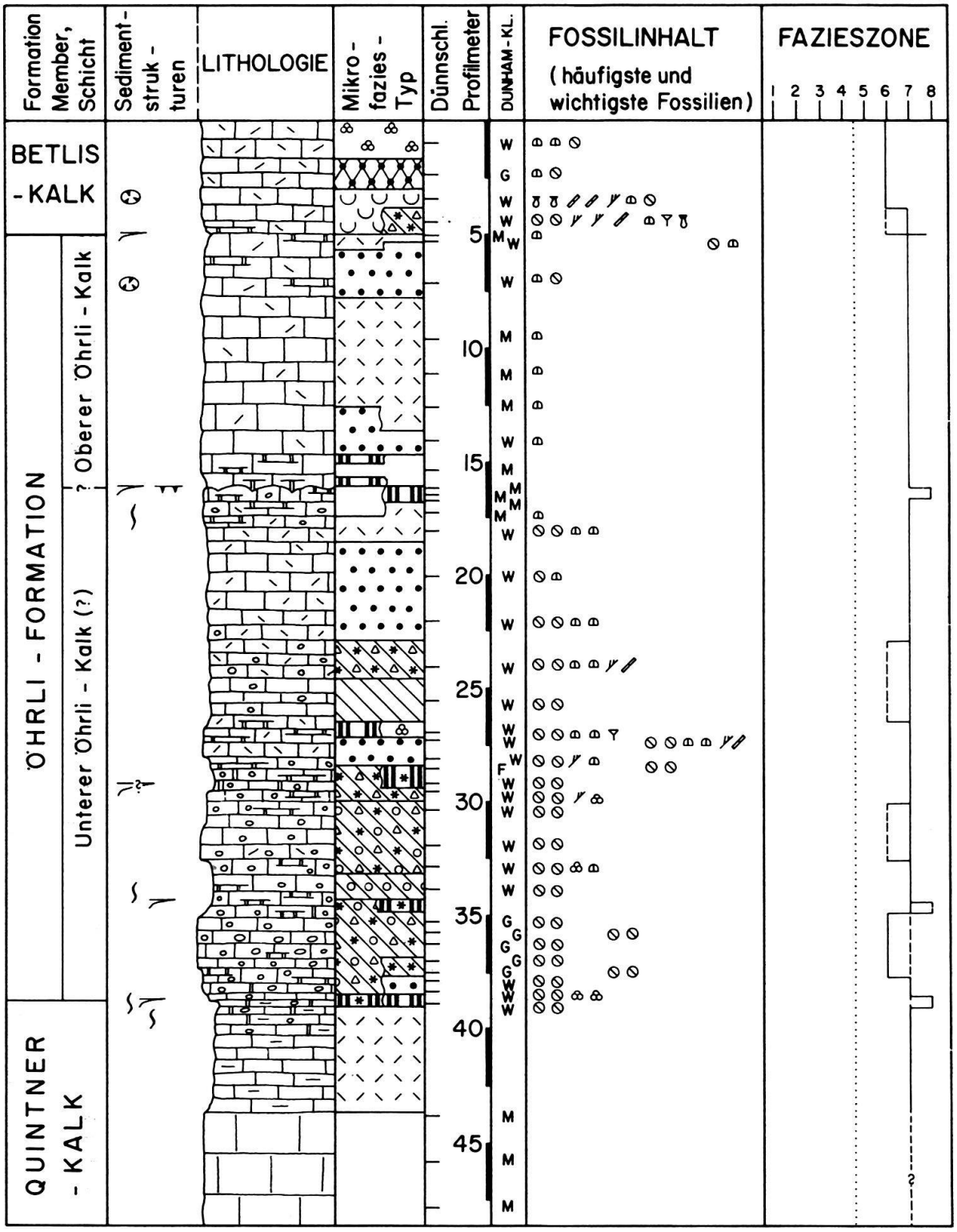
Profil Filzbach: Mächtigkeit der gesamten Öhrli-Formation tektonisch reduziert um mindestens 15-20% durch Drucklösung von Karbonat und Stauchung vom Mergeln

Profil FILZBACH (oberer Teil von Nr. 25) Fig. 17 b



↑ = Ansatzniveau (Top) des Fortsetzungsprofils

Profil FLIMSERSTEIN (Nr. 26) Fig. 18

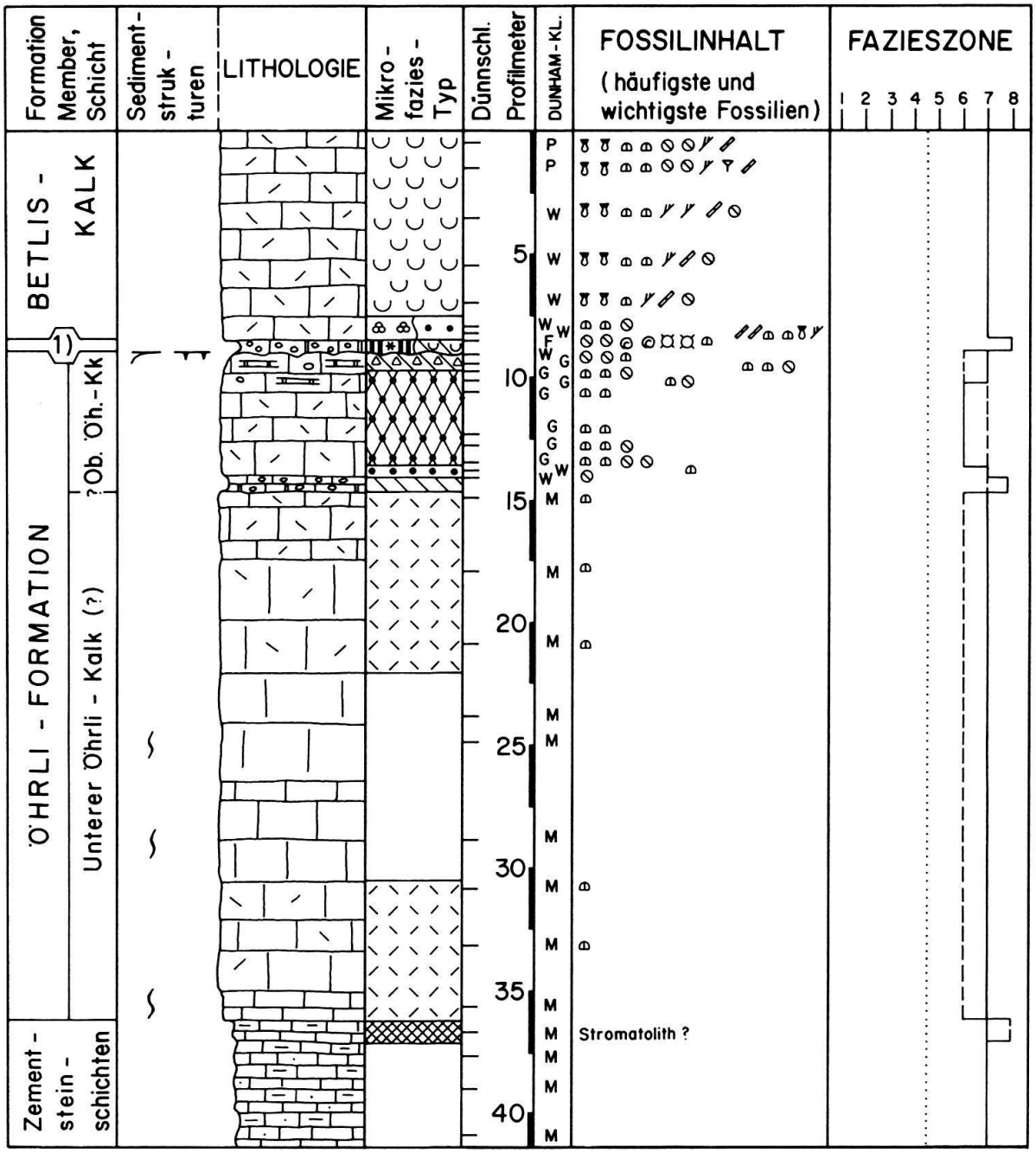


Ganzes Profil tektonisiert, Komponenten gelängt, Matrix mit Fliess-Strukturen.

Ursprüngliche Mächtigkeit der Öhrli-Formation mindestens 60-80% grösser.

Es ist anzunehmen, dass ein Teil der ursprünglich vorhandenen Sedimentstrukturen tektonisch verwischt und unkenntlich gemacht wurde.

Profil TERSOL (Nr. 28) Fig. 19



1) Reliktische Vitznau-Mergel

Der unter den Zementsteinschichten liegende Quintner-Kalk zeigt in seinen obersten 20 bis 30 Metern ein Milieu aus dem Intertidal und dem höheren Subtidal.

Die meisten Schichten der Öhrli-Formation wurden alpin-tektonisch überprägt, wodurch die ursprüngliche Mächtigkeit um etwa 30-50 % reduziert wurde, und wodurch möglicherweise weitere Sedimentstrukturen verwischt wurden.

Die oberste Serie der Zementstein-Schichten ist als Laminit ausgebildet; trotz Tektonisierung bleiben diverse Merkmale von Algen-Stromatolithen erhalten, so dass mit grosser Wahrscheinlichkeit ein Stromatolith die Zementstein-Schichten abschliesst.

Quarzsand, der in die Unteren Öhrli-Mergel einsedimentiert wurde, sowie vermehrt Tonminerale, die sowohl in den Öhrli-Mergeln als auch in der Palfris-Formation abgelagert wurden.

Während im mittleren Ablagerungsbereich sowie in südöstlichen Teilen des nördlichen Ablagerungsbereichs die Unteren Öhrli-Mergel als plattformrandnahe Aussenschelf-Sedimente abgelagert wurden, bildeten die übrigen Teile des nördlichen Ablagerungsbereichs eine Karbonatplattform. Auf dieser herrschte wechselweise Omission sowie Seichtwasser-Karbonatproduktion mit durchschnittlich geringer Sedimentationsrate (Unterer Öhrli-Kalk). Gleichzeitig wurde im südlichen Ablagerungsbereich die weitgehend sandfreie Palfris-Formation sedimentiert, sie repräsentiert die tieferen Regionen des Aussenschelfs.

Ablagerungszeit des Unteren Öhrli-Kalks (Fig. 20)

Bereits wird eine leichte Progradation der Karbonatplattform gegen SSE feststellbar: Der Plattformrand mit der Hochenergie- und Barrenzone erstreckte sich entlang der Südgrenze des nördlichen Ablagerungsbereichs. Während auf der Karbonatplattform

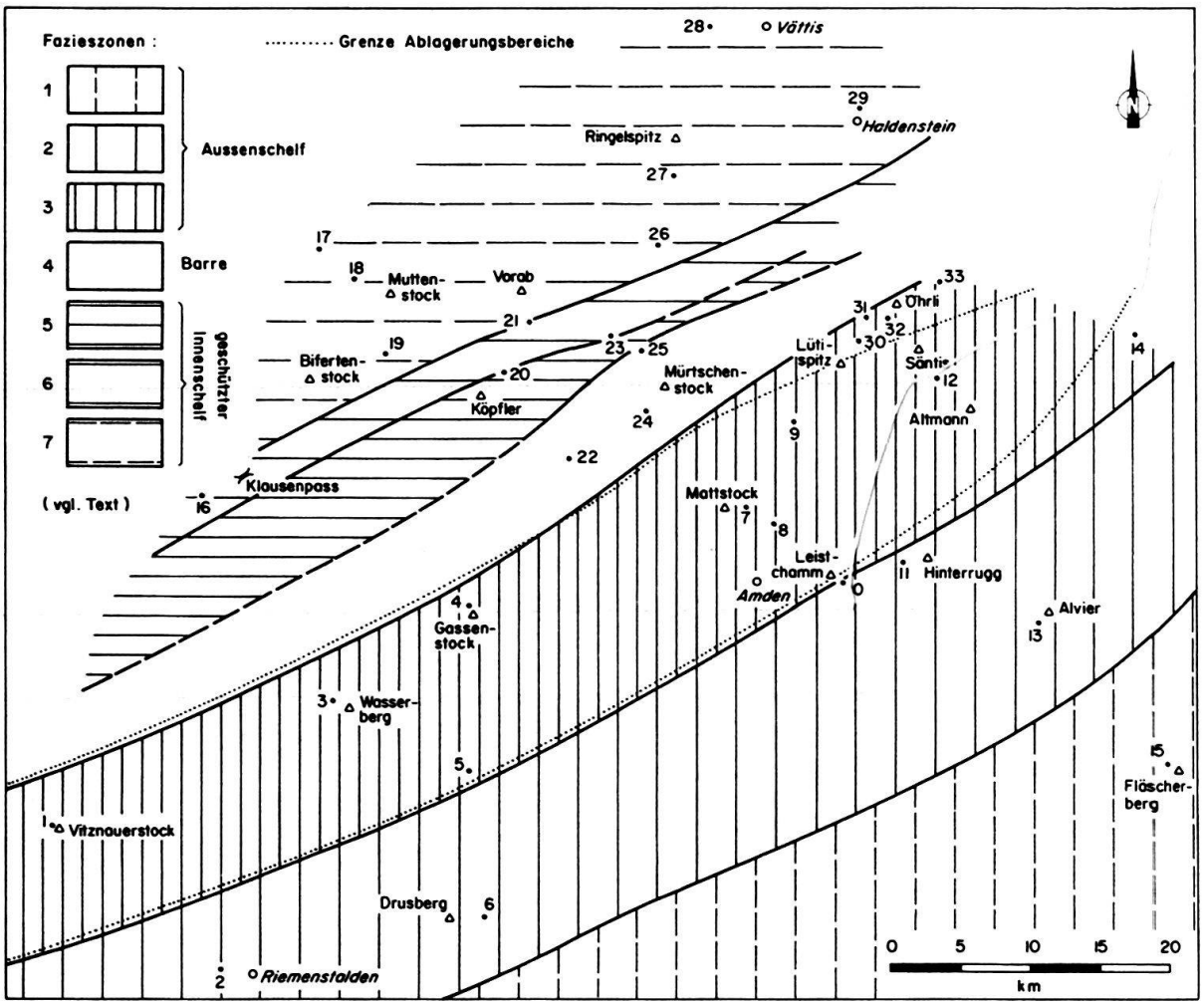


Fig. 20. Schelfgliederung zur Ablagerungszeit des Unteren Öhrli-Kalks (bzw. der Palfris-Formation im Süden). Beschreibung der Fazieszonen in Abschnitt 3.3.

weiterhin Unterer Öhrli-Kalk des Flachwassertypus abgelagert wurde, bildete der mittlere Ablagerungsbereich einen rund 15 km breiten Plattformabhang, auf dem der Untere Öhrli-Kalk des Resediment-Typus entstand: Karbonatsande und Bänke mit konglomeratischen Komponenten wurden aus der Karbonatplattform ausgeschwemmt. Diese Resedimente wechsellagern mit komponentenärmeren Mikriten.

Im südlichen Ablagerungsbereich wurden weiterhin Sedimente des tieferen Aussenschelfs (Palfris-Formation) abgelagert. Einzelne dünnbankige Resediment-Ausläufer des Unteren Öhrli-Kalks reichten bis in die nördlichen Verbreitungsgebiete der Palfris-Formation.

Ablagerungszeit der Oberen Öhrli-Mergel

Gegenüber den oben beschriebenen Sedimentationsverhältnissen änderte sich zur Ablagerungszeit der Oberen Öhrli-Mergel (und der Palfris-Formation im Süden) wenig; erwähnenswert sind zwei Entwicklungen: Die Karbonatplattform progradierte um einige Kilometer weiter gegen SSE und erreichte den mittleren Ablagerungsbereich (vgl. Fig. 20 und 21). Zum zweiten schalteten sich im mittleren Ablagerungsbereich vermehrt mergelige Lagen zwischen die calciturbiditischen Lagen des Plattformabhangs. Allerdings führen auch diese Mergelzwischenlagen sehr viel karbonatische Resedimente (Profile Nr. 1, 4, 5, 9, 12, 30, 32, 33).

Damit setzen sich die Oberen Öhrli-Mergel aus einer unregelmässigen Wechsellagerung von Kalken und Mergeln zusammen, die beide reich an Karbonatsand sind, der von der Karbonatplattform in den Aussenschelf verfrachtet wurde. Somit unterscheiden sich im mittleren Ablagerungsbereich die Oberen Öhrli-Mergel vom Unteren Öhrli-Kalk lediglich durch eine intensivere Tonsedimentation. Gegenüber den Unteren Öhrli-Mergeln unterscheiden sich die Oberen Öhrli-Mergel lithologisch ebenfalls: Während die Unteren Öhrli-Mergel noch einige Prozent Quarzsand führen, fehlt dieser in den Oberen Öhrli-Mergeln praktisch vollständig, letztere führen jedoch bedeutend mehr und gröberen Karbonatsand.

Ablagerungszeit des Oberen Öhrli-Kalks (vgl. Fig. 21 und 22)

In diese Zeit fällt einerseits das weitere Vorrücken der Karbonatplattform gegen SSE über den gesamten mittleren Ablagerungsbereich hinweg und anderseits eine ausgeprägte Regression, verbunden mit einem Vorrücken der Küstenlinie bis tief in den mittleren Ablagerungsbereich hinein.

Im nördlichen Ablagerungsbereich setzt sich der Obere Öhrli-Kalk aus Seichtwasserkarbonaten des gesamten Plattform-Spektrums zusammen. In den paläogeographisch nördlichsten Teilen wurden vorwiegend Sedimente des Lagunen- und Küstenbereichs abgelagert, weiter südlich dominierten Bio- und Oosparite. Im gesamten nördlichen Ablagerungsbereich endet der Obere Öhrli-Kalk mit einer Omission, wobei es zu stellenweise tiefgreifenden Verkarstungen kam, verbunden mit einer Dolomitisierung der Sedimentoberfläche und einer partiellen Erosion der jüngsten Schichten des Öhrli-Kalks.

Im mittleren Ablagerungsbereich dominierten anfänglich noch Resedimente des Plattformabhangs; diese wurden von Flachwasserkarbonaten der progradierenden Plattform überlagert. In vielen Profilen kommt dies durch eine ausgeprägte «shallowing-

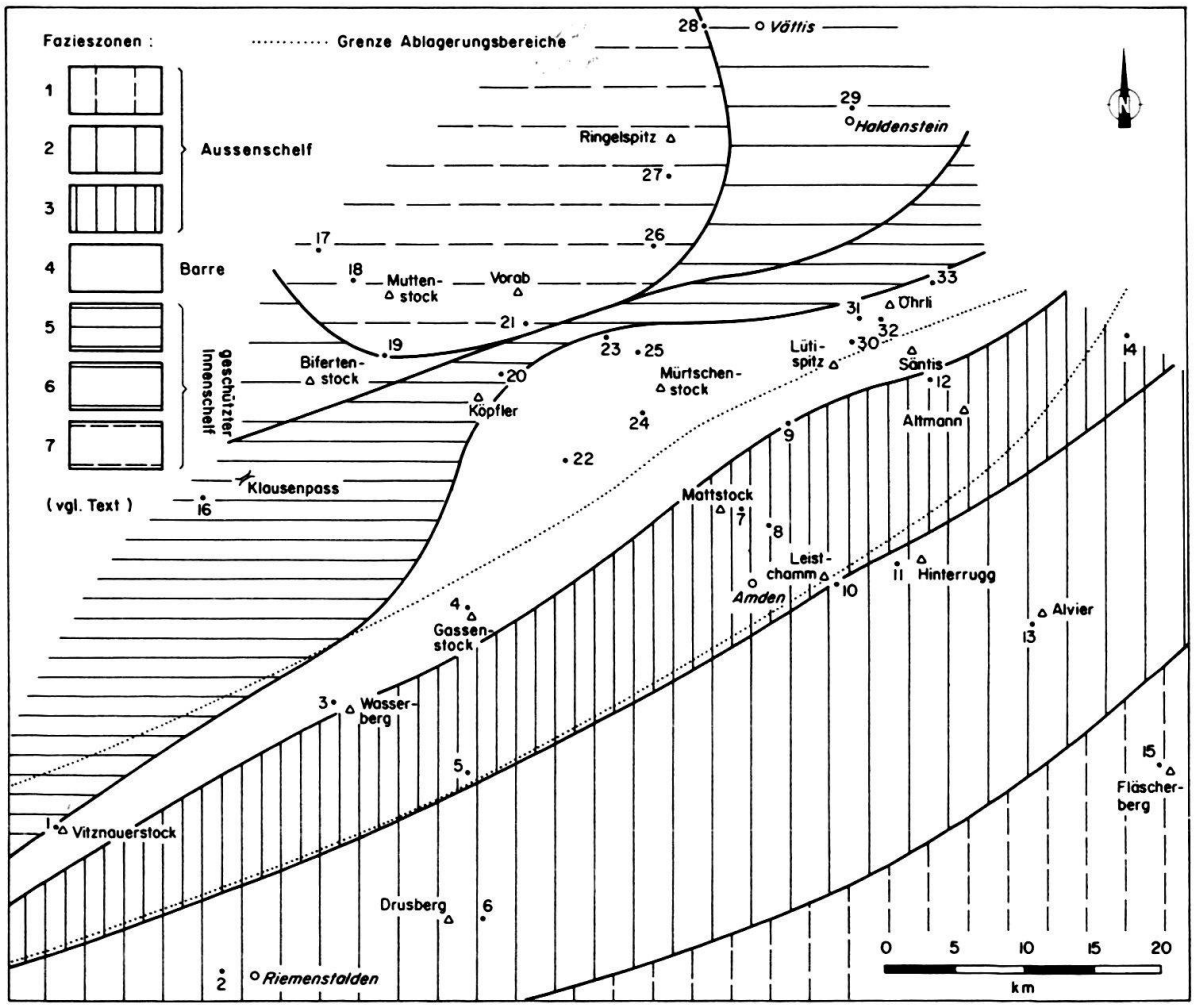


Fig. 21. Schelfgliederung zu Beginn der Ablagerungszeit des Oberen Öhrli-Kalks (bzw. der Palfris-Formation im Süden). Beschreibung der Fazieszonen in Abschnitt 3.3.

upward»-Sequenz des Oberen Öhrli-Kalks zum Ausdruck (vgl. Profiltafeln sowie Fig. 21–23).

Am Ende der Ablagerungszeit der Öhrli-Formation verlief der Südrand der Karbonatplattform etwa entlang der Südgrenze des mittleren Ablagerungsbereichs. Die Küstenlinie rückte infolge der Regression bis in den mittleren Ablagerungsbereich vor (Fig. 23). Dadurch entstanden in grossen Teilen des mittleren Ablagerungsbereichs die selben Omissions-, Dolomitisierungs- und Verkarstungserscheinungen wie im nördlichen Ablagerungsbereich. Besonders gut ist diese Omissions- und Verkarstungsfläche im Dach der Öhrli-Formation in den Profilen Nr. 1, 3, 4, 18, 20, 24, 28, 30, 31 und 32 zu beobachten.

Der südliche Ablagerungsbereich bildete den Aussenschelf und deckte sich mit dem Verbreitungsgebiet der Palfris-Formation. Die bis zum Südrand des mittleren Ablagerungsbereichs progradierende Karbonatplattform bewirkte, dass der Plattformabhang zunehmend in den südlichen Ablagerungsbereich verschoben wurde (vgl. Fig. 21–23). Dadurch gelangten karbonatische Resedimente in Form geringmächtiger Kalkbänke in die paläogeographisch nördlichsten Teile der Palfris-Formation (Profile 10, 11, 14). Diese Resedimente im oberen Teil der Palfris-Formation sind mengenmässig jedoch unbedeu-

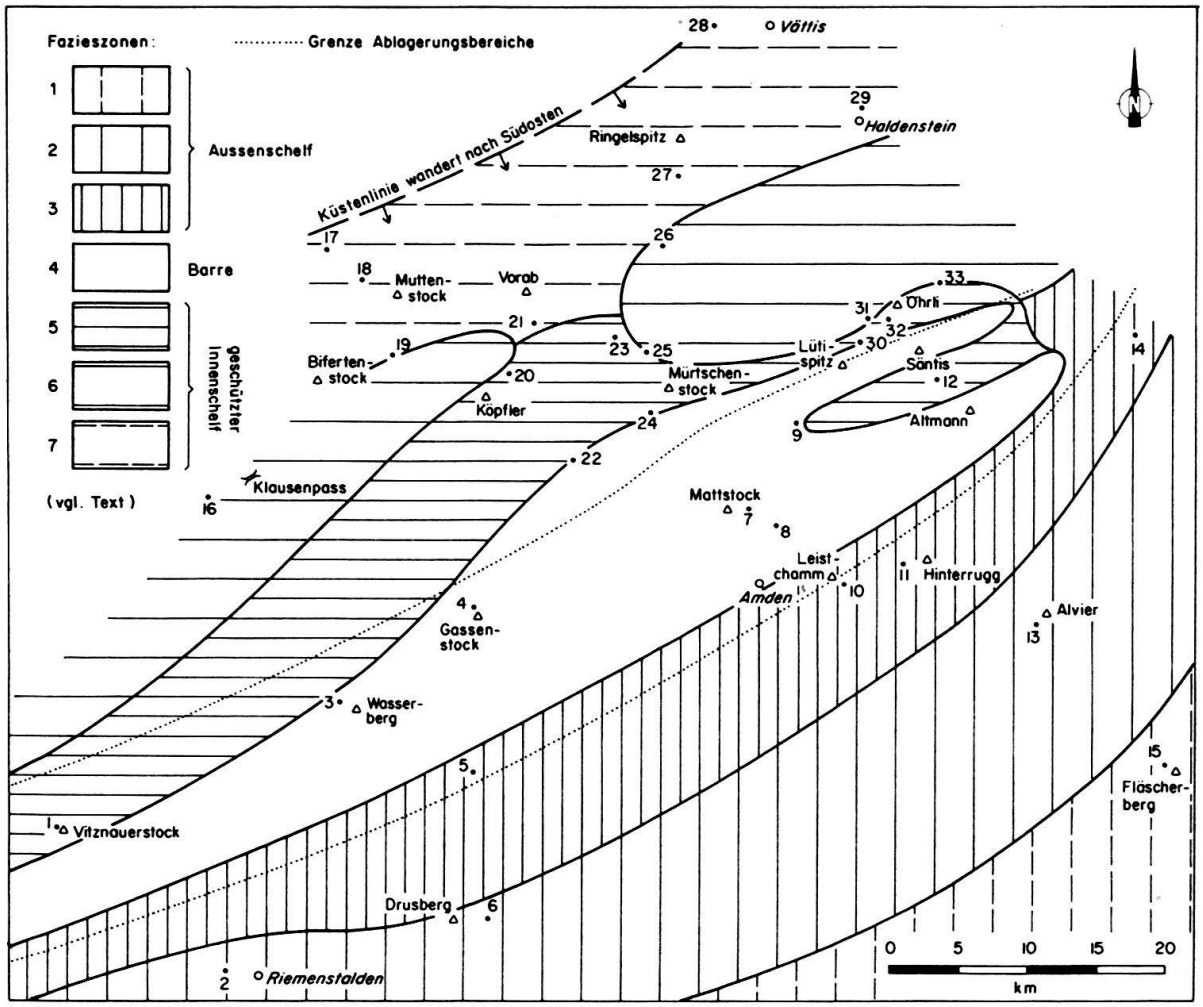


Fig. 22. Schelfgliederung zur Ablagerungszeit des jüngsten Teils des Oberen Öhrli-Kalkes (bzw. der Palfris-Formation im Süden). Beschreibung der Fazieszonen in Abschnitt 3.3.

tend und keinesfalls vergleichbar mit jenen in der Öhrli-Formation des mittleren Ablagerungsbereichs. Dieser quantitative Rückgang der Resedimente dürfte wahrscheinlich eine Folge der Meeresspiegelsenkung und des Vorrückens der Küstenlinie gegen SSE sein, was eine enorme Verschmälerung der Karbonatplattform im spätesten Berriasian bewirkte. Diese auf einen Streifen von wenigen Kilometern verschmälerte Plattform (vgl. Fig. 23) vermochte dementsprechend weniger Karbonatsand in den Plattformabhang, d. h. in die Palfris-Formation, zu liefern.

4.2 Änderung der Sedimentationsbedingungen im Übergang Berriasian/Valanginian

Die Stufengrenze Berriasian/Valanginian deckt sich ungefähr mit der Formationsgrenze Öhrli-Formation/Vitznau-Mergel bzw. mit der Grenze Palfris-Formation/Vitznau-Mergel im südlichen Ablagerungsbereich (vgl. Abschnitt 2.1 sowie PANTIĆ & BURGER 1981). Dieser Übergang ist mit grossen faziellen Wechseln sowie mit einer generellen Änderung der Sedimentationsbedingungen verbunden. Als wesentlichste Ursachen dieser Änderungen werden eustatische Meeresspiegelschwankungen sowie Klimaveränderungen angenommen. Synsedimentäre Verwerfungstektonik kommt nicht als

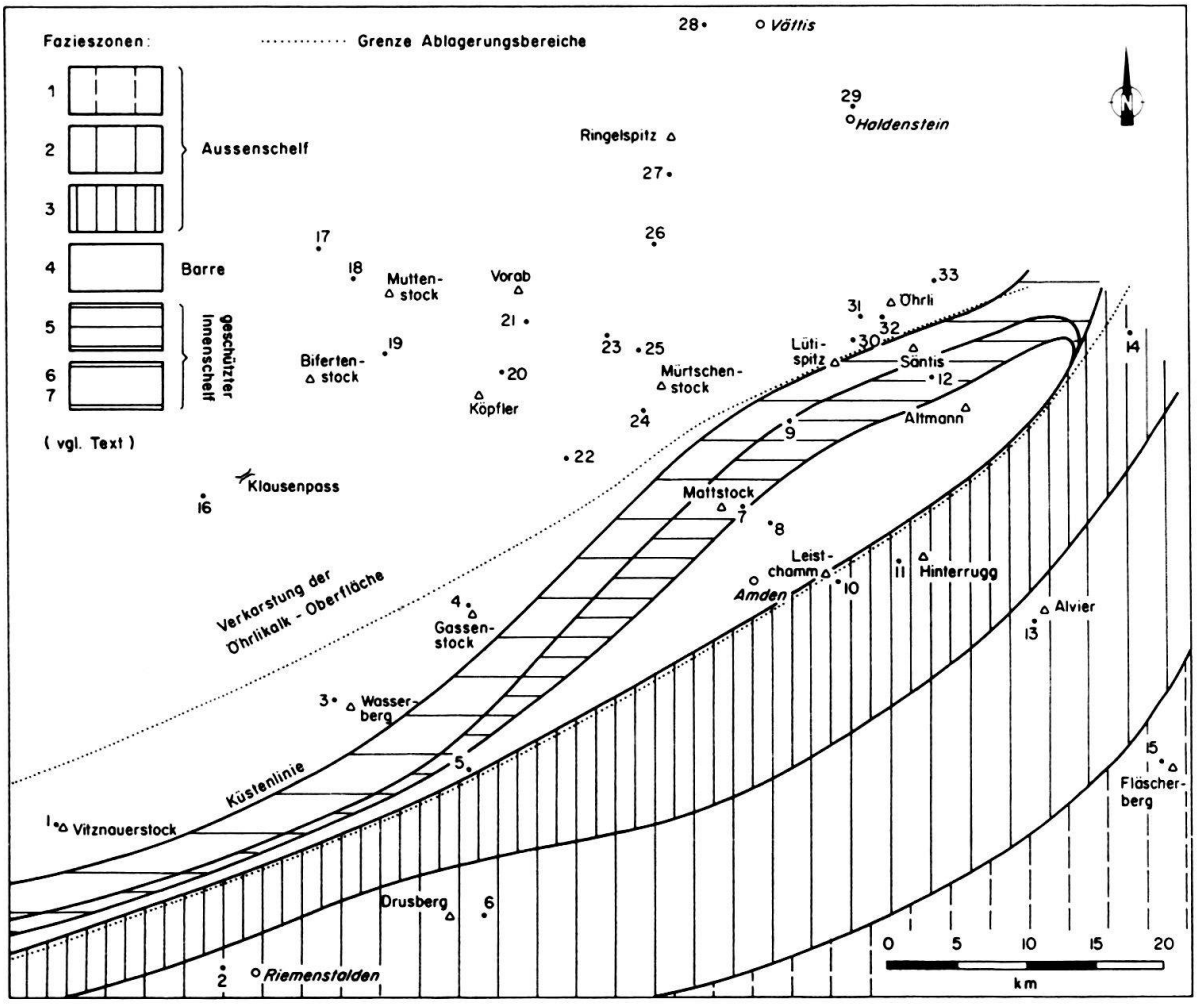


Fig. 23. Schelfgliederung vor Ablagerungsbeginn der Vitznau-Mergel. Beschreibung der Fazieszonen in Abschnitt 3.3.

Ursache dieser Sedimentationsänderungen in Frage, dürfte jedoch sowohl im Berriasian als auch im Valanginian für die unterschiedliche Entwicklung der drei Ablagerungsbereiche verantwortlich gewesen sein (Abschnitt 4.3).

Änderung des Schelfquerschnitts

Kurz vor Ablagerungsbeginn der Vitznau-Mergel besass der Innenschelf seine geringste Ausdehnung; er bildete ein schmales Band, das nicht einmal den ganzen mittleren Ablagerungsbereich umfasste (Fig. 23). Dahinter fand eine Verkarstung und Dolomitisation der Öhrli-Kalk-Oberfläche statt, begleitet von Residualkonglomerat-Bildungen und von Ansammlungen terrigenen Detritus. Mit dem Einsetzen der Sedimentation der Vitznau-Mergel verschob sich die Küstenlinie wieder in den nördlichen Ablagerungsbereich und rückte bis zum Ablagerungsbeginn des Betlis-Kalks so weit nach NNW, dass sie ausserhalb des heute aufgeschlossenen Infrahelvetikums zu liegen kam. Während der Ablagerungszeit der unteren Vitznau-Mergel vergrösserte sich zunächst nur die Plattform (mittlerer und nördlicher Ablagerungsbereich) in landwärtiger Richtung, mit dem Einsetzen der oberen Vitznau-Mergel verschob sich auch der Aussenschelf gegen NNW (Fig. 23–25).

Die Sedimentation der Vitznau-Mergel fällt somit zusammen mit einer Transgression, verbunden mit einer starken Ausdehnung des Schelfquerschnitts gegen NNW.

Fazielle Änderungen

Wie bereits in Abschnitt 2.3 beschrieben, beginnt mit dem Einsetzen der Vitznau-Mergel die Sedimentation regelmässiger, dünnbankiger Kalk-Mergel-Wechsellagerungen (Periodite, vgl. BURGER 1985, S. 169). Besonders regelmässig sind diese Periodite im Innenschelf ausgebildet, wo sie als austernreiche Flachwassersedimente die faziell andersartige Öhrli-Formation überlagern und von dieser meistens durch einen deutlichen Hiatus getrennt sind (Profile Nr. 1, 3, 4 des mittleren Ablagerungsbereichs).

Die Periodite treten auch im Aussenschelf in Form äusserst regelmässiger Kalk-Mergel-Wechsellagerungen auf, jedoch als komponentenarme und fossilarme Mikrite. Durch diese Aussenschelf-Periodite heben sich die Vitznau-Mergel markant von der tonreichen Palfris-Formation ab. Der scharfe lithologische Wechsel an dieser Formationsgrenze ist an sämtlichen untersuchten Aufschlüssen gut sichtbar, besonders bei den Profilen Nr. 6, 10, 11, 13 und 15.

Mit dem transgressiven Einsetzen der Vitznau-Mergel wurde der noch verbliebene schmale Teil des Barren- und Hochenergiebereichs von Sedimenten eines ruhigeren, jedoch nach wie vor untiefen Sedimentationsmilieus überlagert (Fig. 23 und 24).

Eustatische Meeresspiegelschwankungen

Für die Zeit der ältesten Kreide werden auch ausserhalb des Helvetikums grosse eustatische Meeresspiegelschwankungen beschrieben (HARDENBOL et al. 1981). Insbesondere wird eine weltweite, starke Regression am Ende des Berriasian angenommen, gefolgt von einer Transgression im Valanginian (VAIL et al. 1977a, b). Neuere Untersuchungen (MÖRNER 1980) zeigten, dass auch grössere kretazische Meeresspiegelschwankungen nicht immer eine weltweite Ausdehnung besassen und teilweise sogar an verschiedenen Orten gegensätzlich verliefen.

Dies führte aufgrund der vorliegenden faziellen Resultate zur Annahme, dass die relativ langsam verlaufende Tektono-Eustasie, die im Übergang Berriasian/Valanginian global als Regression, gefolgt von einer Transgression, verlief (PITMAN 1978), regional noch geoidal-eustatisch überlagert war. Die Geoidal-Eustasie kann schon innert kurzer Zeit grössere regionale Meeresspiegelschwankungen bewirken, in der Grössenordnung von ein bis zwei Dutzend Metern innerhalb von wenigen tausend Jahren (MÖRNER 1984). Dies würde den raschen faziellen Wechsel erklären, der mit dem Einsetzen der Vitznau-Mergel den gesamten mittleren Ablagerungsbereich erfasste.

Auch die innerhalb der Öhrli-Formation nachgewiesenen Meeresspiegelschwankungen, mit zum Teil deutlich ausgebildeten Omissionshorizonten, können teilweise ebenfalls gut mit Geoidal-Eustasie erklärt werden. Dabei wird besonders an kurze transgressive Zwischenphasen innerhalb von «shallowing-upward»-Sequenzen gedacht, die der Entwicklung als Folge der Progradation der Karbonatplattform zuwiderliefen.

Klimaveränderungen

Für die Zeitwende Berriasian/Valanginian wird in den paläoklimatischen Untersuchungen eine globale Abkühlung postuliert (PEARSON 1978, FRAKES 1979). Im Helvetikum besitzen wir für diese Zeit lediglich einen klimatischen Datenpunkt, er stammt aus den basalen Vitznau-Mergeln: Aufgrund der Palynomorphen-Assoziation kann für das küstennahe Hinterland des helvetischen Schelfs ein subtropisch-humides Klima angenommen werden (PANTIĆ & BURGER 1981).

Eine Korrelation dieser palynologischen Klimabestimmung mit den tonmineralogischen Ergebnissen der Untersuchung aller drei Formationen (BURGER 1982) erlaubt eine paläoklimatische Rekonstruktion für die Zeit des Berriasian und des ältesten Valanginian: Das stets gleichbleibende Mengenverhältnis Chlorit/Kaolinit im Tonmineralspektrum der Palfris- und der Öhrli-Formation weist auf eine im Berriasian ungefähr gleichbleibend hohe kontinentale Verwitterungstätigkeit im Hinterland des Schelfs hin. Alle untersuchten Profile der Vitznau-Mergel zeigen ein mit der stratigraphischen Abfolge kontinuierlich änderndes Tonmineralspektrum: Zunahme des Chloritanteils bei gleichzeitiger Abnahme des Koalinitanteils in der Abfolge von unten nach oben (vgl. BURGER 1982). Dieser Sachverhalt lässt sich am besten mit einer Abnahme der Verwitterungstätigkeit im Hinterland erklären, was auf eine im frühen Valanginian einsetzende Klimaveränderung hinweist: Das im Berriasian subtropisch-humide Klima wäre zu Beginn des Valanginian allmählich einem kühleren, evtl. auch trockeneren Klima gewichen.

Diese Klimawechsel-Interpretation würde nicht nur mit den paläoklimatischen Daten aus anderen Regionen gut übereinstimmen, sie fügt sich auch gut ins Bild einer nicht nur qualitativen, sondern auch quantitativen Zeitabhängigkeit der terrigenen Detrituszufuhr in den helvetischen Schelf (vgl. Abschnitt 6.1).

Wieweit die Klimaveränderung zu Beginn des Valanginian in einem kausalen Zusammenhang mit dem etwa gleichzeitig erfolgten Wechsel von einer regressiven in eine transgressive Phase steht, müsste durch überregionale paläogeographische Vergleiche abgeklärt werden.

4.3 Schelfentwicklung während des frühesten Valanginian (Fig. 24 und 25)

Das Einsetzen der Vitznau-Mergel markiert die Wende von einer regressiven zu einer transgressiven Phase der Schelfentwicklung sowie das Ende der Progradation der Karbonatplattform. Im frühesten Valanginian rückten die Küstenlinie und der Innenschelf vorerst nur bis zur Nordgrenze des mittleren Ablagerungsbereichs vor (untere Vitznau-Mergel). Der Aussenschelf dehnte sich erst später gegen Norden aus (obere Vitznau-Mergel) und machte ebenfalls an der Nordgrenze des mittleren Ablagerungsbereichs Halt. Kurz vor dem Einsetzen der Sedimentation des Betlis-Kalks kam auch der nördliche Ablagerungsbereich wieder vollständig unter den Meeresspiegel zu liegen.

Das schon im Berriasian erkennbare, im untersten Valanginian jedoch weit ausgeprägtere Zusammenfallen von Grenzen der Faziezonen mit den Grenzen der Ablagerungsbereiche dürfte zumindest teilweise auf synsedimentäre Verwerfungstektonik entlang der Grenzen der Ablagerungsbereiche zurückzuführen sein. Abgesehen von der lithostratigraphischen Ausbildung, teilweise auch vom faziellen und sedimentologischen Entwicklungsablauf des Schelfs, gibt es auch direkte Indizien auf aktive Verwerfungstek-

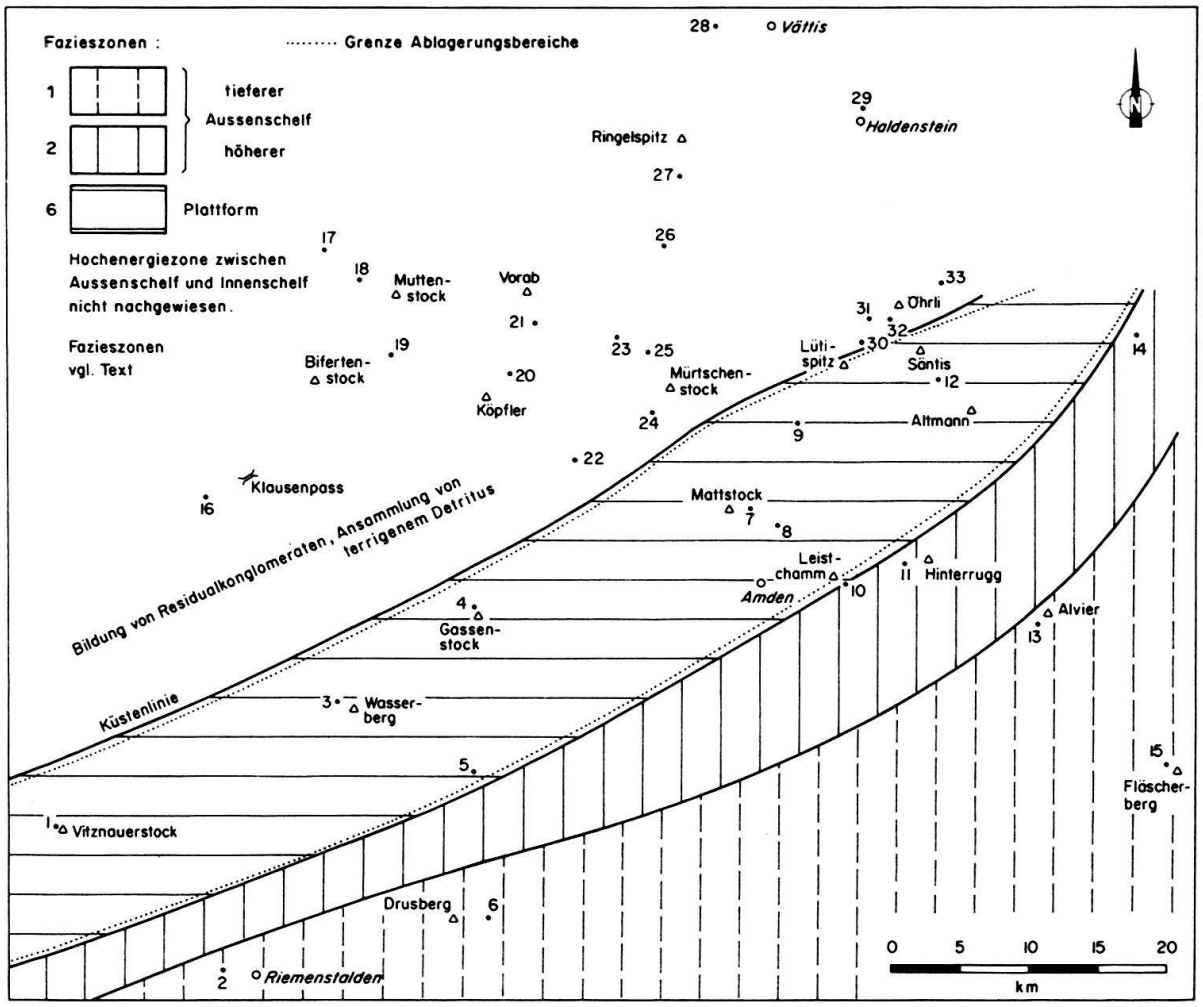


Fig. 24. Schelfgliederung zur Ablagerungszeit der unteren Vitznau-Mergel. Bechreibung der Fazieszonen in Abschnitt 3.3.

tonik: synsedimentäre Brekzienbildungen im Oberen Öhrli-Kalk (Profil 32), Slump-Strukturen und stratigraphische Diskordanzen in den Vitznau-Mergeln (mittlerer Ablagerungsbereich) sowie eine 2 m mächtige, gradierte Brekzie von nicht einmal kantengerundeten Öhrli-Kalk-Komponenten im obersten Teil der Vitznau-Mergel (Profil Nr. 4, das knapp südlich einer Ablagerungsbereichs-Grenze liegt). Einen detaillierten Überblick über die mesozoische Subsidenzgeschichte der einzelnen Schelfbereiche und den Einfluss synsedimentärer Tektonik auf die Schelfentwicklung im östlichen Helvetikum gibt FUNK (1985).

Ablagerungszeit der unteren Vitznau-Mergel (Fig. 24)

Während der Nordrand des Aussenschelfs ungefähr stationär blieb, dehnte sich der Innenschelf rasch bis zum Nordrand des mittleren Ablagerungsbereichs aus (Fig. 23 und 24). Dabei wurde der subaerische Teil der Öhrlikalk-Oberfläche diskordant überlagert, wobei sich dolomitisch-ankeritische Mikrite, zum Teil mit Transgressions- und Residualkonglomeraten, ausbildeten (basale Vitznau-Mergel). Die unteren Vitznau-Mergel erstreckten sich als faziell monotone, austern- und mikrofossilreiche Kalk-Mergel-Wech-

sellagerung über den gesamten mittleren Ablagerungsbereich. Obwohl diese unteren Vitznau-Mergel in einer untiefen Zone (euphotischer Bereich) abgelagert wurden, war das Milieu trotzdem überwiegend sauerstoffarm bis anoxisch, schon dicht unterhalb der Sedimentoberfläche sogar euxinisch (vgl. BURGER 1982, S. 402–404). Ein Hochenergiebereich ist für diesen Sedimentationszeitraum nicht nachgewiesen, d. h. nicht aufgeschlossen. Er dürfte als schmales Band an der Grenze mittlerer/südlicher Ablagerungsbereich gelegen haben.

Im südlichen Ablagerungsbereich bildeten sich zwar dieselben dünnbankigen, regelmässigen Kalk-Mergel-Wechsellagerungen wie weiter nördlich, jedoch ohne entsprechenden Komponenteninhalt. Diese monotonen, meist monomikritischen Vitznau-Mergel des Aussenschelfs besitzen weder einen austern- noch einen turbiditführenden Teil, weshalb sie sich nicht in eine untere und eine obere Serie gliedern lassen.

Ablagerungszeit der oberen Vitznau-Mergel (Fig. 25).

Die Küstenlinie durchquerte in dieser Zeit den gesamten nördlichen Ablagerungsbereich in Richtung NNW. Ausser einem basalen Transgressions- und Residualkonglome-

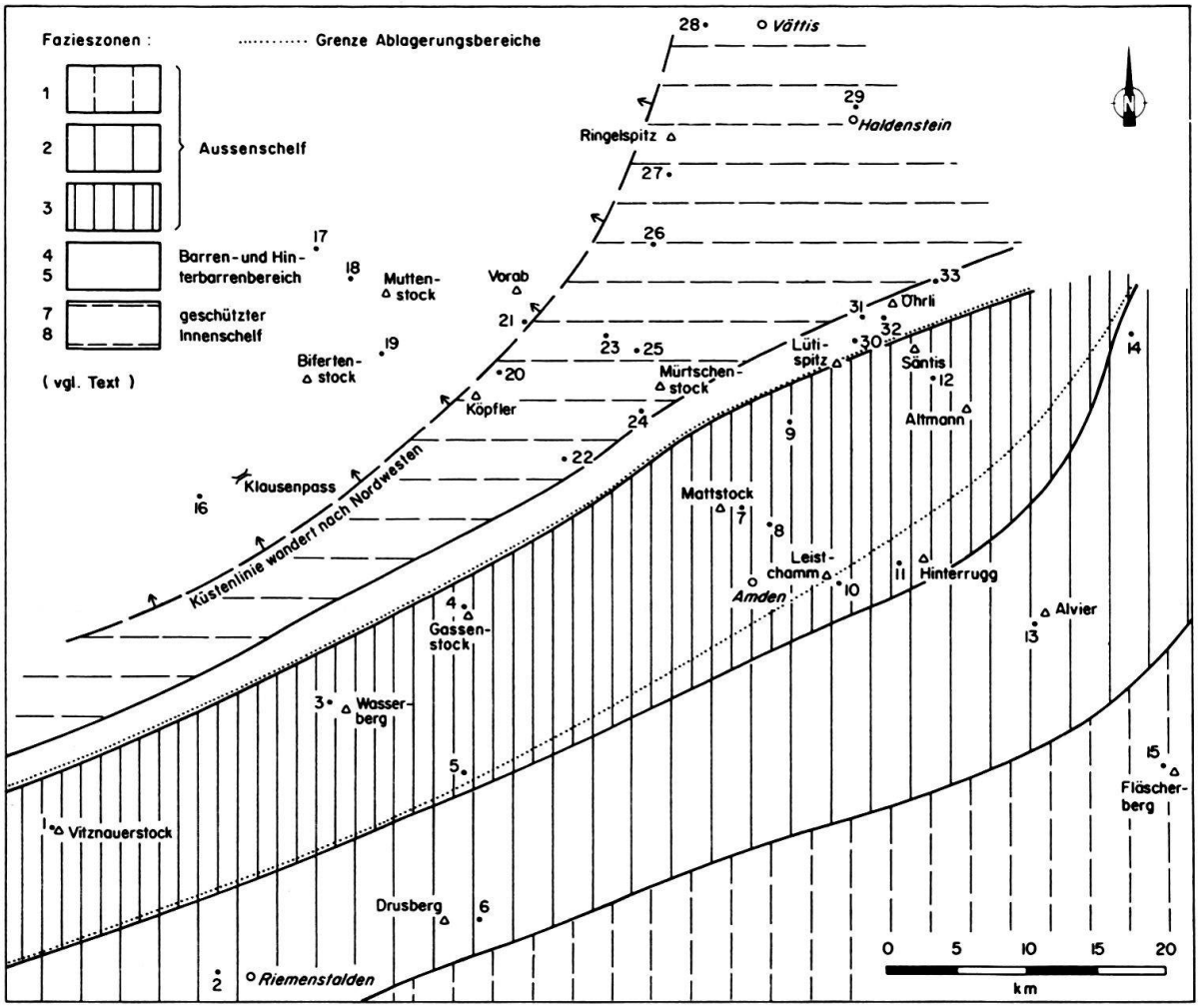


Fig. 25. Schelfgliederung zur Ablagerungszeit der oberen Vitznau-Mergel. Beschreibung der Fazieszonen in Abschnitt 3.3.

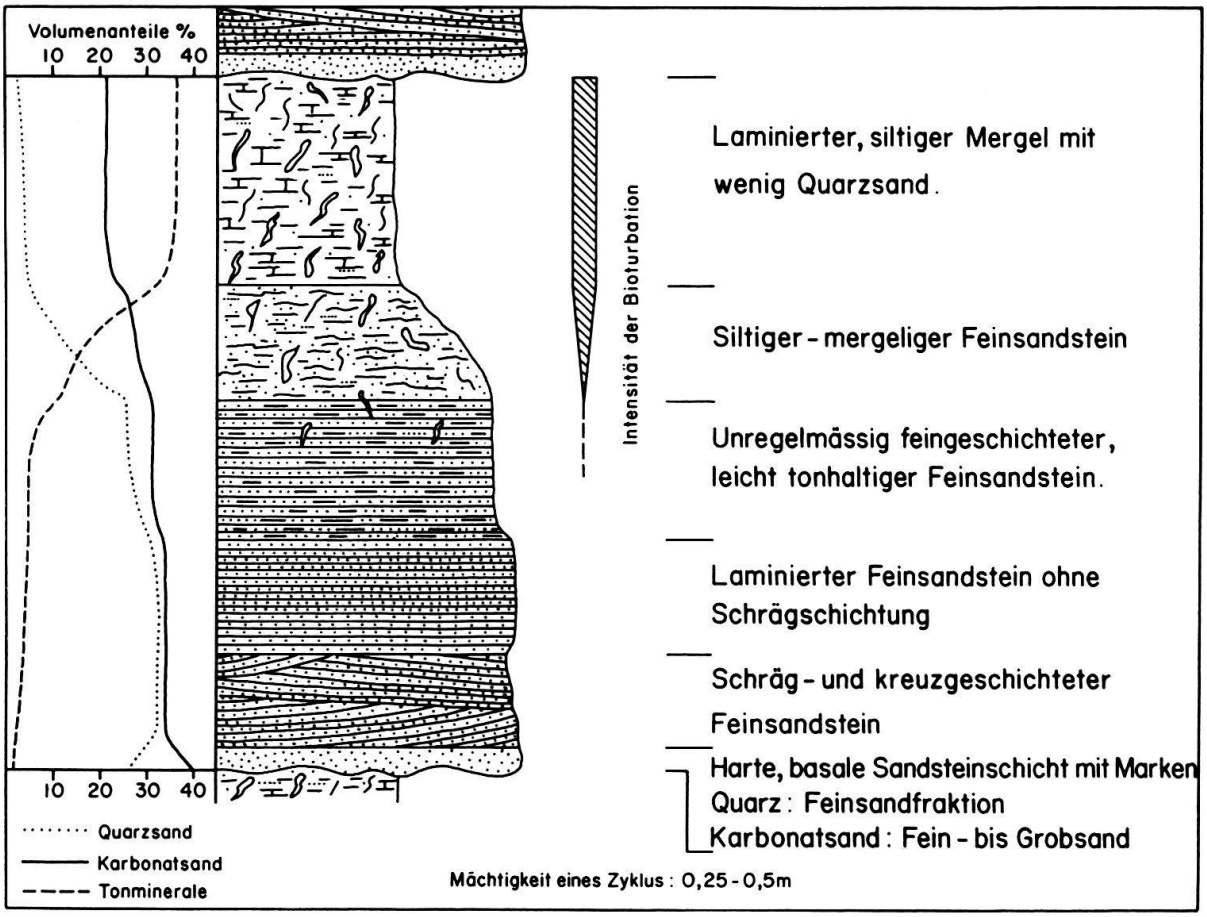


Fig. 26. Kleinturbidit aus dem basalen Teil der oberen Vitznau-Mergel: schematische lithologisch-sedimentologische Darstellung eines Zyklus.

rat sowie geringmächtigen, sandigen Kalk-Mergel-Wechsellagerungen (reliktische Vitznau-Mergel) blieb im nördlichen Ablagerungsbereich jedoch nichts von der Formation erhalten. In mehreren Aufschlüssen des Infrahelvetikums fehlen die Vitznau-Mergel sogar vollständig. An diesen Stellen wird die dolomitisierte, teilweise verkarstete Öhrlikalk-Oberfläche vom Betlis-Kalk diskordant überlagert (vgl. Fig. 15, 17, 18 sowie STRASSER 1979, 1982).

Auch der Aussenschelf und mit ihm der Plattformrand (Hochenergiezone) verschoben sich landwärts: Während sich letzterer dem Südrand des nördlichen Ablagerungsbereichs entlangzog, kam der gesamte mittlere Ablagerungsbereich in den Aussenschelf zu liegen. Dies war mit einer völligen Änderung der Sedimentationsbedingungen verbunden. Die austernreichen Flachwassermikrite wurden von austernfreien Mikriten abgelöst, die einerseits umgelagerten Karbonatsand aus dem Plattformbereich, anderseits quarz- und karbonatsandreiche Turbidite enthalten (Fig. 26).

Diese jeweils wenige Dezimeter mächtigen Turbidite sind in allen Profilen des mittleren Ablagerungsbereichs in grosser Zahl anzutreffen. Die unterste dieser Turbidit-Sequenzen bildet die Basis der oberen Vitznau-Mergel; gegen oben nimmt die Häufigkeit der Turbidite ab. Aufgrund ihrer stratigraphischen Stellung, ihrer lateralen Verbreitung

sowie der Abnahme ihrer Mächtigkeit und ihres Sandgehaltes gegen die offene Tethys zu muss angenommen werden, dass diese Kleinturbidite den gesamten mittleren Ablagerungsbereich von der landwärtigen Seite ausgehend überdeckten. Die Profile des proximalen Bereichs (Nr. 4, 9, 12) besitzen an der Basis jeder Turbiditsequenz 1–3 dezimetermächtige Sandsteinbänke mit Strömungsmarken und einer basalen, wenige Millimeter mächtigen grobkörnigeren Lage (BURGER & STRASSER 1981, Tf. 1). Darüber folgen schräg- und kreuzgeschichtete Sandsteinlagen, die von feinlaminierteren Lagen abgelöst werden und allmählich in Mergel übergehen (BURGER 1982, Fig. 5, sowie Fig. 26 dieser Arbeit). Die Profile des distaleren Bereichs (Nr. 1, 3, 7, 8) besitzen Turbidite mit weniger ausgeprägten Basalschichten, zudem sind Mächtigkeit und Sandgehalt der Turbidite geringer als im proximalen Bereich. Die Profile im Übergang zum südlichen Ablagerungsbereich (Nr. 5, 10 und 11) besitzen nur noch geringmächtige Sandlagen, basale Strömungsmarken fehlen.

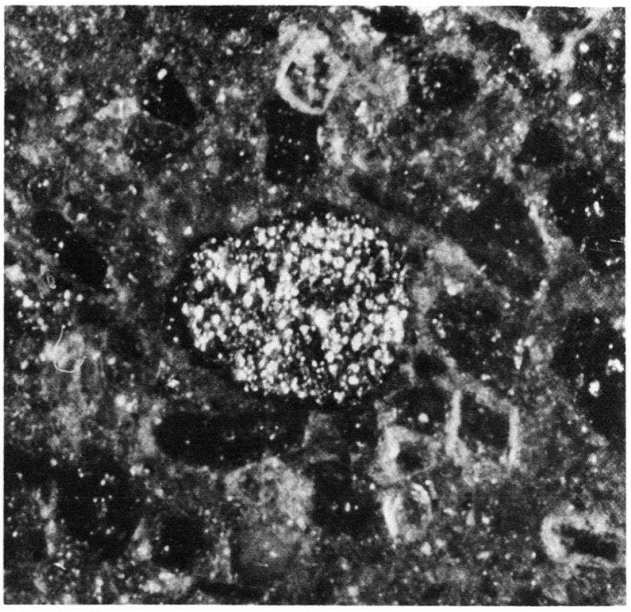


Fig. 27. Subaquatisch umgelagertes, transportgerundetes Pyritkorn (Bildmitte). Das Pyritkorn zeigt einen schmalen, oxidierten Verwitterungsrand und einen unverwitterten Innenbereich. Im selben Schliff diagenetischer, völlig verwitterungsfreier Pyrit. Vergrösserung × 140.

Ein besonderes Phänomen in den basalen, grobkörnigeren Lagen dieser Turbidite sind subaquatisch umgelagerte, gerundete Pyritkörner, die eine angewitterte (oxidierte) Schale und einen unverwitterten Kern besitzen (Fig. 27). Sie liegen im Dünnschliff unmittelbar neben frischen, frühdiagenetisch gebildeten Pyritkörnern, was eine postsedimentäre Oxidation der Körner ausschliesst. Diese vorwiegend im proximalen Bereich der Turbidite auftretenden, transportgerundeten, resedimentierten Pyritkörner dürften aus aufgearbeiteten, mit diagenetischem Pyrit durchsetzen Mergellagen des Innenschelf-Bereichs stammen. Die randliche Weiteroxidation der umgelagerten Pyritkörner wurde schon kurz nach der Resedimentation infolge des unter der Sedimentoberfläche vorherrschenden euxinischen Milieus gestoppt (BURGER 1982, S. 389 und 402). Die frühdiagenetische Pyritisierung erfasste auch einen Teil der umgelagerten Pyritkörner, wodurch diese randlich zumindest teilweise von neugebildetem Pyrit wieder umwachsen wurden.

Als Auslösungsmechanismus der Turbidite kommt eine verstärkte Subsidenz des mittleren Ablagerungsbereichs gegenüber dem nördlichen in Frage (antithetische Bruch-

staffeln infolge einer Zerrungstektonik). Dies würde auch das fast schlagartig veränderte Ablagerungsmilieu im Übergang untere/obere Vitznau-Mergel erklären: Durch das blockartige Absenken des mittleren Ablagerungsbereichs kam dieser milieumässig in den Aussenschelf zu liegen. Das plötzliche Vorhandensein des vielen Quarzsandes in den oberen Vitznau-Mergeln dürfte auf eine Mobilisierung von Küsten- und Deltasand durch das Absinken des mittleren Ablagerungsbereichs zurückzuführen sein (vgl. auch Kapitel 6).

Im Übergang vom mittleren in den südlichen Ablagerungsbereich enden die Turbiditsequenzen. Obwohl die Vitznau-Mergel des südlichen Ablagerungsbereichs im oberen Teil vereinzelt feinsandhaltige Lagen führen, ist eine Unterteilung in untere und obere Vitznau-Mergel nicht möglich.

5. Vergleichsmöglichkeit mit rezenten und kretazischen Schelfmeeren

Der untersuchte Schelfabschnitt des Helvetikums zeigt für die Zeit der frühesten Kreide Ähnlichkeiten mit rezenten Schelfmeeren. Bei einem näheren Vergleich, in dem neben Grösse und Querschnittgliederung auch die klimatischen Verhältnisse sowie das angrenzende Hinterland berücksichtigt werden, bleiben jedoch nur wenige rezente Schelfgebiete mit ähnlichen faziellen und sedimentologischen Verhältnissen (vgl. EMERY 1969, BLANCHET & MONTADERT 1981).

Im Vordergrund steht dabei neben dem südbrasilianischen Schelf im Abschnitt Vitória–Curitiba und dem venezolanischen Schelf vor allem der nordwestaustralische Sahul-Schelf (GINSBURG & JAMES, in BURK & DRAKE 1974). Dieser enthält im Abschnitt zwischen dem Kap Lévêque und dem Kap Londonderry viele Gemeinsamkeiten mit dem helvetischen Unterkreide-Schelf: Im Übergang zwischen einer kontinentalen Landmasse und einem relativ schmalen Ozean gelegen, besitzt er einen bis 160 km breiten, flachen, faziell reich gegliederten Innenschelf mit kleinen Inseln und geht über in einen rund 80 km breiten Aussenschelf (LOGAN et al. 1970). Dieser grenzt extern an den bathyalen Teil der Timor-See. Das Hinterland des Sahul-Schelfs wird im beschriebenen Abschnitt von einem 500 km tiefen Hügelland mit Erhebungen bis zu knapp 1000 m Höhe gebildet (Kimberley Hills). Dieses liefert terrigenes Verwitterungsmaterial zur Küste, das vergleichbar ist mit dem im helvetischen Unterkreide-Schelf angetroffenen (vgl. ANDEL & VEEVERS 1967, sowie Kapitel 6). Auch das Klima – subtropisch bis tropisch, überwiegend humid – stimmt in beiden Schelfgebieten gut überein.

Interessante Vergleichsmöglichkeiten ergeben sich auch mit kretazischen Schelfen, insbesondere mit solchen des Nordatlantiks (VON RAD & SARTI 1986): So beginnt im nordwestafrikanischen Schelf die äussere Karbonatplattform bereits im Berriasian blockweise abzusinken, ebenfalls vergleichbar ist dessen Schelfquerschnitt mit einer progradierenden Plattform. Sehr ähnlich auch die nachfolgende Entwicklung: Eine transgressive Phase seit Beginn des Valanginian, kombiniert mit weiterem blockweisem Absinken von Schelfabschnitten, brachte den grössten Teil dieser Karbonatplattform in den Aussenschelf zu liegen. Dadurch wurde die Entwicklung der Plattform weitgehend unterbrochen und die karbonatische Sedimentation durch eine siliziklastisch-hemipelagische Sedimentation abgelöst, mit Bildung von Hartgrund- und Turbidit-Lagen (VON RAD & SARTI 1986).

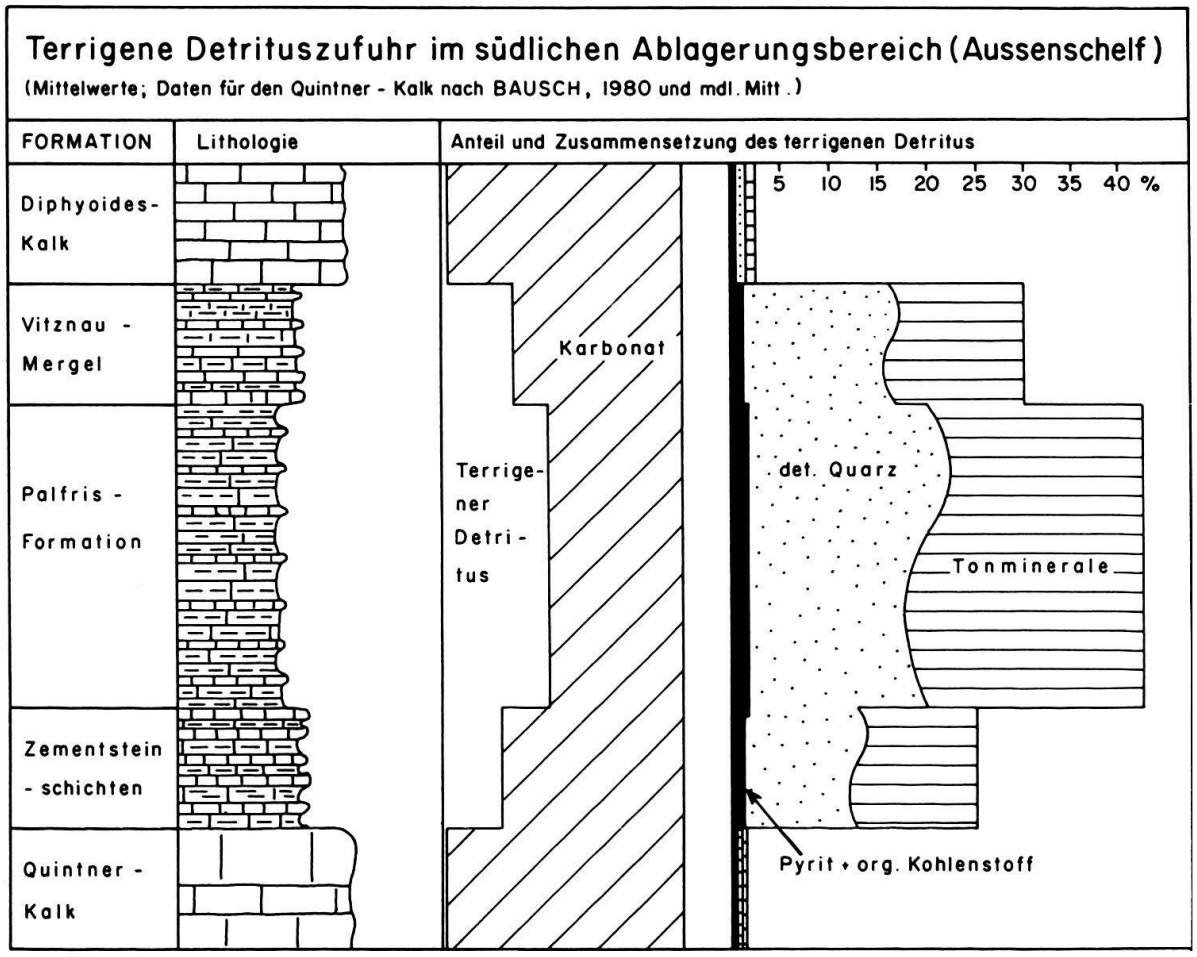


Fig. 28. Variation der Lithologie und des terrigenen Detritus im südlichen Ablagerungsbereich. Numerische Werte der mineralogischen Probenanalysen in BURGER (1982).

6. Herkunft und Charakteristik des terrigenen Detritus

Die detaillierte Untersuchung und Rekonstruktion der Schelfentwicklung zog die Frage nach sich, woher der mengenmässig doch bedeutende Anteil des terrigenen Detritus im Schelf stammt. Zudem wurde nach einer Erklärung gesucht für die zeitlich unterschiedlich intensive, mehrmals sprunghaft ändernde quantitative Belieferung des Schelfs mit terrigenem Detritus (vgl. Fig. 28). Diese beiden Fragen wurden in BURGER (1982) bezüglich der Sedimentpetrographie und in BURGER (1985) auch in paläogeographischer und sedimentologischer Hinsicht eingehend erörtert und diskutiert. Nachfolgend wird eine kurze Übersicht über die wichtigsten Resultate gegeben.

6.1 Schwankungen in der Detritus-Anlieferung

Der Anteil des terrigenen Detritus im Sediment war im helvetischen Unterkreide-Schelf in zweierlei Hinsicht starken Änderungen unterworfen: Einerseits innerhalb des Schelfquerschnittes, wobei der Innenschelf generell bedeutend weniger terrigenen Detritus führte als der Aussenschelf, anderseits war die terrigene Detrituszufuhr im Verlauf der

Zeit stark variabel. Letzteres ist vor allem in der Sedimentabfolge des südlichen Ablagerungsbereichs dokumentiert, wo vom Quintner-Kalk bis zum Diphyoides-Kalk permanent eine ruhige Aussenschelf-Sedimentation unterhalb der Wellenbasis herrschte.

Dieser Zeitabschnitt ist in Figur 28 dargestellt. Die Zementsteinschichten nehmen demnach lithologisch eine Zwischenstellung zwischen dem fast detritusfreien Quintner-Kalk und der quarz- und tonmineralreichen Palfris-Formation ein. Danach vollzog sich die umgekehrte Entwicklung, wobei die Vitznau-Mergel die Zwischenstufe zum fast detritusfreien Diphyoides-Kalk darstellen.

Bemerkenswert sind die lithologisch scharfen Übergänge an den Formationsgrenzen sowie die äusserst regelmässige Kalk-Mergel-Wechsellagerung in den Vitznau-Mergeln. Letztere können als Periodite bezeichnet werden und besitzen auch deren typische Merkmale (vgl. EINSELE 1982a und b). Diese regelmässigen Wechsellagerungen prägen die Vitznau-Mergel sowohl im Innen- als auch im Aussenschelf. Die Wechsellagerung ist allein auf zeitlich schwankende Anteile des terrigenen Feindetritus zurückzuführen, wobei eine frühdiagenetische Verstärkung hinzukam (BURGER 1982, BERNER 1980).

Die Vitznau-Mergel dürften in einer klimatischen Übergangsperiode abgelagert worden sein, in der sich der Wechsel von einer silt- und tonreichen zu einer karbonatischen Schelfsedimentation vollzog. Die Klimaänderung schlug sich in der Verwitterungstätigkeit und dadurch in der Zusammensetzung des Tonmineralspektrums im terrigenen Detritus nieder (BURGER 1982). In einer solchen Übergangszeit müssten sich periodische Klimaschwankungen lithologisch besonders deutlich niedergeschlagen haben und die primäre Wechsellagerung detritusreicher und karbonatischer Lagen bewirken. Als Ursache solcher Schwankungen kommen zyklisch wiederkehrende, astronomisch bedingte Klimaschwankungen in Frage (BERGER 1980). Diese Ursache wird auch für die Kalk-Mergel-Wechsellagerungen des Valanginian im Vokontischen Trog angenommen (COTILLON & RIO 1984).

6.2 Mögliche Liefergebiete des terrigenen Detritus

Trotz den enormen quantitativen Schwankungen in der Anlieferung des terrigenen Detritus blieb dessen qualitative Zusammensetzung ausserordentlich konstant. Einzige Variationen sind die klimatisch bedingte, kontinuierliche Änderung des Kaolinit/Chlorit-Verhältnisses im Verlauf der Ablagerungszeit der Vitznau-Mergel sowie die frühdiagenetisch bedingte Abhängigkeit des Verhältnisses Illit/Wechsellagerungs-Minerale vom Karbonatgehalt zur Zeit der Ablagerung (BURGER 1982).

So setzt sich der nichtkarbonatische Detritus in den Mergellagen aller drei Formationen etwa zu 50% aus Quarz (Silt), zu 47% aus Tonmineralen und zu 3% aus organischem Kohlenstoff und Schwemineralen zusammen. Die unmetamorphen Lagen weisen dabei ein Tonmineralspektrum von durchschnittlich 55% unregelmässigen Wechsellagerungs-Mineralen (Illit/Smektit), 35% «offenem» Illit und 10% Chlorit und Kaolinit auf (BURGER 1982). Auch der gröbere Detritus (Quarzsand) zeigt sowohl bezüglich der Korngrösse als auch im Verhältnis plutonischer/metamorpher Quarz stets dieselbe Zusammensetzung.

Diese gleichbleibende mineralogische Zusammensetzung des terrigenen Detritus lässt den Schluss zu, dass dieser während der Ablagerungszeit der drei untersuchten Formationen stets aus dem gleichen Liefergebiet bzw. den gleichen Liefergebieten stammt.

Aufgrund der mineralogischen Zusammensetzung des terrigenen Detritus sowie des auch nach der Eintragung in den Schelf erhaltengebliebenen Verwitterungszustandes der Tonminerale kann davon ausgegangen werden, dass der überwiegende Teil des detritischen Quarzsandes und der Tonminerale aus einem nahe gelegenen Festlandgebiet stammt und bereits nach kurzem marinem Transportweg zur definitiven Ablagerung kam (BURGER 1982). Als Hauptliefergebiet kommt dabei die Landregion nördlich des helvetischen Schelfs (bis zum Rheinischen Schiefergebirge) in Betracht.

Diese Landregion bildete vom unteren Malm bis ins Tertiär eine zusammenhängende Schwelle von den Ardennen bis zum Böhmischen Massiv (ZIEGLER 1981) und umfasste zumindest die nördlichen Teile der heutigen Massivgebiete Vogesen und Schwarzwald mitsamt ihrer Sedimentdecke (LOTZE 1971, LEMCKE 1981). Die Emersion dieser südwestdeutschen und elsässischen Region begann schon im Dogger (Bajocian) und verstärkte sich noch während des Malm (KIEFER 1934, WAGNER 1953, ELLER 1976; CHAUVE et al. 1980). Dadurch bildete sich am Nordrand der Tethys im ausgehenden Jura ein sich zunehmend gegen Süden ausweitendes Festland, dessen maximale Ausdehnung während der untersten Kreide erreicht wurde, als die Küstenlinie teilweise innerhalb des heute aufgeschlossenen Helvetikums lag (TRÜMPY 1962; ZACHER 1973, BURGER 1985).

Infolge dieser schon im Dogger einsetzenden und im Malm verstärkt nach Süden übergreifenden Emersion gelangten in den Nord- und Zentralvogesen sowie den benachbarten nördlichen und östlichen Gebieten grosse Sedimentflächen über den Meeresspiegel, die keine oder nur eine geringmächtige Malmbedeckung besassen. Dadurch kamen silt-, ton- und feinsandreiche Keuper-, Lias- und Doggersedimente von rund 500 m Mächtigkeit in den Erosions- und Verwitterungsbereich. Als terrigener Detritus wurden diese fluviatil zur Tethys verfrachtet, wobei der Weg während der untersten Kreide die verwitterungsresistenten Malmkalke durchquerte, die erst im Tithonian und Berriasian über den Meeresspiegel gehoben wurden. Auch der Malm lieferte Tonminerale, aus Mergeln des Weissjura α und γ.

Ein Vergleich der mineralogischen und sedimentpetrographischen Merkmale des terrigenen Detritus in den drei untersuchten Formationen mit diesen in Frage kommenden Liefergesteinen aus Mittel- und Oberkeuper, Lias und Dogger zeigt sehr gute Übereinstimmung (BURGER 1982, Abschnitt 9.2). Ein Korngrössenvergleich zwischen den Feinsanden in den Vitznau-Mergeln und von siderolithischen Sanden in Karstfüllungen der Malmoberfläche im östlichsten Faltenjura (GÜLLER 1959) ergab völlige Übereinstimmung.

Ein Vergleich mit dem westlichen Helvetikum zeigt, dass die Küstenlinie während der frühesten Kreide ebenfalls in einer sehr südlichen Position verlief: Sie bewegte sich schon seit dem jüngsten Malm innerhalb einer ausgedehnten Karbonatplattform (westliches Juragebirge, nördliche Chaînes subalpines), in der über weite Teile die kontinentale «Purbeckien-Fazies» vorherrschte (HAEFELI 1966; STEINHAUSER & CHAROLLAIS 1971, DARSAC 1983, ADATTE & RUMLEY 1984). Somit herrschte im westlichen Helvetikum und dessen Hinterland paläogeographisch und bezüglich der Anlieferung des terrigenen Detritus eine mit dem Osten vergleichbare Situation, auch der Zeitpunkt der maximalen Regression stimmte überein: Ausgeprägter Hiatus im Übergang Berriasian/Valanginian (ADATTE & RUMLEY 1984). Aus westlicher bis südwestlicher Richtung konnten deshalb höchstens ein Teil des Illits und der Wechsellagerungsminerale sowie ein Teil des Siltes ins Helvetikum gelangt sein. Mögliches Liefergebiet ist dabei das Zentralmassiv (Morvan-Massiv mit südlicher Sedimentbedeckung).

Das Böhmische Massiv kommt während der ältesten Kreide als Detrituslieferant aus zweierlei Gründen nur untergeordnet in Betracht (BURGER 1982): Erstens war die Transportdistanz relativ gross und verlief überwiegend im vollmarinen Bereich. Zweitens erbrachten mineralogische Vergleichsuntersuchungen am Quarzsand (Kathodolumineszenz), dass dieser nicht aus dem Böhmischen Massiv stammen kann. Andere Verhältnisse herrschten bei der nachfolgenden Sedimentation der Pygurus-Sande (HALDIMANN 1977), die sowohl ein anderes Korngrössenspektrum als auch eine andere Mineralogie (Verhältnis plutonischer/metamorpher Quarz) aufweisen als die Feinsande der Vitznau-Mergel.

Verdankungen

Herzlich bedanken möchte ich mich bei Prof. R. Trümpy und Dr. H.P. Funk (Zürich) für die vielen Anregungen und Diskussionsbeiträge sowie die Durchsicht des Manuskriptes und die Korrekturen von Abstract und Résumé.

Für die Reinzeichnung der Figuren danke ich Herrn H. Hächler (Regensdorf). Die Entwicklung der Photographien besorgte in verdankenswerter Weise Herr U. Gerber (Zürich). Meiner Frau danke ich herzlich für die Reinschrift des Manuskriptes.

Anhang

Verzeichnis und Koordinaten der aufgenommenen Detailprofile (Fig. 1 & 2)

1–15: Profile aus dem mittleren und südlichen Ablagerungsbereich.
16–33: Profile aus dem nördlichen Ablagerungsbereich.

Die Koordinaten beziehen sich auf das Netz der Landeskarte der Schweiz, die Höhenangaben wurden aus der Landeskarte 1:25000 entnommen und gelten für den stratigraphischen Fusspunkt des jeweiligen Profils. In Klammern sind die tektonischen Einheiten angegeben.

1: Vitznauerstock (Randkette), 681.120/206.730/1040 m
2: Dornibach/Schachli, bei Sisikon (Drusberg-Decke), 690.220/201.330/605 m
3: Wasserberg (Axen-Decke), 702.250/199.240/1840 m
4: Dräckloch (Axen-Decke), 714.620/203.910/2120 m
5: Hängst (Axen-Decke), 708.250/198.000/2000 m
6: Pragelpass (Drusberg-Decke, unterer Teil wahrscheinlich Räderten-Element), 708.810/206.770/1505 m
7: Raaberg (Säntis-Decke), 730.330/225.970/1620 m
8: Stock-Gulmen (Säntis-Decke), 732.075/225.920/1630 m
9: Thurschlucht (Säntis-Decke), 736.040/228.180/855 m
10: Leistchamm (Churfirsten–Drusberg-Decke), 735.350/222.725/1540 m
11: Palis-Plisa (Churfirsten–Drusberg-Decke), 739.970/223.610/1650 m
12: Rotsteinpass (Säntis-Decke), 745.550/234.330/2120 m
13: Alp Palfris (Churfirsten–Drusberg-Decke), 748.940/219.000/1700 m
14: Tobelbach (Säntis-Decke, Hoher Kasten), 757.780/240.820/660 m
15: Fläscherberg (Churfirsten–Drusberg-Decke), 755.770/213.300/580 m
16: Unterschächen (Infrahelvetikum, Griesstock-Decke), 703.940/192.110/1550 m
17: Baumgarten (parautochthones Infrahelvetikum), 718.720/192.460/1700 m
18: Muttenchopf (parautochthones Infrahelvetikum), 720.460/190.470/2345 m
19: Faschas-Zanins (parautochthones Infrahelvetikum), 721.400/186.050/2285 m
20: Wageten (Infrahelvetikum, Wageten-Decke), 718.030/219.900/1450 m
21: Platt'Alva (parautochthones Infrahelvetikum), 730.260/190.850/2390 m
22: Oren (Mürtschen-Decke), 721.470/212.920/880 m
23: Chli Chänel (Glarner Decke), 728.600/213.940/1770 m
24: Leiststock (Mürtschen-Decke), 727.570/216.200/1640 m

25: Filzbach, Rotary-Kernbohrung (Mürtschen-Decke), 728.167/220.360/Bohrloch
26: Flimserstein (parautochthones Infrahelvetikum), 742.100/191.900/2200 m
27: Lavadignas (parautochthones Infrahelvetikum), 743.620/192.540/1905 m
28: Tersol (autochthones Infrahelvetikum), 749.325/198.840/1615 m
29: Haldenstein (parautochthones Infrahelvetikum), 759.578/194.670/555 m
30: Silberplatten (Säntis-Decke, Nordsäntis), 741.835/234.050/1670 m
31: Musfallen (Säntis-Decke, Nordsäntis), 742.490/234.950/1650 m
32: Tierwis (Säntis-Decke, Nordsäntis), 742.820/234.970/1850 m
33: Altenalp-Türme, Ostseite (Säntis-Decke, Nordsäntis), 747.040/237.475/1800 m

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). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *107*, 221–239.

ANDEL, T. H., VAN, & VEEVERS, J. J. (1967): Morphology and sediments of the Timor Sea. – Bur. Min. Resourc., Geol. and Geophys. Bull. *83*.

ARBENZ, P. (1934).: Die helvetische Region. In: Geologischer Führer der Schweiz, Fasc. 2G. – Schweiz. geol. Komm.

BAER, A. (1959).: L'extrémité occidentale du Massif de l'Aar (Relations du socle avec la couverture). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *82*, 5–160.

BAUSCH, W. M. (1980): Tonmineralprovinzen in Malmkalken. – Erlanger Forsch., Reihe B: Natw. u. Medizin *8*.

BEAUDOIN, B. (1977): Méthodes d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin: Le Jurassique terminal – Berriasien des Chaînes subalpines méridionales. – Thèse, Univ. Caen.

BERGER, A. L. (1980): The Milankovitch astronomical theory of paleoclimates: a modern review. – Vistas Astron. *24*, 103–122.

BERNER, R. A. (1980): Early Diagenesis. A Theoretical Approach. – Princeton Univ. Press, Princeton Ser. in Geochem.

BLANCHET, R., & MONTADERT, R. (1981): Géologie des Marges Continentales. – Coll. C3 du 26e Congr. géol. int. Oceanologica acta 1981 SP.

BRÜCKNER, W. D. (1937): Stratigraphie des autochthonen Sedimentmantels und der Griesstock-Decke im oberen Schächental (Kt. Uri); eine Studie der nordhelvetischen Schichtfolge. – Verh. natf. Ges. Basel *48*, 77–182.

— (1951: Lithologische Studien und zyklische Sedimentation in der helvetischen Zone der Schweizer Alpen. – Geol. Rdsch. *39*/1, 196–212.

BURGER, H. (1982): Tonmineralogische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der untersten Kreide des östlichen Helvetikums. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *62*/3, 369–414.

— (1985): Palfris-Formation, Öhrli-Formation und Vitznau-Mergel (Basale Kreide des Helvetikums) zwischen Reuss und Rhein. Stratigraphische, fazielle, mineralogische und paläogeographische Untersuchungen. – 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.

BURNS, D. A. (1974): Changes in carbonate component of recent sediments with depth: a guide to paleoenvironmental interpretation. – Marine Geol. *16*, M13–M19.

CAROZZI, A. (1954): Tektonik und zyklische Sedimentation in der helvetischen Zone der Schweizer Alpen. – Geol. Rdsch. *42*/2, 233–237.

CHAUVE, P., ENAY, R., FLUCK, P., & SITTLER, C. (1980): Géologie de France. Vosges–Fossé rhénan–Bresse–Jura. In: LORENZ, C.: Géologie des pays européens: France, Belgique, Luxembourg. 26e Congr. géol. int. – Dunod, Paris.

COTILLON, P., & RIO, M. (1984): Cyclic sedimentation in the Cretaceous of D.S.D.P. sites 535 and 540 (Gulf of Mexico), 534 (Central Atlantic) and in the Vocontian basin (France). – Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj. *77*, 339–376.

DARSAC, C. (1983): La plate-forme berriaso-valanginienne du Jura méridional aux massifs subalpins (Ain-Savoie). Sédimentologie, stratigraphie, minéralogie, micropaléontologie. – Thèse 3e cycle; Inst. Dolomieu, Grenoble.

DECROUEZ, D., & LOMBARD, A. (1980): Stratigraphie des couches de Saint-Maurice (Valais). – Eclogae geol. Helv. *73*/1, 109–124.

DIEGEL, F. (1973): Zur Korrelation der helvetischen Zementsteinschichten zwischen Glärnisch und Alvier. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] *166*.

DOLLFUSS, S. (1965): Über den Helvetischen Dogger zwischen Linth und Rhein. – Eclogae geol. Helv. *58*/1, 453–554.

EINSELE, G. (1982a): General Remarks about the Nature, Occurrence and Recognition of Cyclic Sequences (Periodites). In: EINSELE, G., & SEILACHER, A.: Cyclic and Event Stratification (S. 3–7). – Springer, Berlin.

— (1982b): Limestone-Marl Cycles (Periodites): Diagnosis, Significance, Causes – a Review. In: EINSELE, G., & SEILACHER A.: Cyclic and Event Stratification (S. 8–53). – Springer, Berlin.

ELLER, J. P. VON (1976): Vosges-Alsace. – Guides géologiques régionaux. Masson, Paris.

EMBRY, A. F., & KLOVAN, E. J. (1972).: Absolute water depths limits of Late Devonian paleoecological zones. – Geol. Rdsch. *61*/2, 672–686.

EMERY, K. O. (1969): The Continental Shelves. – Sci. American *1969*/9, 106–125.

FERRAZZINI, B., & SCHULER, P. (1979): Eine Abwicklungskarte des Helvetikums zwischen Rhone und Reuss. – Eclogae geol. Helv. *72*/2, 439–454.

FICHTER, H. J. (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*.

FLÜGEL, E. (1972): Mikrofazielle Untersuchungen in der Alpinen Trias. Methoden und Probleme. – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. *21*, 9–64.

— (1978): Mikrofazielle Untersuchungen von Kalken. – Springer, Berlin, Heidelberg, New York.

FRAKES, L. A. (1979): Climates Throughout Geologic Time. – Elsevier, Amsterdam.

FUNK, H. P. (1983): Lithologische Sequenzen in der Helvetischen Unterkreide. In: BAYER, A., et al.: Der Faziesbegriff und die Sedimentationsprozesse. – Eclogae geol. Helv. *76*/1, 125–180.

— (1985): Mesozoische Subsidenzgeschichte im Helvetischen Schelf der Ostschweiz. – Eclogae geol. Helv. *78*/2, 249–272.

FUNK, H. P., & BRIEGEL, U. (1979): Le facies Urgonien des nappes Helvétiques en Suisse orientale. – Mém. spéc. Géobios *3*, 159–168.

GERBER, M. (1930): Beiträge zur Stratigraphie der Jura–Kreide-Grenze in der Zentralschweiz. – Eclogae geol. Helv. *23*/2, 497–547.

GINSBURG, R. N., & JAMES, N. P. (1974): Holocene Carbonate Sediments of Continental Shelves. In: BURK, C. A., & DRAKE, C. L. (Ed.): The Geology of Continental Margins (S. 137–155). – Springer, New York.

GRASMÜCK-PFLUGER, M. (1962): Mikrofazielle Beobachtungen an den Öhrlischichten (Berriasian) der Typuslokalität. – Eclogae geol. Helv. *55*/2, 417–442.

GÜLLER, A. (1959): Siderolithische Quarzsande an der Lägern. – Eclogae geol. Helv. *52*/2, 495–498.

GUENZLER–SEIFFERT, H. (1941): Persistente Brüche im Jura der Wildhorndecke des Berner Oberlandes. – Eclogae geol. Helv. *34*/1, 164–172.

— (1952): Alte Brüche im Kreide–Tertiär-Anteil der Wildhorndecke zwischen Rhone und Rhein. – Geol. Rdsch. *40*/2, 211–238.

HAEFELI, C. (1966): Die Jura/Kreide-Grenzschichten im Bielerseegebiet (Kt. Bern). – Eclogae geol. Helv. *59*/2, 565–696.

HALDIMANN, P. (1977): Sedimentologische Entwicklung der Schichten an einer Zyklengrenze der helvetischen Unterkreide: Pygurusschichten und Gemsmättli-Schicht (Valanginian/Hauterivian) zwischen Thunersee und St. Galler Rheintal. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] *219*.

HANTKE, R. (1959): Zur Jura/Kreide-Grenze im mittel- und südhelvetischen Faziesbereich der Ostschweiz. – Eclogae geol. Helv. *52*/2, 547–554.

HARDENBOL, J., VAIL, P. R., & FERRER, J. (1981): Interpreting paleoenvironments, subsidence history and sea level changes of passive margins from seismic and biostratigraphy. In: Geology of Continental Margins (S. 33–44). – Oceanologica acta 1981 SP.

HEIM, ARN. (1907): Gliederung und Facies der Berrias-Valangien-Sedimente in den helvetischen Alpen. – Vjschr. natf. Ges. Zürich *52*, 484–499.

— (1910): Über die Stratigraphie der autochthonen Kreide und des Eocäns am Kistenpass, verglichen mit der Facies der helvetischen Decken. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *24*/3, 21–45.

— (1913): Das Valangienprofil der Drusbergdecke am Pragelpass. In: HAUSWIRTH, W.: Geologie der Gebirge südlich von Muotathal. – Eclogae geol. Helv. *12*/4, 614–617.

— (1916): Monographie der Churfirsten– Mattstock-Gruppe. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *20*/3).

IRWIN, M. L. (1965): General theory of epeiric clear water sedimentation. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. *49*/4, 445–459.

ISCHI, H. (1978): Das Berriasien–Valanginien in der Wildhorn–Drusberg-Decke zwischen Thuner- und Vierwaldstättersee. – Diss. Univ. Bern.

KIEFER, H. (1934): Die Tertiärschotter von Alpirsbach im südlichen Schwarzwald und ihre Bedeutung für die Gestaltungsgeschichte Südwestdeutschlands in Jura und Tertiär. – N. Jb. Mineral. [BeilbBd. B] *72*.

LEMCKE, K. (1981): Das heutige geologische Bild des deutschen Alpenvorlandes nach drei Jahrzehnten Öl- und Gasexploration. – Eclogae geol. Helv. *74*/1, 1–18.

LOGAN, B. W. (1970): Carbonate Sedimentation and Environments, Shark Bay, Western Australia. – Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol. *13*.

LOTZE, F. (1971): Geologie Mitteleuropas. – Schweizerbart, Stuttgart.

MÖRNER, N. A. (1980): Relative sea-level, tectono-eustasy, geoidal-eustasy and geodynamics during the Cretaceous. – Cretaceous Res. *1*/4, 329–340.

— (1984): Eustasy, geoid changes, and multiple geophysical interaction. In: BERGGREN, W. A., et al.: (Ed.) Catastrophes and Earth history; the new uniformitarianism (S. 395–415). – Princeton Univ. Press.

MÜLLER, F. (1938): Geologie der Engelhörner, der Aareschlucht und der Kalkkeile bei Innertkirchen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *74*.

PANTIĆ, N. K., & BURGER, H. (1981): Palynologische Untersuchungen in der untersten Kreide des östlichen Helvetikums. – Eclogae geol. Helv. *74*/3, 661–672.

PEARSON, R. (1978): Climate and Evolution. – Academic Press, London.

PFIFFNER, O. A. (1981): Fold-and-thrust tectonics in the Helvetic Nappes (E Switzerland). – Thrust and Nappe Tectonics, geol. Soc. London.

PITMAN, W. C. (1978): Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins. – Bull. geol. Soc. Amer. *89*/9, 1389–1403.

PLUMLEY, W. J., RISLEY, G. A., GROVES, R. W., & KALEY, M. E. (1962): Energy index for limestone interpretation and classification. In: Classification of carbonate rocks, a symposium (S. 85–107) – Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol. *1*.

READING, H. G. (Ed.) (1978): Sedimentary environments and Facies. – Blackwell, Oxford, London.

SCHINDLER, C. M. (1959): Zur Geologie des Glärnisch. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *107*.

SPOERLI, B. (1966): Geologie der östlichen und südlichen Urirotstock-Gruppe. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] *62*.

STEINHAUSER, N., & CHAROLLAIS, J. (1971): Observations nouvelles et réflexions sur la stratigraphie du «Valanginien» dans la région neuchâteloise et ses rapports avec le Jura mériodional. – Geobios *4*/1, 7–59.

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*.

— (1982): Fazielle und sedimentologische Entwicklung des Betlis-Kalkes (Valanginian) im Helvetikum der Zentral- und Ostschweiz. – Eclogae geol. Helv. *75*/1. 1–21.

SUSEDKA, J. (1986, in Vorb.): Stratigraphie und Paläogeographie der untersten Kreide im Helvetikum des Berner Oberlandes. – Diss. Univ. Bern.

TOBLER, A. (1985): Die Berriasschichten an der Axenstrasse. – Eclogae geol. Helv. *4*/4, 251–265.

TRÜMPY, R. (1949): Der Lias der Glarner Alpen. – Diss. ETH Zürich.

— (1962): Mesozoischer Untergrund und ältere Meeresmolasse im schweizerischen und oberschwäbischen Molassebecken. – Erdöl-Z. *9*, 521–527.

— (1969): Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. – Eclogae geol. Helv. *62*/1, 105–142.

VAIL, P. R., MITCHUM, R. M., JR., & THOMPSON, S. III (1977a): Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 3: Relative Changes of Sea level from Coastal Onlap. – Mem. armer. Assoc. Petroleum Geol. *26*, 63–81.

— (1977b): Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 4: Global Cycles of Relative Changes of Sea Level. – Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol. *26*, 83–97.

VON RAD, U., & SARTI, M. (1986): Early Cretaceous «events» in the evolution of the eastern and western North Atlantic continental margins. – Geol. Rdsch. *75*/1, 139–158.

WAGNER, W. (1953): Das Gebiet des Rheintalgrabens während des Mesozoikums und zu Beginn seiner tertiären Ablagerungen. – Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch. Wiesbaden *81*.

WILSON, J. L. (1975): Carbonate Facies in Geologic History. – Springer, New York.

WYSSLING, G. (1986): Der frühkretazische helvetische Schelf in Vorarlberg und im Allgäu. – Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie. – Jb. geol. Bundesanst. (Wien) *129*/1, 161–265.

ZACHER, W. (1973): Das Helvetikum zwischen Rhein und Iller (Allgäu-Vorarlberg). – Geotekt. Forsch. *44*, 1–74.

ZIEGLER, P. A. (1981): Evolution of Sedimentary Basins in North-West Europe. In: ILLING, L. V., & HOBSON, G. D. (Ed.): Petroleum Geology of the continental Shelf of North-West Europe (S. 3–39). – Inst. Petroleum, London.

ZWAHLEN, P. (1983): Die Gellihorn-Decke im Kiental. – Eclogae geol. Helv. *76*/3, 491–506.

Manuskript eingegangen am 22. März 1986
angenommen am 24. April 1986

Tafel 1

Dünnschliffbilder der Mikrofazies-Typen 2, 3B, 3E, 3G, 4B und 4B.

Bild 1 MF-Typ 2, komponentenarmer Mikrit.
Profil Nr. 6 (Pragelpass), unterer Teil der Palfris-Formation. Vergrösserung × 50.

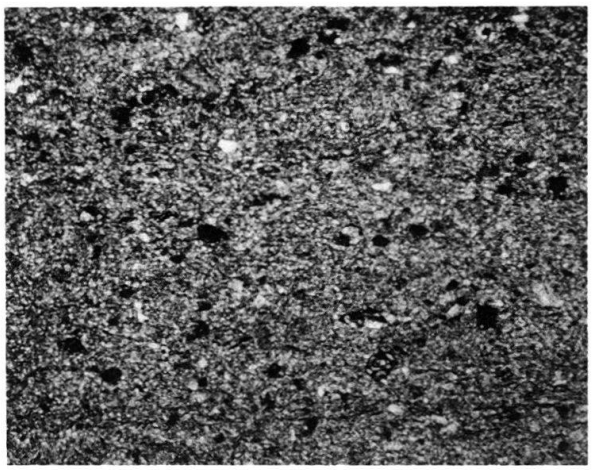
Bild 2 MF-Typ 3B, Resediment-Kalk, Komponenten hauptsächlich umgelagerte Ooide.
Profil Nr. 32 (Tierwis), Unterer Öhrli-Kalk. Vergrösserung × 50.

Bild 3 MF-Typ 3E, Resediment-Kalk, Komponentengemisch aus umgelagerten Bioklasten, Lithoklasten, Ooiden und Peloiden.
Profil Nr. 32 (Tierwis), Obere Öhrli-Mergel. Vergrösserung × 50.

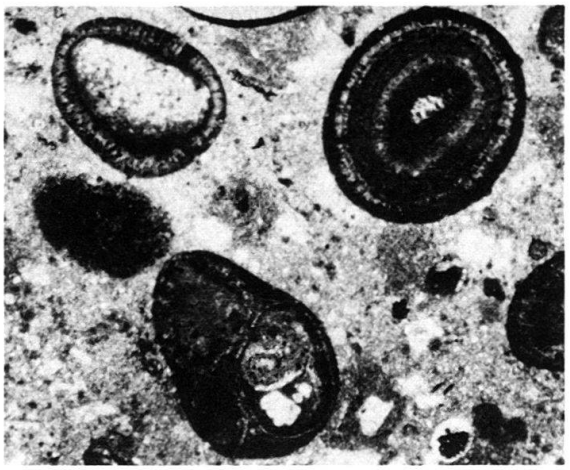
Bild 4 MF-Typ 3G, Resediment-Kalk, feinbrekziöse Komponenten in dunkler, mikritischer Matrix mit Sandkomponenten.
Profil Nr. 25 (Filzbach), Unterer Öhrli-Kalk. Vergrösserung × 25.

Bild 5 MF-Typ 4A, Feinsandstein mit hauptsächlich Quarzsand und untergeordnet Karbonatsand.
Profil Nr. 4 (Dräckloch), Sandschüttung in den oberen Vitznau-Mergeln.
Vergrösserung × 50.

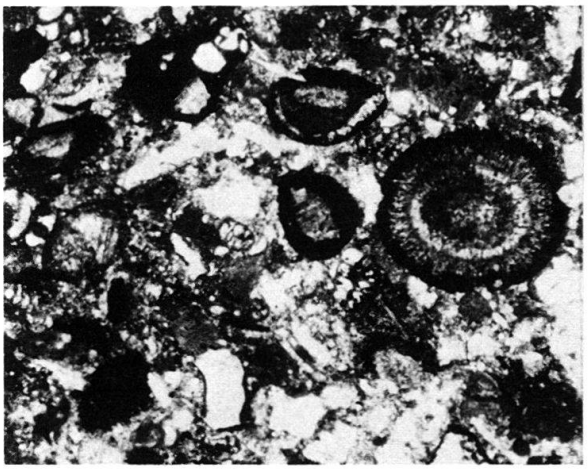
Bild 6 MF-Typ 4B, Sandschüttung mit detritischem Quarz (Feinsand) und Karbonatsand (ganzes Korngrössenspektrum).
Profil Nr. 4 (Dräckloch), obere Vitznau-Mergel. Vergrösserung × 50.



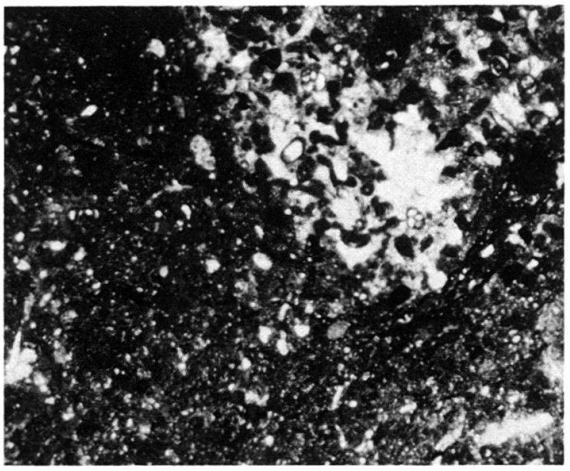
1



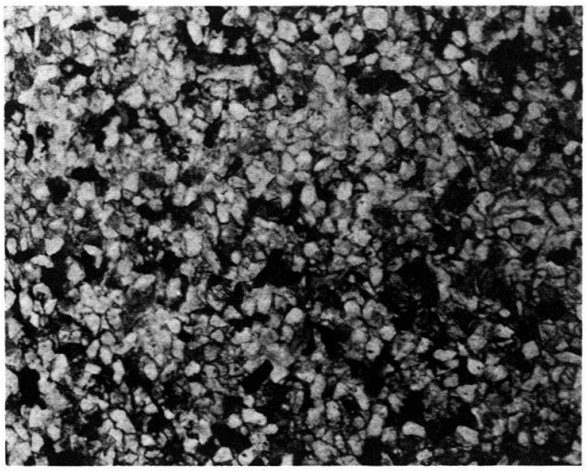
2



3



4



5

6

Tafel 2

Dünnschliffbilder der Mikrofazies-Typen 4C, 5A, 6B, 7, 10A und 10C.

Bild 1 MF-Typ 4C, feinsandreicher Kalk mit viel Quarzsand und sehr wenig Karbonatsand, Grundmasse enthält Dolomit und Ankerit.
Profil Nr. 32 (Tierwis), reliktische Vitznau-Mergel. Vergrösserung × 50.

Bild 2 MF-Typ 5A, autochthoner Biosparit, Fossiltrümmer nicht aus anderen Faziezonen umgelagert.
Profil Nr. 25 (Filzbach), Oberer Öhrli-Kalk. Vergrösserung × 25.

Bild 3 MF-Typ 6B, makrofossilreicher Biomikrit, Komponenten nicht aus anderen Faziezonen umgelagert.
Profil Nr. 3 (Wasserberg), untere Vitznau-Mergel. Vergrösserung × 25.

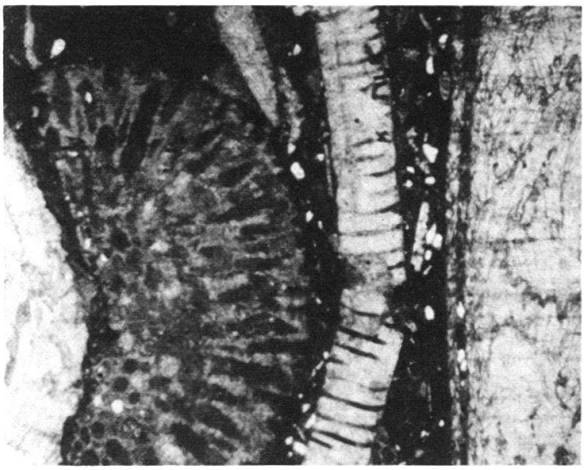
Bild 4 MF-Typ 7, ooidreicher Sparit.
Profil Nr. 33 (Altenalp-Türme, Ostseite), unterer Teil des Oberen Öhrli-Kalks. Vergrösserung × 25.

Bild 5 MF-Typ 10A, fossilreicher, mikritischer Dolomitkalk mit Ankerit, Komponenten häufig gerundet, zum Teil angebohrt («Transgressionskonglomerat»).
Profil Nr. 4 (Dräckloch), basale Vitznau-Mergel. Vergrösserung × 25.

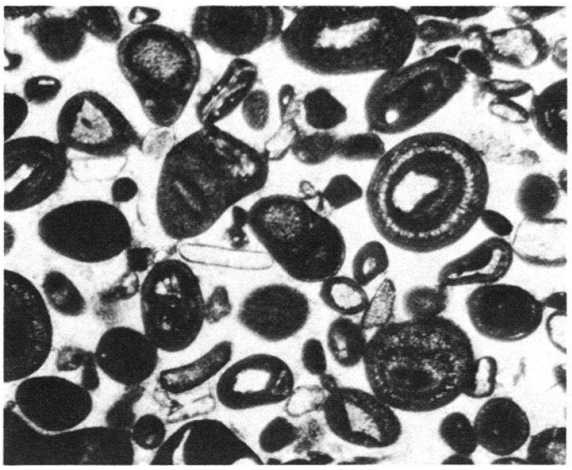
Bild 6 MF-Typ 10C, «Residualkonglomerat» mit gerundeten Komponenten in ankeritisch-dolomitischer Grundmasse, einzelne Komponenten stammen aus dem Öhrli-Kalk.
Profil Nr. 4 (Dräckloch), basale Vitznau-Mergel. Vergrösserung × 25.

1

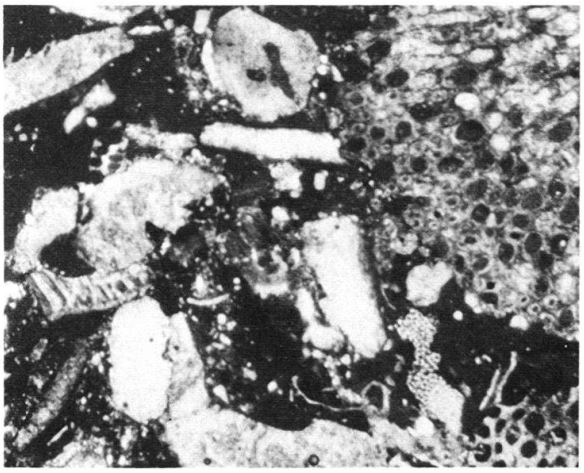
2



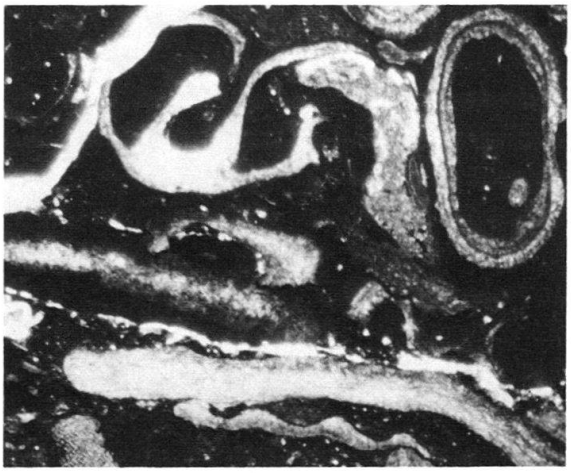
3



4



5



6