Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 81 (1988)

Heft: 1

Artikel: Mikrofazielle und stratigraphische Untersuchungen im Massivkalk (Malm) der Préalpes médianes

Autor: Heinz, Roger A. / Isenschmid, Christian

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-166170

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: 14.12.2025

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 81	Nr. 1	Seiten 1–62	Basel, März 1988

Mikrofazielle und stratigraphische Untersuchungen im Massivkalk (Malm) der Préalpes médianes

Von ROGER A. HEINZ[1]) und CHRISTIAN ISENSCHMID[2])

ABSTRACT

The "Klippendecke" or "Nappe des Préalpes médianes" represents a middle penninic realm with platform and adjacent basin. During the Late Jurassic, the whole area was submerged and up to 300 m of massive- and thick-bedded limestone were deposited; the appearance in the field was responsible for the term "Massivkalk" introduced here.

The uniform massive lithology belies a great variety of facies ranging from hemipelagic limestones with interbedded calcareous turbidites to shallow platform carbonates.

Within the platform carbonates investigated in the central part of the "Klippendecke", 8 lithological units are distinguished on the ground of microfacies. They are arranged in a shoaling-upward sedimentary cycle ending with intertidal and brackish sedimentation and final emersion. The basinal sequence is continuous but documents an increase in the influx of resedimented components during the Late Jurassic. The assemblages reflect the evolution of the platform and the transport of lime mudstone intraclasts from the slope.

Three successive biozones are established using the local faunal assemblages of dasyclades and foraminifera for the platform environments and protoglobigerinides, saccocoma and tintinnides for the hemipelagic environment. Identification of the resedimented bioclasts allows a direct correlation between benthic and hemipelagic biozones and permits the reconstruction of the Late Jurassic paleogeography.

RÉSUMÉ

Le Malm de la nappe des Préalpes médianes est constitué d'une série de calcaire massif pouvant atteindre une puissance de 300 m («Formation des calcaires massifs», SPICHER 1965).

Une subdivision du calcaire massif en 4 secteurs paléogéographiques a été obtenue à la suite de l'étude des microfaciès. On distinguera ainsi les Médianes Rigides Internes et Externes d'une part (plate-forme carbonatée au sud) et les Plastiques Internes et Externes d'autre part (bassin au nord).

Le calcaire massif des Plastiques Externes représente une série sédimentaire continue; dans les zones méridionales plus internes il est séparé des unités lithologiques encadrantes par des lacunes.

Les carbonates de la plate-forme (Rigides Internes et Externes) sont subdivisés en 8 types de microfaciès. Ils débutent par des sédiments subtidaux à la suite de la submersion de la plate-forme et se terminent par un faciès lagunaire avec des niveaux d'eau douce (Rigides Internes) suivis d'une emersion et de la lacune de Crétacé inférieur.

Les carbonates du bassin sont constitués principalement de sédiments turbiditiques avec des éléments biodétritiques et des intraclastes provenant des zones peu profondes et du talus de la plate-forme. Les sédiments micritiques autochtones ont une texture le plus souvent nodulaire.

La corrélation des 4 secteurs de faciès et de leurs unités lithostratigraphiques est basée sur la micropaléontologie: Une succession de 3 biozones est reconnue parmi les foraminifères et les algues dasycladales de la plate-forme carbonatée. Dans le bassin septentrional on propose également 3 biozones basées sur les microfossiles pélagiques:

[1]) Naturhistorisches Museum der Burgergemeinde Bern, Bernastrasse 15, CH-3005 Bern.

[2]) Geologisches Büro Dr. H. Schmassmann, Langhagstrasse 7, CH-4410 Liestal.

protoglobigérines, saccocomidés et calpionelles. Les microfossiles resédimentés de la plate-forme permettent de corréler les biozonations de ces deux domaines.

A partir de ces résultats on propose une reconstitution de l'évolution paléogéographique au Jurassique supérieur.

ZUSAMMENFASSUNG

Der «Malm» der mittelpenninischen Klippendecke (Nappe des Préalpes médianes) besteht aus einer bis zu 300 m mächtigen grobbankig-massigen Kalk-Serie. Sie wird hier (in Anlehnung an SPICHER 1965) Massivkalk genannt.

Die mikrofazielle Untersuchung des Massivkalks führt zur Gliederung in vier Fazieszonen, die dem tektonischen Streichen parallel laufen: Rigides internes und Rigides externes bezeichnen die innere und äussere Plattform, die Plastiques internes repräsentieren den Plattform-Abhang und Rand des Beckens, welchem die ausgedehnteste Fazieszone, die Plastiques externes, entsprechen. Der Massivkalk der Plastiques externes ist Teil einer kontinuierlichen Schichtreihe; in den internen Partien der Klippendecke ist er durch Schichtlücken vom Liegenden und Hangenden getrennt.

Die Plattform-Karbonate der Rigides werden in acht Mikrofazies-Typen unterteilt. Sie umfassen einen Ablagerungsraum vom tieferen Subtidal an der Basis bis zum lagunär-brackischen Intertidal im Dach des Massivkalks und stellen zusammen einen regressiven Sedimentationszyklus dar.

Die Beckenfazies des Massivkalks in den Plastiques externes besteht hauptsächlich aus turbiditischen Resedimenten, die sich aus Biodetritus des Flachwasserbereichs und Intraklasten der Plattform und ihres steilen Abfalls zum Becken in den Plastiques internes zusammensetzen. Das mikritische Normalsediment ist knollig texturiert.

Die Korrelation der vier Fazieszonen und ihrer lithostratigraphischen Einheiten stützt sich auf die Mikropaläontologie: Mit Dasycladaceen und Foraminiferen werden drei aufeinanderfolgende benthonische Biozonen definiert; eine Dreiteilung mit Protoglobigerinen, Saccocomen und Calpionelliden weist auch die pelagische Biozonierung auf. Die resedimentierten Mikrofossilien des Flachwasserbereichs ermöglichen es, auf der äusseren Plattform und im Becken eine Verbindung zwischen benthonischer und pelagischer Biozonierung herzustellen.

Aus den resultierenden Korrelationen wird die paläogeographische Entwicklung im Malm rekonstruiert.

INHALTSVERZEICHNIS

1. Einleitung 2
2. Historischer Abriss 3
3. Geologisch-tektonischer Überblick 4
4. Gliederung des Arbeitsgebietes 5
5. Liegendgrenze des Massivkalks 9
6. Hangendgrenze des Massivkalks 12
7. Lithostratigraphie 15
8. Biostratigraphische Gliederung 39
9. Paläogeographie 45
Verdankungen 50
Literaturverzeichnis 50

1. Einleitung

Die vorliegende Arbeit ist eine Zusammenfassung unserer Dissertationen (HEINZ 1985 und ISENSCHMID 1983), welche den Malm der Klippendecke (Préalpes médianes) zum Gegenstand hatten. Sie sind am Geologischen Institut der Universität Bern unter der Leitung von Prof. Dr. F. Allemann entstanden, der zuvor schon eine monographische Bearbeitung des Lias (THURY 1973) und des Doggers (FURRER 1979) in den östlichen Préalpes médianes angeregt hatte. Unsere Arbeitsgebiete lagen im Mittelabschnitt der Klippendecke; zusammen reichen sie über die Kantone Bern, Freiburg und Waadt, vom Niedersimmental bis ins Pays d'Enhaut.

Das Ziel unserer Untersuchungen war die fazielle und stratigraphische Gliederung des Klippenmalm und die Korrelation zwischen der seit dem mittleren Jura bestehenden Karbonatplattform und dem extern anschliessenden Becken.

An 46 Lokalitäten haben wir Profile aufgenommen und die Proben mit An- und Dünnschliffen näher untersucht. Aufgrund der mikrofaziellen Merkmale konnte eine lithostratigraphische Unterteilung vorgenommen werden. Die mikropaläontologische Auswertung ermöglichte die Korrelation der verschiedenen Ablagerungsräume und ergab Bezugspunkte zur Chronostratigraphie. Aus den litho- und biostratigraphischen Korrelationen ist ein Modell der paläogeographischen Entwicklung im Oberjura der Klippendecke entstanden.

2. Historischer Abriss

Die grundlegenden Erkenntnisse über die stratigraphische und tektonische Gliederung der Klippendecke und der Präalpen im allgemeinen lagen bereits am Ende des 19. Jahrhunderts vor. Die von SCHARDT (1893, 1898) vorgetragene Deckentheorie (siehe MASSON 1976) hatte den Weg zum Verständnis der paläogeographischen und faziellen Zusammenhänge freigemacht. Eine ausführliche Bibliographie dieser frühesten Arbeiten hat JEANNET (1912–1918) in seiner Monographie der Tours d'Aï zusammengetragen. Darin nimmt die Bearbeitung des Malm eine zentrale Stellung ein. In HEIM (1922) hat JEANNET die Schichtreihe der Klippendecke aus der Entwicklung ihres Ablagerungsraumes dargestellt.

Anschliessend folgte eine Reihe von Dissertationen, die in regionalen Bearbeitungen Teile unseres Untersuchungsgebietes behandelten: À WENGEN (1924), REVERTERA (1926), CAMPANA (1943), SCHWARTZ-CHENEVART (1945), ARBENZ (1947), CHATTON (1949), WEISS (1949), PUGIN (1951), FAVRE (1952), SPOORENBERG (1952), VON DER WEID (1961), DOUSSE (1965), und LONFAT (1965). Aus diesen Arbeiten, die den Malm meist nur summarisch behandeln, ragen zwei nahezu gleichzeitig unternommene Untersuchungen hervor, da sie in der Anwendung der Mikropaläontologie einen neuen Ansatz suchten: Die Verfasser sind SCHWARTZ-CHENEVART, der in den Préalpes fribourgeoises, im Gebiet der Hochmatt, arbeitete, und WEISS, der seine Untersuchungen auf den gesamten Schweizer Anteil der Klippendecke ausdehnte. Er hat die umfassendste Arbeit über den Malm der Klippendecke publiziert. Die Resultate seiner ausgedehnten Feldaufnahmen und die Anwendung der Mikropaläontologie behalten auch im Lichte späterer Untersuchungen ihre Gültigkeit, obschon seine biostratigraphische Gliederung heute überholt ist. Zu seiner Zeit fehlten auch die zu einer faziellen Interpretation notwendigen sedimentologischen Modelle. BOLLER hat sie 1963 in die Klippendecke eingeführt, als er den turbiditischen Charakter der detritischen Kalke in der neokomen Beckenfüllung erkannte. SPICHER (1965) wies die gleichen sedimentologischen Prozesse in der Beckenfazies des Malm nach; der gleiche Autor ersetzte den im lithologischen Sinne gebrauchten Begriff «Malm» durch die korrekte Bezeichnung «Formation des calcaires massifs». Allerdings wurde seine informelle nomenklatorische Regelung in den nachfolgenden Arbeiten der Freiburger Schule von GISIGER (1967), PAGE (1969) und ANDREY (1974) nicht direkt übernommen. HOMEWOOD & WINKLER (1977) revidierten das sedimentologische Konzept und versuchten, früher publizierte Malmprofile verschiedener Autoren miteinander zu korrelieren.

Neben der Literatur über den Malm der Klippendecke ergänzen auch grossräumige Untersuchungen und Monographien anderer Schichtglieder unsere Vorstellungen: BADOUX (1962), BADOUX & MERCANTON (1962), GROSS (1965), SEPTFONTAINE & LOMBARD (1976) und BAUD & SEPTFONTAINE (1980) versuchten, Schichtreihe und paläotektonischen Rahmen in Beziehung zu setzen. Für den Malm von besonderem Interesse sind monographische Arbeiten über Schichtglieder im Liegenden und Hangenden. Der Dogger der östlichen Préalpes médianes ist von FURRER (1979) bearbeitet worden. SEPTFONTAINE (1983) dehnte seine Dogger-Untersuchungen über die ganze Klippendecke aus. Diese beiden Arbeiten entwerfen die Ausgangslage für unsere eigenen Untersuchungen. Die Abgrenzung des Malm vom hangenden Neokom wurde von BOLLER (1963) behandelt, der diese Einheit vom Thuner- zum Genfersee verfolgte.

Aktualisierte Darstellungen des Malm sind bei PLANCHEREL (1979) und BAUD & SEPTFONTAINE (1980) zu finden.

3. Geologisch-tektonischer Überblick

Die Klippendecke (Nappe des Préalpes médianes) gliedert sich in zwei Grossbereiche, die von LUGEON & GAGNEBIN (1941) aus tektonischer Sicht als Médianes plastiques und Médianes rigides bezeichnet worden sind. Damit charakterisierten sie den im externen Teil vorherrschenden «plastischen» Faltenstil und den «rigiden» Schuppenbau im internen Teil der Préalpes médianes. In den Plastiques erscheint der Malm in mehr oder weniger parallel zum Streichen verlaufenden, gipfeltragenden Bergkämmen; in den Rigides liegen seine Aufschlüsse an den Erosionsrändern von stellenweise flächenhaft entblössten Schichttafeln, welche der im Süden anschliessenden Zone Submédiane und der Niesendecke vorgelagert sind und gegen NW unter die höheren präalpinen Decken einfallen.

Der rigide Schuppenbau ist bedingt durch eine Abfolge karbonatreicher Flachwasserablagerungen; der Faltenbau der Plastiques hat mehr oder weniger mergelige, dünnergebankte Beckensedimente zur Voraussetzung. Die Tektonik der Klippendecke widerspiegelt demnach die paläogeographische Gliederung.

Der Charakter der Schichtreihe in den Préalpes médianes rigides und plastiques und ihre ursprüngliche Disposition im Ablagerungsraum besitzen grosse Ähnlichkeit mit dem Briançonnais und Subbriançonnais der Westalpen (ELLENBERGER 1950). Zur Bezeichnung der Faziesräume wird deshalb auch in den Prealpen das Begriffspaar Briançonnais und Subbriançonnais herangezogen (BAUD & SEPTFONTAINE 1980). Die Korrelierbarkeit der Schichtreihe mit den Westalpen ist ein Argument für die Beheimatung der Préalpes médianes auf einer mittelpenninischen Schwelle.

Die Grenze zwischen Plastiques und Rigides hält sich nicht an eine schmale Linie. Der Übergang vom Becken zur Plattform war eine paläotektonisch aktive Zone (BAUD & SEPTFONTAINE 1980). Dort überlagern sich der tektonische Stil der Rigides und Plastiques, und die faziellen Entwicklungen des Briançonnais und Subbriançonnais überkreuzen sich in der Schichtreihe.

Im D ›gger beispielsweise war diese Übergangszone geprägt durch teilweise hochenergetische, strandnahe Bedingungen und wird in den Faziesmodellen von FURRER (1979) und SEPTFONTAINE (1983) als selbständiger, dritter Bereich zwischen Becken und Plattform ausgeschieden (Fig. 3).

Zu Beginn des Malm hat sich der Ablagerungsraum durch eine Transgression grundlegend verändert: Durch die Überflutung der Plattform gelangte die Plattformkante des Doggers in tieferes Wasser. Erst im oberen Malm entwickelte sich auf der äusseren Plattform wieder ein Gürtel hochenergetischer Ablagerungen, welcher eine interne Lagune abschirmte. Hier zeichnet sich mit beginnender Aussüssung das Ende dieses Sedimentationszyklus ab, und es folgt die Schichtlücke der Unterkreide, während die Sedimentation in den Plastiques fortdauerte.

Die Malmepoche hinterliess eine 20–300 m mächtige Serie grobbankiger und hellgrauer Kalke, die sich in makroskopisch einheitlicher Lithologie über den ganzen Querschnitt der Klippendecke erstrecken. Damit bietet der Massivkalk einen breiteren Einblick in den ursprünglichen Ablagerungsraum als andere Einheiten der Klippendecke.

4. Gliederung des Arbeitsgebietes

Deckeninterne Überschiebungen spielen in der Klippendecke in bezug auf die paläogeographische Anordnung kaum eine Rolle, so dass die heutige Abfolge der tektonischen Elemente einem Querschnitt durch den Ablagerungsraum gleichkommt. Wegen der Bogenform der Prealpen verläuft ein Schnitt quer zum Streichen im Niedersimmental N–S, am Genfersee dagegen NW–SE. In einem solchen Querschnitt treten abrupte Faziesänderungen auf, während die Lithologie im Streichen der tektonischen Elemente bemerkenswert konstant bleibt.

Die Aufschlusszonen sind also zugleich auch Faziezonen (Fig. 1). Die von uns benutzten tektonischen Begriffe Plastiques und Rigides haben deshalb auch eine fazielle Bedeutung. Die Zusätze «externes» und «internes», welche BAUD (1972) eingeführt hat, erlauben, insgesamt vier Zonen zu unterscheiden, die sich in einem Querschnitt wie folgt aneinanderreihen:

N/NW			S/SE
Plastiques externes	Plastiques internes	Rigides externes	Rigides internes

Fast die Hälfte des untersuchten Gebietes gehört zu den *Plastiques externes*. Die äussersten Aufschlüsse sind in den Synklinalen des Moléson und der Dt. de Broc zu finden. Gegen NE schliessen sich die Dts. Vertes und noch weiter östlich der Breccaschlund an. Die beiden weiter intern gelegenen Malmbänder umrahmen die Greyerzer Kreidemulde und laufen gegen Osten bis ins Schwarzsee-Gebiet. Ein breiter Luftsattel trennt den Südschenkel der Greyerzer Mulde von der Kette Vanil Noir–Hochmatt–Kaiseregg. NE von Château-d'Oex verläuft der Malm schlingenförmig vom Vanil Noir zum Dt. de Bimis. Seine Fortsetzung im Südschenkel der Kette des Mt. Cray gehört bereits zu den Plastiques Internes.

Die Plastiques internes und die anschliessenden Rigides externes bezeichnen zwei schmale Aufschlusszonen im Übergang vom Faltenbau der Klippendecke zum rigiden Schuppenbau (Fig. 2).

Die *Plastiques internes* weisen noch eine deutliche Affinität zu der Beckenfazies der Plastiques externes auf. Sie erscheinen links der Saane in den Gorges du Pissot (Profil

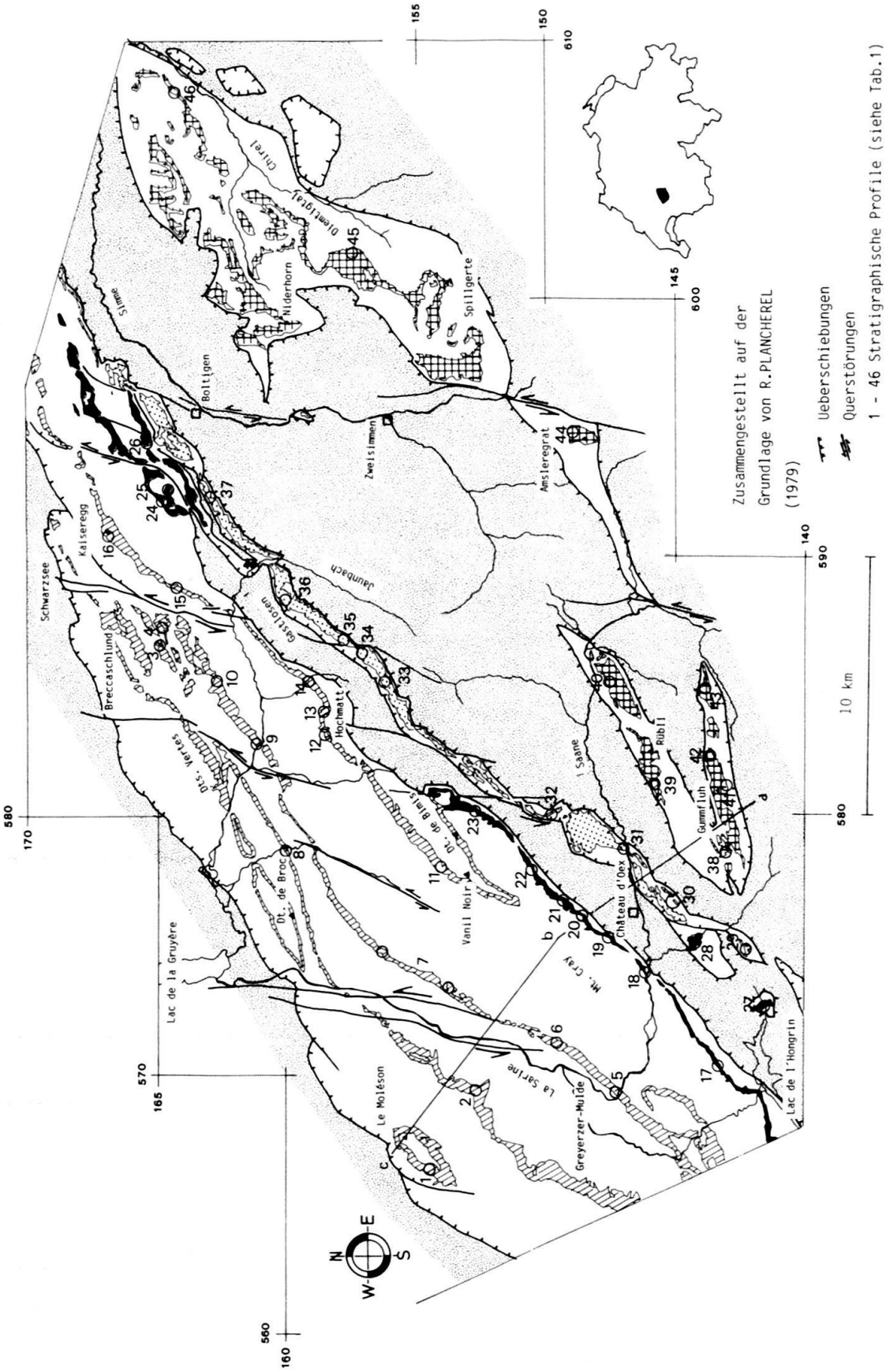


Fig. 1. Aufschlusskarte und Faziszonen des Massivkalks.

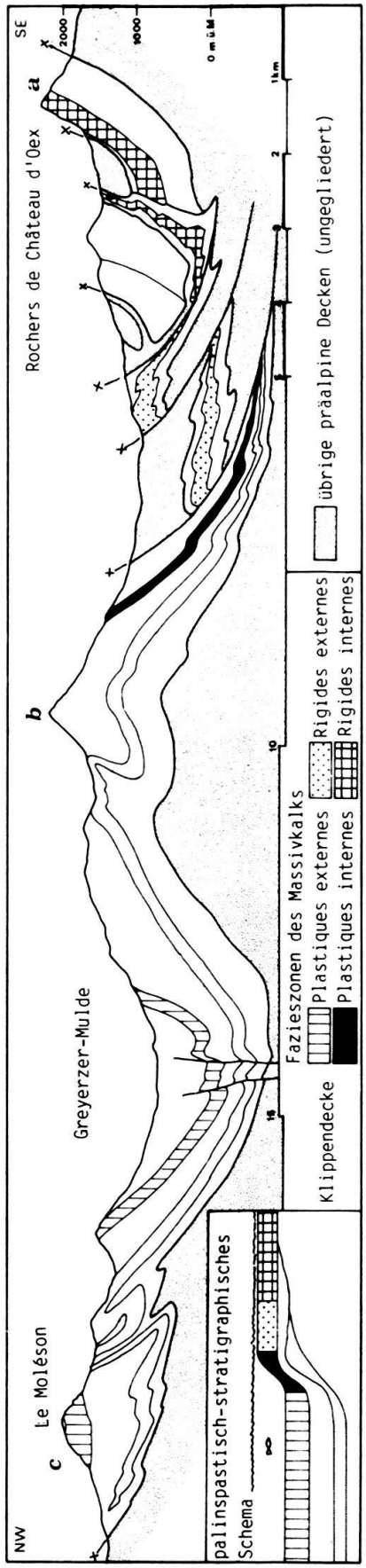


Fig. 2. Querprofil durch das Untersuchungsgebiet.

Nr. 28) und N des Hongrin-Stausees und setzen sich im Südschenkel der Mt.-Cray-Kette fort, verschwinden dann unter der Simmendecke s.l. um im Langel-Gewölbe (Profile 24, 25) und der SE anschliessenden Holzerhorn-Schuppe beidseits der Klus von Boltigen wieder aufzutauchen.

Die *Rigides externes* bestehen im wesentlichen aus der Gastlosen-Kette, die sich von der Mittagflue ob Boltigen bis jenseits der Saane fortlaufend verfolgen lässt.

Im Niedersimmental münden die schmalen Zonen der Rigides externes und Plastiques internes in die Walperschuppenzone (BECK & GERBER 1925, FURRER 1979).

Die *Rigides internes* bestehen aus mehreren Schuppen, die gegen NE einfallen und sich stellenweise dachziegelartig überlagern. Sie erreichen die grösste Ausdehnung im Osten; zwischen Simme und Saane liegt nur die kleine Schuppe des Amsleregrates. Jenseits der Saane setzt sich der Malm der Rigides internes mit zwei hintereinanderliegenden Schuppenreihen in den Rochers de Château d'Oex fort. Dazu gehören die beiden markanten Gipfel Rübli und Gummfluh.

Liste der Profilstellen

Profilnummer	Profilname	Koordinaten des Profilbeginns
	Plastiques externes	
1	Tremetta	566.300/154.820
2	Gorge de l'Evi	569.350/152.600
3	Türmli	586.700/164.725
4	Fochsen	587.300/164.775
5	La Tine	569.420/147.025
6	Lessoc	571.490/149.680
7	Grandvillard und	573.425/153.550
	Estavannes	574.800/156.260
8	Le Pralet	578.700/160.000
9	Le Brésil	583.025/160.050
10	Maischüpfen	585.325/162.575
11	Selle de Morteys	577.920/154.000
12	Hochmatt	583.225/158.200
13	In den Löchern	584.100/158.525
14	Petit Mont	585.100/159.100
15	Chällihorn	588.800/164.275
16	Kaiseregg	590.500/166.700
	Plastiques internes	
17	Planachaux	570.250/143.150
18	La Chaudanne	573.850/146.025
19	Rio des Mérils	575.350/147.600
20	Rio des Tenasses	576.110/148.530
21	Rio de la Leivra	576.800/149.280
22	Pâquier Gétaz	577.850/150.330
23	La Leyta	580.280/152.650
24	Rotenflue	591.825/164.500
		592.025/164.675
		592.250/164.650
25	Nässliflue	592.750/164.600
26	Holzerhorn	594.950/165.325
27	Les Frassis	572.550/141.575
28	Gorges du Pissot	575.350/144.350
29	Pâquier Rond	575.050/124.000

Profilnummer	Profilname	Koordinaten des Profilbeginns
	Rigides externes	
30	La Braye	576.852/145.100
31	Les Borsalets	578.690/146.950
32	Rio des Ciernes Picat	580.125/149.713
33	Zuckerspitz	585.250/156.375
34	Wandfluh	586.250/157.125
35	Wolfsort	586.550/157.500
36	Gastlosen	588.175/160.125
37	Uf Pfad	592.100/162.900
	Rigides internes	
38	Coumatta	578.720/142.800
39	Rocher Pourri	581.060/145.490
40	Dorfflüe	585.020/146.950
41	Wild Löchli	581.650/143.110
42	P.tes de Sur Combe	582.360/143.410
43	Muttenhubel	584.970/143.650
44	Amsleregrat	594.580/148.850
45	Seehore	601.900/157.160
46	Hoflue	608.160/164.100

5. Liegendgrenze des Massivkalks

5.1 Lithologische Einheiten im Liegenden des Massivkalks

Die Unterlage des Massivkalks ist zuletzt von FURRER (1979) in den östlichen Préalpes médianes und von SEPTFONTAINE (1978, 1979, 1983) zwischen Arve und Thunersee untersucht worden. Beide Autoren gelangten im wesentlichen zu übereinstimmenden Resultaten und gliederten den Ablagerungsbereich des Doggers in drei Faziesbereiche: ein extern gelegenes Becken mit den Ablagerungen der Formation calcaréo-argileuse, die durch das Spurenfossil Zoophycos und durch Resedimente gekennzeichnet sind, eine Schwellenzone und in das flache, lagunär-brackische Mytilus-Becken. Im S und SW schloss sich als vierter, im Dogger allerdings sedimentfreier Bereich der festländische Teil der Briançonnais-Plattform an. In Figur 3 sind ein Querschnitt durch den Ablagerungsraum und in der Aufsicht die Verbreitung der Schichtglieder des obersten Doggers dargestellt. Die Nomenklatur der Einheiten folgt FURRER (1979). SEPTFONTAINE (1983) verwendete teilweise andere Bezeichnungen und Gruppierungen der Einheiten.

Das jüngste Schichtglied des Doggers im Faziesbereich des Beckens ist das Membre D (Callovien–Unteres Oxfordien) der Formation calcaréo-argileuse (Toarcien–Unteres Oxfordien); es besteht aus feinsandigen, gelblich anwitternden Mergelkalken mit Glaukonit und Silex. In glaukonitreichen, spätigen Biomikriten mit Globochaeten und Filamenten (Formation de la Haute Pointe von SEPTFONTAINE, 1983; s. auch FURRER, 1979, S. 648) bestehen laterale Übergänge zwischen den Beckenablagerungen des Membre D und dem jüngsten Schichtglied der Langel-Serie (Oberes Bajocien–Unteres Oxfordien), dem sandigen Stockenflue-Kalk (Callovien–Unteres Oxfordien). Das Ausgreifen des Stockenflue-Kalkes von der Schwellenzone auf das Mytilus-Becken führte im Callovien zu einer Vereinheitlichung des Ablagerungsraumes. Am Innenrand des Mytilus-Beckens macht sich der Stockenflue-Kalk nur noch mit sandigen Einlagerungen und Linsen in den Mytilus-Schichten bemerkbar, die hier die Unterlage des Massivkalks bilden.

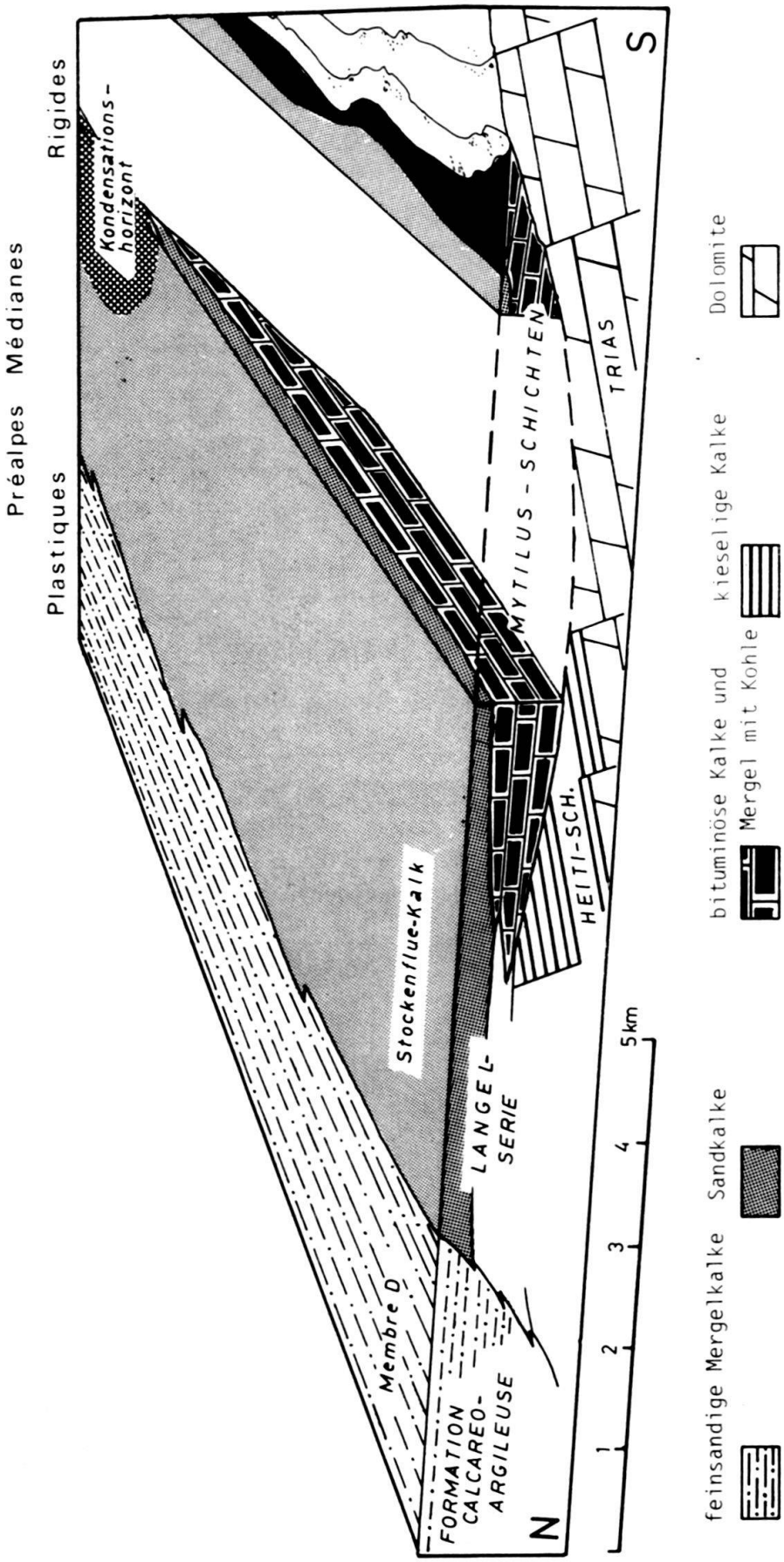


Fig. 3. Einheiten im Liegenden des Massivkalks, nach FURRER (1979), im Süden ergänzt.

5.2 Die Abgrenzung des Massivkalks vom Liegenden

Die feinsandigen Mergelkalke des Membre D, des jüngsten Dogger-Schichtgliedes im Subbriançonnais-Becken, werden von grünlichgrauen und roten knolligen Kalkmergeln und Knollenkalken überlagert. Der Übergang erfolgt rasch und liefert eine gut kartierbare Grenze. Mit dem lithologischen Wechsel ist ein Wiederaufleben der bereits im Dogger verbreiteten Turbidite verbunden – nun aber in der Form intraformationeller Kalkturbidite ohne siliziklastischen Detritus. Einzig die basalen Breccienbänke des Massivkalks führen gelegentlich Schlammgerölle des Membre D. Eine Breccienbank in der Aufschlusszone Hochmatt–Kaiseregg, d.h. am Innenrand der Plastiques externes, führt zusätzlich auffallend viel aufgearbeiteten Silex («Brèche à Silex», GISIGER 1967) und Stockenflue-Kalk aus der Dogger-Schwellenzone. Da sie in gleicher Ausbildung und stratigraphischer Position auch in einigen Profilen der Plastiques internes auftritt, eignet sie sich als lithostratigraphischer Korrelationshorizont.

Der Stockenflue-Kalk bildet die Unterlage des Massivkalks in den Plastiques internes und Rigides externes und tritt stellenweise auch noch in den Rigides internes (z. B. Profil Nr. 46) auf. Sandarme Ausbildungen des Stockenflue-Kalkes können mit ihrer hellen Verwitterungsfarbe und grobbankigen Erscheinung dem Massivkalk äusserlich zum Verwechseln ähnlich sehen. Unter der Lupe jedoch zeichnet sich der Stockenflue-Kalk durch detritischen Quarz, Glaukonitkörner und Sparitzement aus. Der Massivkalk dagegen besteht aus sandfreien, inhomogenen Biopelmikriten, deren Peloide teilweise auf kleine mikritisierte Ooide und Mikroonkolithe zurückgehen.

In den meisten Profilen der Plastiques internes endet der Stockenflue-Kalk mit einer scharfen Obergrenze und Anzeichen eines Sedimentationsunterbruches: mit Bohrgängen, Anreicherungen von Quarz, Glaukonit und Phosphorit sowie von Protoglobigerinen. Ein im Niedersimmental auftretender Fossilhorizont in dieser Ausbildung ist für die Liegendgrenze des Massivkalks wichtig. Seine Ammonitenfauna ist von RABOWSKY (1918) zutreffend als Mittleres Oxfordien datiert worden, die Stellung innerhalb der Schichtreihe blieb jedoch lange umstritten. FURRER (1979, S. 649) gelangte zum Schluss, dass es sich dabei um einen Kondensationshorizont im Umfang von vermutlich Callovien bis Mittlerem Oxfordien handelt, welcher den ganzen Stockenflue-Kalk vertritt. Im Hangenden folgt unmittelbar der Massivkalk.

In den Rigides externes (Gastlosen-Kette) erfolgt der Übergang vom sandigen Stokkenflue-Kalk in die bräunlichgrauen Biopelmikrite des Massivkalks nicht überall an einer scharfen Schichtfläche, sondern innerhalb einer Bank.

Am Innenrand des Mytilus-Beckens, in den Rigides internes, fehlt der Stockenflue-Kalk im allgemeinen oder ist nur durch einzelne sandige Linsen und Horizonte vertreten. An seiner Stelle bilden Mytilus-Schichten oder Trias die Unterlage des Massivkalks. Kontinuierliche Übergänge von den Mytilus-Schichten in den Massivkalk sind nicht realisiert. Die faziell stark unterschiedlichen Einheiten sind immer durch eine scharfe Grenze getrennt, die jedoch wegen der Ähnlichkeit in der blaugrauen Verwitterungs- und braunen Bruchfarbe erst bei Betrachtung der Mikrofazies erkennbar ist: Die Mytilus-Schichten enthalten eine auf eingeschränkte Lebensbedingungen spezialisierte Mikrofauna (SEPTFONTAINE 1977, 1978). Dagegen belegt die stark diversifizierte Mikrofauna des Malm zusammen mit Echinodermen, Belemniten und Ammoniten ein normalmarines, neritisches Milieu.

Von den Plastiques internes bis in die Rigides internes ist das Dach des Doggers vielerorts dolomitisiert. Sowohl der sandige Stockenflue-Kalk als auch die onkolithisch-lagunären Mikrite der Mytilus-Schichten sind mit kleinen Dolomit-Rhomboedern durchsetzt. Schon WEISS (1949, S. 155) hat den «dolomitischen Grenzhorizont» hervorgehoben und damit die Untergrenze des Klippenmalm festgelegt. SEPTFONTAINE (1983) hat die weite Verbreitung des «niveau dolomitique» bestätigt. Gleichsam als Leitfossil des dolomitischen Grenzhorizontes tritt *Cladocoropsis mirabilis* auf (HEINZ 1985). Die Dolomitisation ist aber ein unbeständiges Merkmal der Dogger-Obergrenze; die Mikrofazies liefert zuverlässigere Unterscheidungsmerkmale.

Wo der Massivkalk auf ältere Schichtglieder als Dogger übergreift, wird seine Untergrenze auch durch Winkeldiskordanzen und Paläokarst hervorgehoben (GENGE 1958, BAUD, MASSON & SEPTFONTAINE 1979, SEPTFONTAINE 1983). In unserem Untersuchungsgebiet ist das im S und SW der Plattform, in Teilen der Rigides internes der Fall.

Im Chablais überlagert der Massivkalk ein Paläorelief, das auf Hebung und Abtragung einer Schwellenzone im Callovien zurückgeht und stellenweise bis auf die Trias hinunterreicht (BAUD & SEPTFONTAINE 1980). In dem von uns untersuchten Abschnitt der Klippendecke fehlen entsprechende Aufschlüsse in den Plastiques internes.

5.3 Zur stratigraphischen Einstufung der Untergrenze des Massivkalks

Die lithologische Ausbildung der Massivkalk-Untergrenze weist im Untersuchungsgebiet Anzeichen einer Schichtlücke auf, indem die untersten Breccienbänke des Massivkalks vereinzelte Komponenten des obersten Doggers enthalten. Hinweise auf einen Sedimentationsunterbruch ergeben sich auch aus der biostratigraphischen Einstufung der Grenze Membre D/Massivkalk (bzw. Knollenkalk-Member) mit Ammoniten, wozu die Dissertation von HEINZ (1985) einige neue Funde beigesteuert hat (Bestimmung: Dr. R. Gygi, Basel). Belege des Unteren Oxfordien sind äusserst spärlich; die Mehrzahl der Ammoniten aus dem Knollenkalk weist bereits in das Mittlere Oxfordien (Transversarium- bis Bimammatum-Zone; s. auch PUGIN 1951, VON DER WEID 1961, GROSS 1965). Am Wechsel vom Membre D zum Massivkalk setzt die Zufuhr von siliziklastischem Detritus aus. Wir nehmen an, dass damit die Überflutung der Schwelle und Plattform als Liefergebiet angezeigt ist, dass also der Massivkalk eine annähernd isochrone Untergrenze im Mittleren Oxfordien aufweist. Ein verzögertes Einsetzen der Massivkalk-Ablagerungen in den Rigides internes ist indessen nicht auszuschliessen. In diese Richtung weist der Fund eines *Perisphinctes* cf. *plicatilis* SOW. im untersten Massivkalk am Sex Mossard (DUBEY in MAYNC 1972), der dort die Untergrenze des Massivkalks bis ins Obere Oxfordien hinaufrücken lässt.

6. Hangendgrenze des Massivkalks

Am Ende des Oberjura verstärken sich die faziellen Unterschiede im Massivkalk zwischen Rigides und Plastiques. In den Rigides folgt auf den Massivkalk eine Schichtlücke. Hier setzen die Sedimente erst mit den oberkretazischen oder gar alttertiären Couches rouges wieder ein. Im Becken setzt sich die Kalkschlammsedimentation im Hangenden fort und führt in einem fliessenden lithologischen Übergang zur Formation des Calcaires plaquetés (SPICHER 1965), die BOLLER (1963) als «Neocom» bezeichnet hat.

6.1 Die Hangendgrenze in den Rigides

Wegen der Schichtlücke, die etwa den Umfang der Unterkreide besitzt, ist der Massivkalk in den Rigides scharf gegen die hangenden Couches rouges abgegrenzt. Diese liegen meistens schichtparallel auf der mit untiefen Wannen und Schratten nur schwach modulierten Massivkalk-Oberfläche. Stellenweise greifen die Couches rouges in Spalten und Taschen in den Massivkalk hinunter. Die mergeligen Kalke der Couches rouges mit planktonischen Foraminiferen können bis gegen 50 m unter der Massivkalk-Oberfläche angetroffen werden. Nahe der Kontaktfläche bilden die Couches rouges auch die Matrix von Konglomeraten und Breccien mit Massivkalk-Geröllen. Derartige Taschen und Spalten treten nur in Verbindung mit der unterkretazischen Schichtlücke auf. Der darunterliegende Massivkalk enthält in der lagunären Fazies der Rigides (MF 8, siehe Kap. 7.2.8) authigene Quarz- und Feldspatkristalle. Die oberste Partie der bioklastischen Wandfluh-Mikrofazies und Gummfluh-Mikrofazies, mit denen der Massivkalk in den übrigen Rigides abschliesst, sind stark rekristallisiert.

Die Hangendgrenze des Massivkalks in den Rigides erfuhr verschiedene Interpretationen: WEISS (1949, S. 175 u. a.) vertrat die Meinung, die Couches rouges transgredierten über einen während der Unterkreide an Brüchen verstellten und stellenweise tief erodierten Klippenmalm, was auch von GENGE (1958) unterstützt wurde. WEGMÜLLER (1953) erkannte zwar Bruchbildungen am Niderhorn, relativierte hingegen die Vorstellung einer intensiven Erosion.

BOLLER (1963) betrachtete den erstmals von JEANNET (1912–1918) aus der Region der Tours d'Aï beschriebenen krustenartigen Kondensationshorizont der Couches à Brachiopodes als eine aberrante Faziesentwicklung des nach Süden übergreifenden Neokoms. Damit hielt er der Hypothese einer Trockenlegung des Klippenmalm in der Unterkreide die Idee einer submarinen, von Strömungen leergefegten Schwelle entgegen.

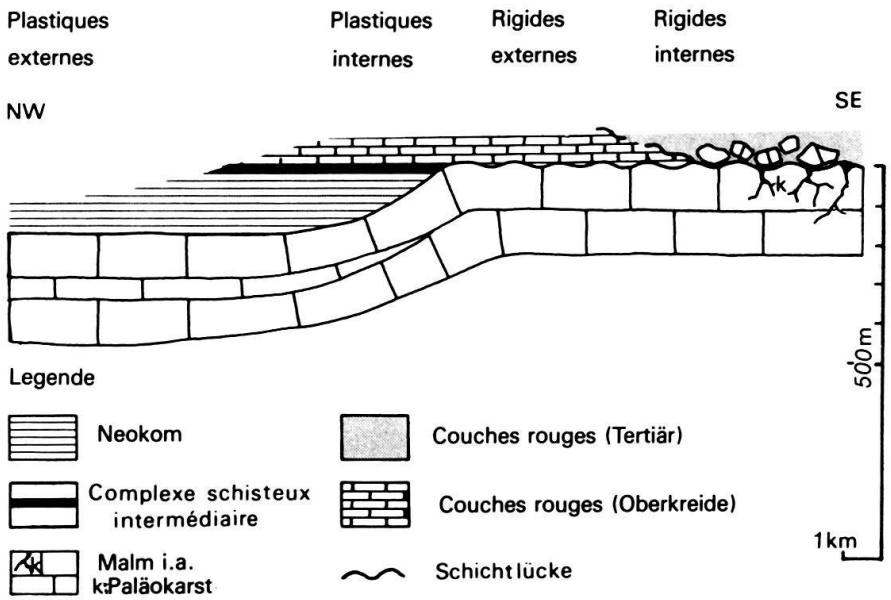


Fig. 4. Synthetisches Querprofil durch die Einheiten im Hangenden des Massivkalks.

Als wichtigste Resultate unserer Untersuchungen halten wir fest:

— Der Massivkalk schliesst in den Rigides mit Ablagerungen eines seichtlagunären Milieus ab, welchem extern ein bioklastischer und oolithischer Faziesgürtel vorgelagert war.

— Das Alter der jüngsten Massivkalk-Ablagerungen lässt sich nicht genau bestimmen. In den Rigides externes ist ein Berriasien-Alter wahrscheinlich. In den Rigides internes endete die Sedimentation möglicherweise schon im Tithon.

— Die Rekristallisation in der Wandfluh-Mikrofazies und in der Gummfluh-Mikrofazies deuten wir als von der freiliegenden Massivkalk-Oberfläche ausgegangene Umwandlungen und die Taschen und Spalten als Verkarstungsphänomene.

— Es liegen jedoch keine Anzeichen für eine flächenhafte und tiefgreifende Abtragung des Massivkalks vor (Kap. 7.2.9).

Die Schichtlücke der Unterkreide in den Rigides ist deshalb auf die Trockenlegung der Plattform zurückzuführen. Es ist jedoch nicht auszuschliessen, dass dem Wiedereinsetzen der Sedimentation mit den planktonischen Foraminiferen-Kalkschlicken der Couches rouges in der höheren Unterkreide noch das Stadium einer submarinen Schwelle vorausgegangen ist, die aber keine Sedimente empfangen konnte.

6.2 Die Hangendgrenze in den Plastiques

Die Grenze zwischen Massivkalk und hangendem Neokom fällt in eine Serie mittel- bis dünnbankiger Kalke, die zwar über den oft steilaufragenden Massivkalk-Wänden eine Verflachung des Reliefs, jedoch keinen, für eine Grenzziehung hinreichend scharfen Geländeknick verursachen. Lithologisch liegt ebenfalls ein allmählicher Übergang vor: Im obersten Massivkalk erscheinen mit abnehmender Bankmächtigkeit weisslich anwitternde, hellbeige Kalke (bei BOLLER 1963: «Biancone-ähnlicher Kalk»), die gegen oben zunehmend schlierige Bioturbationsflecken aufweisen und so in die typischen Fleckenkalke des Neokoms überleiten.

Bei SPICHER (1965) heisst diese Übergangsserie Calcaires compacts et sublithographiques und ist in seiner Formation des Calcaires massifs eingeschlossen. Er zieht deren Obergrenze erst beim Einsetzen der für das Neokom bezeichnenden dunkleren und dünnergebankten Fleckenkalke. Ein analoges Schichtglied sind in den östlichen Préalpes médianes die Kummlischichten von BIERI (1925). Gemäss BOLLER (1963), der die Lithostratigraphie des Neokoms mit der Calpionellenstratigraphie verknüpft hat, ist die Untergrenze der «Biancone-ähnlichen Kalke» heterochron; namentlich am Innenrand des Beckens wird ihr Einsetzen durch anhaltende Kalkarenitschüttungen (bei BOLLER: «autochthon-onkolithische Kalke») verzögert, so dass zumindest in den südlichen Ketten der Plastiques die typische, von Resedimenten beherrschte Massivkalk-Fazies bis ins Berriasien hinaufreicht.

Legt man den Maßstab der inzwischen revidierten Standard-Calpionellen-Zonierung (ALLEMANN et al. 1971) an, so kommt die Jura/Kreide-Grenze noch tiefer in die Massivkalk-Fazies zu liegen.

Im Obertithon sind die Calpionellen-Kalke auf Intervalle zwischen den Resedimenten beschränkt. Die Calpionellen-Zonen erscheinen deshalb in verzerrten Proportionen, na-

mentlich die Crassicollaria-Zone scheint nur aus wenigen Bänken zu bestehen (HOMEWOOD & WINKLER 1977, S. 134).

7. Lithostratigraphie

7.1 Nomenklatur der lithologischen Einheiten

Der «Malm» ist von den Bearbeitern der Klippendecke lange im Sinne einer Formation verwendet worden. WEISS (1949) hat mit «Klippenmalm» einen Namen geprägt, der zwar der Forderung nach einer Lokalitätsbezeichnung schon entgegenkam, ohne aber auf den chronostratigraphischen Term zu verzichten. SPICHER (1965) hat sich bemüht, eine der stratigraphischen Nomenklatur entsprechende Bezeichnung zu finden und die «Formation des calcaires massifs» an Stelle von «Malm» gesetzt. Die diesem Begriff mangelnde Verankerung an einer Typlokalität erwies sich für unseren Zweck einer weiträumigen Untersuchung als vorteilhaft, weil wir damit über eine umfassende, die Fazieszonen überbrückende Bezeichnung verfügten. Der bei SPICHER entlehnte und verdeutschte Begriff «Massivkalk» steht hier demnach für eine informelle lithostratigraphische Einheit im Rang einer Formation.

Gleichfalls informell gehalten sind die aufgrund lithologischer und mikrofazieller Merkmale definierten Schichtfolgen innerhalb des Massivkalks:

In der Beckenfazies haben wir mit «Knollenkalk» eine in der Klippendecke wohlbekannte, wenngleich nomenklatorisch unbefriedigende Bezeichnung übernommen. Mit den hangenden «Schichten von Albeuve» haben wir bei Neudefinition des Begriffes auf

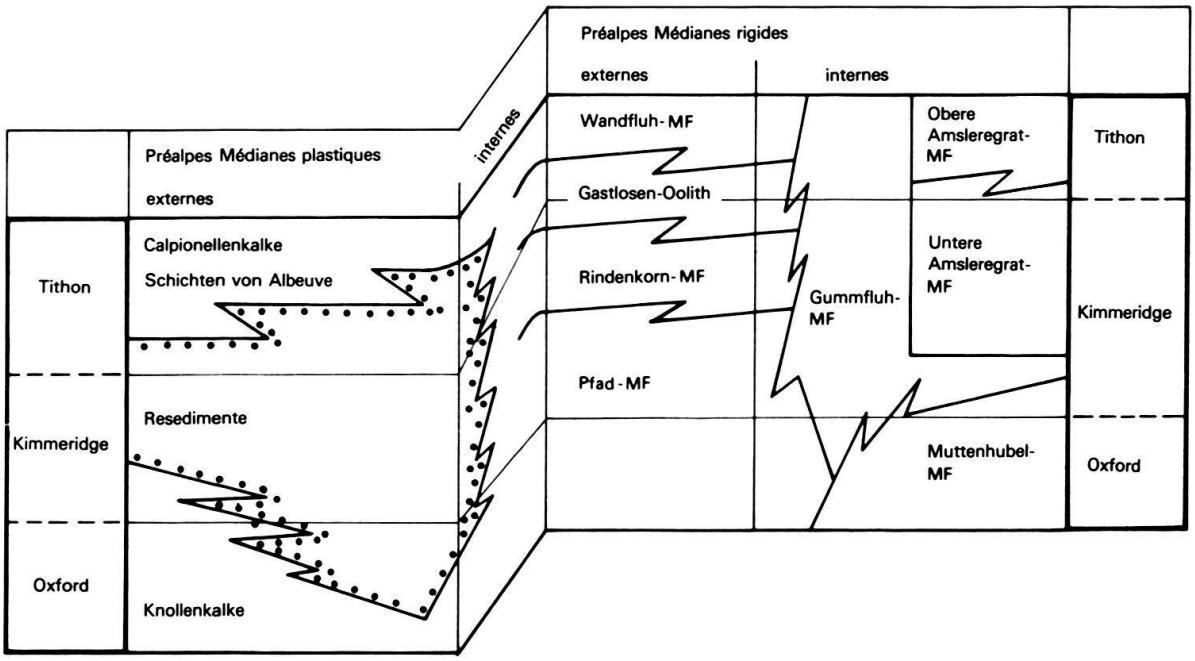


Fig. 5. Lithologische Gliederung des Massivkalks.

WEISS zurückgegriffen. Das jüngste Schichtglied des Normalsediments in der Beckenfazies nennen wir entsprechend dem vorherrschenden Faunenanteil «Calpionellenkalke».

Die Plattformfazies gliedern wir in acht Mikrofazies-Typen (Fig. 5), deren Benennungen teils deskriptiver Natur und teils von Lokalitäten in unserem Untersuchungsgebiet abgeleitet sind.

7.2 Lithostratigraphie des Massivkalks der Rigides

Mangels äusserer lithologischer Kennzeichen definieren wir die lithostratigraphischen Einheiten nach mikrofaziellen Merkmalen. Dabei unterscheiden wir in dem vom tieferen Subtidal bis zum Intertidal reichenden Ablagerungsraum acht Mikrofaziestypen (abgekürzt MF). Diese Unterteilung erlaubt es, die lithologischen Einheiten bereits mit der Lupe zu erkennen und die Zusammenhänge in einem überschaubaren Rahmen darzustellen. Leicht identifizierbare Mikrofazies-Merkmale sind auch deshalb erforderlich, weil die internen Teile der Klippendecke einer stellenweise intensiven Deformation unterworfen waren, wobei die Achse der stärksten Deformation in einem flachen Winkel zu den Schichtflächen steht, was den Eindruck einer Plättung hervorruft.

In stark deformierten Partien sind die Komponenten nur noch annähernd bestimmbar. Es sei an dieser Stelle schon erwähnt, dass der Erhaltungszustand der benthonischen Mikrofossilien in den Resedimenten weit besser ist als in ihrem ursprünglichen Lebensraum (vgl. Kapitel 8 und Tafel 4, Fig. 1 und 2).

7.2.1 Pfad-Mikrofazies

Die dunkelbraunen Kalke im unteren Teil des Malm sind wegen ihrer Bruchfarbe von früheren Autoren zu den Mytilus-Schichten gezählt worden. LORIOL & SCHARDT (1883) nannten sie Niveau A. RENZ (1935), der die Mytilus-Schichten in richtiger, d. h. stratigraphischer Reihenfolge numeriert hat, fasste im Niveau IV jene Gesteine zusammen, die «zwischen dem fossilführenden Niveau III und dem hellen oolithischen bis koralligenen Malmkalk gelegen sind» (RENZ, S. 169). Nachfolgende Autoren wie CAMPANA (1943, S. 10) und WEISS (1949, S. 154, 158) trennten sein Niveau IV von den Mytilus-Schichten ab und stellten die «dunklen, dichten ... bis onkolithischen Kalke» (WEISS) in den Malm. Die von FURRER (1979) und SEPTFONTAINE (1983) verfassten Revisionen des Doggers haben diese Zuordnung bestätigt; SEPTFONTAINE bezeichnet diese Kalke in seiner Arbeit als «unité des calcaires sublithographiques».

Die gebankten Kalke mit dunkelbrauner Bruchfarbe und leicht bituminösem Geruch besitzen eine charakteristische Mikrofazies: Es sind feinbioklastische Peloid-Packstones und -Grainstones oder Biopelmikrite, die als Hauptgemengteile Peloide und kleine mikritisierte Ooide enthalten (durchschnittliche Korngrösse 0,05 bis 0,2 mm). Die ursprünglich mikritische Grundmasse ist teils in mikrokristallinen Sparit umgewandelt worden.

Wir verwenden dafür die Bezeichnung Pfad-Mikrofazies, weil dieser Mikrofazies-Typ im Profil Nr. 37 «Uf Pfad», an der gegen NE abfallenden Felsschulter des Bäderhorns, zwischen den Mytilus-Schichten (mit Kohlebändern bei Pt. 1699) und der Rindenkorn-Mikrofazies am Pfadspitz, westlich oberhalb des Wanderweges vollständig aufgeschlossen und leicht zugänglich ist (vgl. Fig. 8a).

Die Pfad-MF enthält viele benthonische Kleinforaminiferen wie *Ophthalmidium, Spirillina, Lenticulina,* ferner Echinodermen, Filamente, Globochaeten, Ostracoden und in höheren Profilabschnitten *Saccocoma.* Diese Fossilgemeinschaft deutet mit Ammoniten zusammen auf einen Ablagerungsraum im tieferen Subtidal. Er lässt sich durch häufig vorkommende, wenige mm grosse Blaugrünalgen-Kolonien einerseits und die schwache Auswaschung weiter einengen: Die Kalke der Pfad-MF wurden innerhalb der durchlichteten Zone, aber unterhalb der Wellenbasis abgelagert. Ihr Ablagerungsraum wurde sporadisch von geringmächtigen, meistens gradierten Lagen von Plattformschutt überdeckt.

Abgrenzung

Die Dogger-Einheiten im Liegenden, der sandige Stockenflue-Kalk und die brakkisch-lagunären Mytilus-Schichten schliessen oft mit einem dolomitischen Horizont ab. Der markante Fazieswechsel zur offenmarinen Pfad-MF im Hangenden erfolgt an einer scharfen Kontaktfläche oder zumindest mit einem raschen Übergang aus dem Stockenflue-Kalk. Die Obergrenze der Pfad-MF ist weniger scharf gefasst; wir beobachten einen fliessenden Übergang zu den hangenden Rindenkorn-Kalken mit Korngrössenzunahme und häufigeren Ooiden.

Verbreitung

Der Ablagerungsraum der Pfad-MF erstreckt sich von den südlichen Schuppen der Plastiques internes über die Rigides externes (Gastlosenkette) bis in die Rigides internes im Westteil unseres Untersuchungsgebietes (Profile Nr. 27 und 38). Im Osten, in den Rigides des Diemtigtales, tritt sie nicht auf. Die grösste Mächtigkeit und charakteristischste Ausbildung erreicht die Pfad-MF in der Gastlosenkette, wo sie die untersten 60–150 m des Massivkalks einnimmt.

7.2.2 Rindenkorn-Mikrofazies

Es handelt sich um grobgebankte, hellgrau anwitternde, bräunliche bis dunkelgraue Kalke mit inhomogener, gegen oben zunehmend oolithischer Zusammensetzung. Es sind Rindenkorn-Ooid-Packstones und -Grainstones bzw. biodetritische Oopelsparite mit Rindenkörnern, teilweise mikritisierten Ooiden und Aggregatkörnern (im Sinne von FLÜGEL 1978). Zur Mikrofauna gehören Saccocoma, Globochaeten und grössere Bruchstücke von Echinodermen, Bivalven, Serpuliden und Ammoniten. Die mikritische Grundmasse ist häufiger rekristallisiert als in der liegenden Pfad-MF. Der Grad der Auswaschung schwankt im Handstückbereich und nimmt allgemein gegen oben zu. Schliesslich liegt in der Rindenkorn-MF eine bimodale Korngrössenverteilung zwischen Peloid-Kalkarenit und eingeschwemmten, 0,5–0,7 mm grossen Ooiden vor.

Sie entwickelt sich aus der Pfad-MF und stellt eine Übergangsfazies zum hangenden Gastlosen-Oolith dar. Die Faunenzusammensetzung deutet weiterhin auf ein offenmarines Milieu hin. Der Meeresgrund stand vermutlich unter ständiger Wasserbewegung im Grundgang der Wellen, rezenten Vergleichen zufolge in Wassertiefen von weniger als 50 m.

Abgrenzung

Wegen der fliessenden Veränderungen im Gefüge und Komponentenbestand ist die Rindenkorn-MF nicht leicht abzugrenzen. Unter Einschluss der feinkörnigen Rekurrenzen der Pfad-MF und der ersten Einsätze des Gastlosen-Oolithes erreicht sie Mächtigkeiten zwischen 30 m und 50 m.

Verbreitung

In den Rigides externes erscheint die Rindenkorn-MF überall im Hangenden der Pfad-MF. In den Rigides internes ist sie am Rocher Pourri (Profil Nr. 39) und in den Dorfflüe (Nr. 40) vorhanden. In allen weiter südlich gelegenen Profilen fehlt sie. Auch im Diemtigtal haben wir die Rindenkorn-MF nicht angetroffen. In den Plastiques internes bildet sie zusammen mit dem Gastlosen-Oolith und der Wandfluh-MF eine schwer einzuordnende Mischfazies.

7.2.3 Gastlosen-Oolith

Der Gastlosen-Oolith besteht aus dickbankigen, hellen, im Bruch hellbeigen bis hellgrauen Kalken, meistens Oospariten, ohne sichtbare Sedimentstrukturen. In gut sortierten Abschnitten sind die radialstrukturierten Normalooide durchschnittlich 0,5 mm gross und besitzen einen bioklastischen Kern, beispielsweise Trochiten, Bivalven oder Saccocomen. Der abgerollte Biodetritus zwischen den Ooiden stammt häufig von Echinodermen und Foraminiferen (*Nautiloculina* sp., *Trocholina* sp., *Protopeneroplis trochangulata*). In schlecht sortierten Partien verringern eingelagerte Peloide und Biodetritus den freien Porenraum, der im Gastlosen-Oolith stets mehrphasige Füllungen aufweist: Im Dünnschliff ist fast immer ein erster dünner Rindenzement zu sehen, der sich in der Kompaktion wie eine äusserste Ooidhülle verhalten hat; in einigen Proben ist der A-Zement asymmetrisch und geopetal orientiert. Den verbleibenden Porenraum füllt entweder grober B-Zement oder Karbonatsilt, der sich im Handstück crèmefarben von den dunkleren Ooiden abhebt. Auf diagenetische Kompaktion reagierten die frühzeitig zementierten Oolithe mit spröder Bruchdeformation und mit Drucklösung unter Ausbildung konkav-konvexer Kornkontakte.

Die uns zugänglichen Aufschlüsse vermitteln im unteren Malm das Bild einer allmählich bis zum Steilrand der Plastiques internes abfallenden Plattform. Mit dem Gastlosen-Oolith wird nun die Plattform durch eine hochenergetische Flachwasserfazies abgeriegelt. Die Oolithe wurden unter hoher Karbonatübersättigung in einem stark bewegten intertidalen Milieu abgelagert.

Abgrenzung

Der Gastlosen-Oolith beginnt mit hell anwitternden Oospariten und behält in den Gastlosen diese Erscheinung über 40–80 m bei. Im Westen fehlen zugängliche Profile durch den Gastlosen-Oolith; er ist dort nur durch Proben aus der Dachpartie belegt und enthält bereits die für die hangende Wandfluh-MF typischen Schalenreste mit Mikritrinden.

Verbreitung

Der Gastlosen-Oolith erstreckt sich über die ganze Gastlosenkette und darüber hinaus in die nördlichen Schuppen der Rigides internes (Profile Nr. 39 und 40) und in die südlichen Plastiques internes (Profile Nr. 27 und 29), wo der Gastlosen-Oolith eine Mikritmatrix besitzt. Im Südwesten schliesst sich eine feinkörnige, pelsparitische Varietät an (Profil Nr. 38). Eine breite Aufschlusslücke trennt die Gastlosen von den Rigides im Diemtigtal. Wir vermuten eine oolithisch-onkolithische Übergangsfazies in die ausgesprochen lagunären Bildungen der Unteren und Oberen Amsleregrat-MF, welche sich auf der geschützten Plattform hinter dem Oolithgürtel entwickeln konnten.

7.2.4 Wandfluh-Mikrofazies

Diese Einheit ist in der breitschultrigen und leicht begehbaren Gipfelpartie der Wandfluh in der Gastlosenkette gut aufgeschlossen. Es sind beige, bioklastische und oolithische Kalke. Stellenweise sind sie nach der Folk-Nomenklatur noch als Oomikrite zu bezeichnen. Von der Gastlosen-MF unterscheidet sich die Wandfluh-MF aber durch höhere Anteile an Rindenooiden und Biodetritus und durch eine mikritische Grundmasse, die nur in rekristallisierten Partien durch Sparit ersetzt ist. Die mengenmässige Zunahme von Biodetritus geht auf Echinodermen und Schalentrümmer von Bivalven und Gastropoden zurück; im Vergleich zum Gastlosen-Oolith treten nur wenige neue Faunenelemente in Erscheinung, worunter flache Gastropoden und im oberen Teil der Wandfluh-MF akzessorisch Calpionellen (*C. alpina* und *Crassicollaria*) zu erwähnen sind. Der Biodertritus ist auffallend schlecht erhalten. Randlich ist er von Mikrit- oder Ooidrinden umgeben und durch mechanische Erosion abgenutzt und im Innern rekristallisiert, so dass die vereinzelt noch vorkommenden Dasycladaceen unbestimmbar sind. Die Rekristallisation verleiht der Wandfluh-MF im Handstück einen saccharoiden, kontrastarmen Aspekt.

In der Wandfluh-MF werden oolithische Ablagerungen allmählich durch ein ruhigeres, kalkschlammreiches Milieu ersetzt. Eine Verbindung mit dem offenmarinen Bereich wird durch *Saccocoma* und Globochaeten, im oberen Teil auch durch Calpionellen angezeigt. Wir denken an einen Ablagerungsraum auf der äusseren Plattform, der im Süden durch eine Küstenlinie auf der sehr flachen, allmählich auftauchenden Karbonatplattform begrenzt wurde. Später erfasste die fortschreitende Trockenlegung auch den Ablagerungsraum der Wandfluh-MF und bewirkte eine tiefgreifende Rekristallisation während der Festlandphase in der Unterkreide.

Abgrenzung

Die Wandfluh-Mikrofazies entwickelt sich in einem fliessenden Übergang aus den liegenden Oospariten, die sich im tieferen Teil der Wandfluh-MF mit kurzfristigen Rekurrenzen bemerkbar machen. Die Obergrenze ist durch die Schichtlücke gegeben, die bis zu den Couches rouges anhält. In den Plastiques internes geht die Entwicklung stellenweise weiter zu brecciös aufgelösten Intrapelmikriten, die sich durch eine aufgearbeitete, in Mikroonkolithen eingeschlossene Calpionellenfauna auszeichnen. Hier reicht die Massivkalk-Lithofazies bis in die Unterkreide. Lokal sind zwischen dem Massivkalk und den Couches rouges geringmächtige, kondensierte Ablagerungen der Unterkreide erhalten (KEUSCH 1985).

Verbreitung

In der Gastlosenkette deckt sich die Verbreitung der Wandfluh-MF mit dem liegenden Gastlosen-Oolith. Sie bildet dort den Abschluss des Massivkalks und liegt meist in der schroffen Gipfelpartie. Im Südwesten (Profil Nr. 27) tritt sie in einer Mischfazies mit der Rindenkorn-MF und dem Gastlosen-Oolith auf. Die Ablagerungen der Rigides internes enthalten keine Äquivalente der Wandfluh-MF.

7.2.5 Gummfluh-Mikrofazies

Dies sind massive und dickbankige, hellgraue, grobdetritische Biosparite bis Biosparrudite, die sich von den bisher besprochenen Mikrofaziestypen durch eine sehr schlechte Sortierung und viele bioklastische Komponenten abheben. Sie enthalten Cyanophyceen, Korallen, Hydrozoen, Bivalven, Gastropoden, Serpuliden, Dasycladaceen (*Clypeina jurassica, Campbelliella striata, Salpingoporella pygmaea* und *S. annulata*) und Grossforaminiferen (*Kilianina* sp. *Labyrinthina mirabilis, Kurnubia* sp., *Protopeneroplis, Everticyclammina* u. a.). Das Bindemittel der teilweise bereits durch inkrustierende Organismen verkitteten Gummfluh-MF besteht vorwiegend aus Sparit, nesterweise auch aus Mikrit. Alle Komponenten sind stark mikritisiert, und gegen das Dach ist eine zunehmende Rekristallisation zu bemerken. Geopetal gefüllter Porenraum zwischen grossen, kaum gerundeten Bioklasten weist auf sehr seichte Ablagerungsverhältnisse im Schutze organisch gewachsener Strukturen hin. Zusätzlich treten darin ausgedehnte Riffschuttareale auf mit Korallen- und Hydrozoentrümmern aus der Bewegtwasserzone, die das Substrat für inkrustierende Algen und zahlreiche weitere Organismen bildeten. Die schlecht gerundeten und sortierten Komponenten am Muttenhubel und der Gummfluh dürften nicht allzuweit von einer Riffzone entfernt liegen.

Abgrenzung

Die Untergrenze der Gummfluh-MF ist nur an wenigen Profilen untersucht worden. Sie entwickelt sich aus der biopelsparitischen Pfad-MF oder der mikritischen Muttenhubel-MF (Kap. 7.2.6) durch eine rasche Korngrössenzunahme. In den Ridiges des Diemtigtales werden sie von den dasycladaceenreichen Biomikriten der Unteren Amsleregrat-MF (Kap. 7.2.7) abgelöst.

Verbreitung

Das Typusgebiet und die grösste Verbreitung der Gummfluh-MF liegt im Westen unseres Untersuchungsgebietes. In den übrigen Profilen der Rigides internes verzahnt sie sich als unscharf begrenzter Horizont mit der Unteren und Oberen Amsleregrat-MF. Am Niderhorn sind sie von Weiss (1949) als Korallenriffkalke bezeichnet worden. Die Feldaufnahmen von Dr. U. Furrer und das zugehörige Schliffmaterial (unpubl.) belegen, dass sie bis zur Simmenflue am Ausgang des Simmentals auftreten.

7.2.6 Muttenhubel-Mikrofazies

Diese von Weiss (1949, S. 282) als «dunkle, dichte, gebankte Kalke» bezeichneten Gesteine sind Biomikrite und Biopelmikrite mit Echinodermen. Die mächtige Serie reicht lateral vom Gummfluh-Gebiet bis ins Diemtigtal.

Die fossilarme Mikritabfolge wird von Aufarbeitungshorizonten mit Riffschuttkomponenten unterbrochen. Die Mikritmatrix ist oft rekristallisiert und zeigt stellenweise ein gesprenkeltes Aussehen. In Kathodenluminiszenz-Präparaten lässt sich diese Erscheinung auf feinsten Dedolomit zurückführen. Die Muttenhubel-MF schliesst intern an die Pfad-MF an. Sie entstand unter den Bedingungen der geschützten inneren Plattform und enthält gelegentliche Einlagerungen von Riffschuttkalken.

Abgrenzung

Die Muttenhubel-MF lieg im Süden des Untersuchungsgebietes, im Profil Nr. 43, transgressiv auf einem Konglomerat mit Trias-Komponenten und im Profil Nr. 41 auf einem quarzführenden Pelsparit des Stockenflue-Kalkes. Die Obergrenze, einerseits zur hangenden Gummfluh-MF im Westen und andererseits zur Unteren Amsleregrat-MF im Osten des Untersuchungsgebietes, ist fliessend. Die Mächtigkeit der Muttenhubel-MF beträgt bis zu 70 m.

Verbreitung

Die fossilarme Muttenhubel-MF baut den grössten Teil des Profils am Muttenhubel auf und bildet weiter westlich die Basis des Profils Pointes de Sur Combe (Nr. 42) und die Unterlage der Gummfluh-MF. Eine grosse Verbreitung erreicht sie in den Rigides des Diemtigtales. Im dazwischenliegenden Amsleregrat ist sie nur in ihren obersten Partien aufgeschlossen.

7.2.7 Untere Amsleregrat-Mikrofazies

Die Untere Amsleregrat-MF zeichnet sich durch massive und dickbankige, im Bruch hellbeige bis graue Kalke aus. Mikrofaziell handelt es sich um artenarme Dasycladaceen-Biomikrite mit *Clypeina jurassica* und *Campbelliella striata* und akzessorisch *Cayeuxia* sp., Bivalven, Gastropoden und Textularien. Zum gleichen Mikrofaziestyp rechnen wir Onkoid-Sparite mit gerundeten Mikritintraklasten, weil es dieselben Dasycladaceen-Fragmente sind, welche im Kern der mikritischen Onkoide vorkommen. Die sparitische Variation der Unteren Amsleregrat-MF geht auf zeitweise stärkere Wasserbewegung in einem Milieu lagunärer Kalkschlammsedimentation zurück. Auf einen sehr seichten Ablagerungsraum deuten fenestrale Strukturen hin, die mit hundezahnartigem Zement ausgekleidet und mit Karbonatsilt aufgefüllt sind.

Abgrenzung

Es liegen fliessende Übergänge vor: Die sparitische, ausgewaschene Variation der Unteren Amsleregrat-MF geht aus der bioklastischen Gummfluh-MF hervor, die mikritische Ausbildung leitet in die Obere Amsleregrat-MF über.

Verbreitung

Die Untere Amsleregrat-MF ist auf jene Schuppen beschränkt, die dem internen Teil der Karbonatplattform entstammen. In den Rigides des Diemtigtales folgt sie im Hangenden der Gummfluh-MF; in der lateralen Faziesanordnung erscheint sie intern des Gürtels bioklastischer Ablagerungen und weist auf einen ausgedehnten, geschützten, lagunären Bereich hin.

7.2.8 Obere Amsleregrat-Mikrofazies

Das seicht-lagunäre Milieu der Unteren Amsleregrat-MF mündet in meist dunkelgraue oder graubeige-fleckige Biomikrite mit wenigen Dasycladaceen und feinstem Schill. Ihr Gefüge wird durch Fenestralgefüge und Wühlspuren aufgelockert. Nahe der Obergrenze des Massivkalks enthalten sie kleine, authigene Feldspäte und Quarzkristalle. Dort treten als Besonderheit dieser Mikrofazies auch Chara-Oogonien auf; ihre Verbreitung wird im folgenden Abschnitt gesondert behandelt. Gleich wie die Untere Amsleregrat-MF kennt auch die Obere Amsleregrat-MF eine sparitische Ausbildung; sie ist aber feinkörniger und besteht aus intraklast- und ooidführenden Pelspariten.

In der Fossilarmut und den Fenestralgefügen, im Characeen-Horizont und der darauffolgenden, umfangreichen Schichtlücke liegen mehrere konvergierende Anzeichen für ein sehr seichtes Ablagerungsmilieu und beginnende Verlandung vor.

Abgrenzung

Die Obere Amsleregrat-MF entwickelt sich ohne deutliche Untergrenze aus den liegenden Dasycladaceen-Biomikriten. Die Hangendgrenze ist gleichzeitig Obergrenze des Massivkalks und bietet wegen der lithologischen Gegensätze zu den Couches rouges keine Probleme.

Verbreitung

Die Obere Amsleregrat-MF ist vom Ausgang des Diemtigtales bis zum Amsleregrat zu verfolgen. Weiter westlich wird sie von der bioklastischen Gummfluh-MF ersetzt (Fig. 7).

7.2.9 Der Characeen-Horizont

Die obersten 20 bis 30 m der Oberen Amsleregrat-MF werden von unregelmässig auftretenden Schichtfugen in 0,2 bis 5 m mächtige Bänke unterteilt. Neben der Zugehörigkeit zur gleichen Mikrofazies und der auffallenden Bankung stellt ein bloss 0,2–0,5 m mächtiger Horizont mit zahlreichen Characeen-Früchtchen das wichtigste Bindeglied dieser jüngsten Malmablagerungen dar. Er tritt häufig im unmittelbar Hangenden oder Liegenden einer markanten Schichtfläche auf. Typisch ist ferner die schmutzigbraune Bruchfarbe des Characeen-Horizontes und der umgebenden fossilarmen Mikrite und untergeordneten Oopelsparite im Unterschied zu der sonst beige- bis dunkelgrauen Oberen Amsleregrat-MF. Den Characeen beigesellt sind vereinzelte Dasycladaceen (Clypeinen), Ostrakoden, Gastropoden und Bivalven. In vielen Aufschlüssen erscheint im Liegenden des Characeen-Horizontes ein fast monospezifischer *Triloculina*-Wackestone. Einzelne Characeen-Früchtchen sind noch bis zu 10 m unter oder über dem eigentlichen Fossilhorizont anzutreffen. Im Innern enthalten sie Geopetalfüllungen des umgebenden, sehr feinkörnigen Mikrits, der daneben auch Wühlspuren und Fenestralgefüge ausfüllt.

Der Characeen-Horizont tritt generell in den obersten 10 m des Massivkalks auf, und seine laterale Ausdehnung reicht von der Simmenflue (Mitteilung Dr. U. Furrer; s. auch Fisch in Weiss, 1949) über die ganzen Rigides des Diemtigtales bis zum Amsleregrat (Fig. 6). Weiter im Westen verwehrte die marine Riffschutt-Fazies der Gummfluh-MF die Ausbreitung der Characeen.

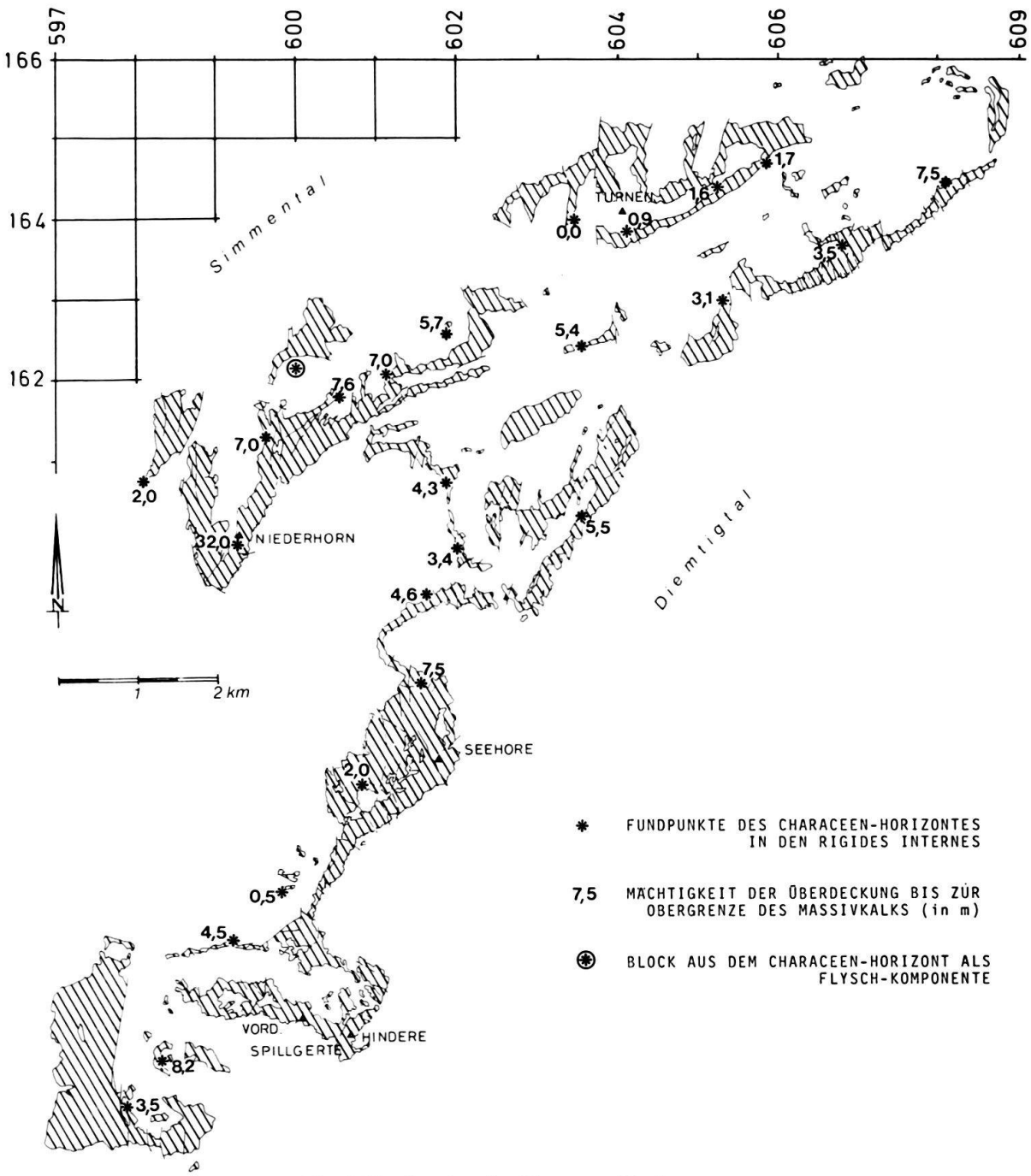


Fig. 6. Fundpunkte des Characeen-Horizontes.

In der Schuppe von Turnen–Pfaffen liegt der Characeen-Horizont nahe der Obergrenze (Fig. 6) oder bildet lokal gar den Abschluss des Massivkalks. Unter dem Niederhorn-Gipfel stellen wir hingegen eine plötzliche Zunahme der Massivkalk-Überdeckung auf 32 m fest, nachdem wir nur 1300 m weiter NE den Characeen-Horizont in normaler Position, d. h. 7 m unter der Obergrenze finden. Diesem raschen lateralen Mächtigkeitswechsel im obersten Massivkalk des Niderhorngebietes folgen nach den Darstellungen des regionalen Bearbeiters W. WEGMÜLLER (1953) in den hangenden Couches rouges sprunghafte Änderungen des Transgressionsalters, die er mit einer Bruchbildung am

Ende des Malm oder während der Kreidefestlandperiode erklärt. Von der nahe gelegenen Hinteren Bultschnerealp am NW-Fuss des Niderhorns hat bereits TSCHACHTLI (1941) ein Couches rouges-Transgressionskonglomerat beschrieben, welches auf engstem Raum rasch wechselnde, lückenhafte Verhältnisse aufdeckt. Im Anschnitt eines Fahrweges auf der Alp Unterer Bufal (Koord. 599.950/162.250/1690) steckt ein etwa 2 m langer Block des Characeen-Horizontes in Flyschschiefern, die wahrscheinlich zur Klippendecke zu zählen sind. Dieser Fundpunkt des Characeen-Horizontes trägt zur Annahme bei, dass im Niderhorngebiet synsedimentäre Verstellungen die Mächtigkeit der jüngsten Massivkalkablagerungen beeinflussten und gar zur Erosion führten.

In den übrigen Aufschlüssen zeigt der Characeen-Horizont jedoch eine grosse Beständigkeit in seinem Auftreten und widerspricht dadurch den Vorstellungen einer intensiven Zerteilung und Abtragung der Massivkalkoberfläche während der Unterkreide, wie sie z. B. von WEISS (1949, S. 175) geäussert werden.

7.2.10 Fazielle Entwicklung der Rigides

In diesem Abschnitt stellen wir die fazielle Entwicklung der Plattform anhand der Verbreitung der zuvor besprochenen acht Mikrofazies-Typen dar (Fig. 7). Die MF 1 bis 4 kommen in gleichartiger, korrelierbarer Abfolge in der Gastlosen-Kette und im Rübli–Dorfflüe-Massiv vor, die MF 5 bis 8 in den südlich anschliessenden Schuppen der Gummfluh, des Amsleregrates und der Rigides des Diemtigtales. Teilweise greifen die Mikrofazies-Typen über die tektonische Trennlinie der Rigides externes und internes hinweg (Fig. 5) und geben mit ähnlichen Ausbildungen zu erkennen, dass sie in das Gesamtbild einer rasch überfluteten und allmählich verflachenden Karbonatplattform gehören.

Mit der Transgression, die zur Ablagerung des sandigen Stockenflue-Kalkes führte, war die äussere Plattform zu Beginn des Malm zu einem einheitlichen Faziesraum geworden, wo sich bis zu 150 m mächtige, dunkle Kalke des tieferen Subtidals ablagerten (Pfad-MF). Die darin eingeschalteten grobdetritischen Horizonte stellen das fazielle Verbindungsglied zum südlich anschliessenden Flachwasserbereich der biodetritischen Gummfluh-MF dar. Das plötzliche Einsetzen von Schwebcrinoiden in den höheren Abschnitten der Pfad-MF markiert einen für die Korrelation mit den Plastiques wichtigen Leithorizont. Die Rindenkorn-MF im Hangenden der Pfad-MF zeugt von zunehmender Wasserbewegung. Diese Entwicklung setzt sich in den darauffolgenden hochenergetischen Ablagerungen des Gastlosen-Oolithes fort. Wie die Zementation vermuten lässt, liegt damit die Sedimentoberfläche, rezenten Beispielen zufolge (FLÜGEL 1978), in Wassertiefen von 2 bis 10 m, stellenweise sogar im Auftauchbereich.

Die Oolithe enthalten eine eingeschränkte, den instabilen Meeresböden angepasste Fossilgemeinschaft, worunter *Protopeneroplis trochangulata* einen gewissen Leitwert besitzt. Der Oolith-Gürtel ist im Westen breiter als im Osten und dehnt sich von der Gastlosen-Kette bis in das Rübli–Dorfflüe-Massiv aus. In seinem Hangenden beobachten wir eine getrennte Entwicklung: In der Gastlosen-Kette folgen die oolithischen Biomikrite der Wandfluh-MF. Ihre Mikritmatrix deuten wir als Zufuhr aus den lagunären Kalkschlammablagerungen der inneren Plattform. Im Rübli–Dorfflüe-Massiv finden wir eine ausgewaschene Varietät der Wandfluh-MF, die der rückwärtig anschliessenden bioklastischen Gummfluh-MF nahesteht. Vereinzelte Calpionellen in der oberen Partie

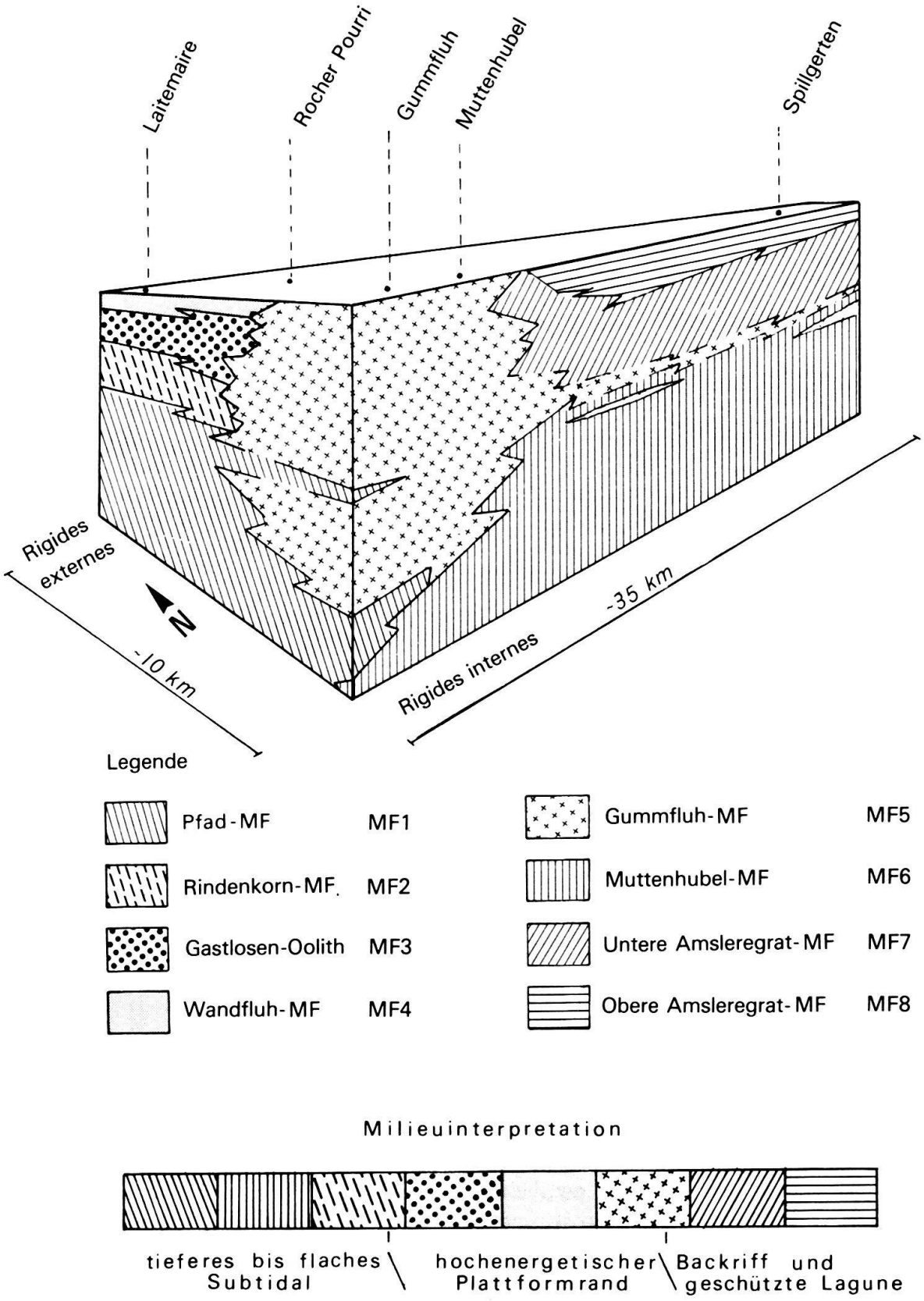


Fig. 7. Räumliche Verteilung der Mikrofaziestypen in den Rigides.

der Wandfluh-MF zeigen, dass beckenwärts eine Verbindung zu den Calpionellenkalken der Plastiques externes besteht.

Auf der inneren Plattform entstehen ausgeprägte Flachwasserablagerungen, die auch lateralen Faziesschwankungen unterworfen sind und im Saanenland schliesslich eine andere Entwicklung einschlagen als im Diemtigtal.

Im Gummfluh-Massiv, im Westen unseres Untersuchungsgebietes, beginnt der Massivkalk mit Ablagerungen des tieferen Subtidals, die faziell der Pfad-MF gleichzustellen sind. Im Osten schliesst sich vom Muttenhubel bis ins Diemtigtal in gleicher stratigraphischer Position die Muttenhubel-MF an, eine fossilarme, monotone Abfolge grauer echinodermenspätiger Biomikrite, die im Diemtigtal etwa die untersten 120 m des Massivkalks einnehmen. Darüber stellt sich die bioklastische Gummfluh-MF ein, die über die ganze innere Plattform hinweg bis in das Gummfluh-Massiv verfolgbar ist. Dort schwillt sie zu grösserer Mächtigkeit an und hält bis ins Dach des Massivkalks an. Es handelt sich um eine fossilreiche Riffschutt-Fazies der Bewegtwasserzone. Auf dem Muttenhubel haben wir Korallenstöcke gefunden, die als Fleckriffe angesehen werden können. Am Amsleregrat und in den Rigides des Diemtigtales folgen über der Gummfluh-MF bis gegen 150 m mächtige lagunäre Ablagerungen. Sie beginnen mit den dasycladaceenreichen und onkolithischen Biomikriten und Biospariten der Unteren Amsleregrat-MF («Clypeinenkalke» von WEISS 1949). Daraus geht die faunenarme, stellenweise monospezifisch aus *Clypeina* oder *Campbelliella* zusammengesetzte und schliesslich fast sterile Obere Amsleregrat-MF hervor («Dunkle, fleckige Kalke» von WEISS). Ihre seichten Kalkschlammablagerungen werden von einigen Aufarbeitungshorizonten unterbrochen; im übrigen widerspiegelt ihr Fossilinhalt anormale Salinitätsverhältnisse, die im Dach der Oberen Amsleregrat-MF im Characeen-Horizont besonders ausgeprägt sind und das bevorstehende Trockenfallen ankünden.

7.3 *Lithostratigraphie der Plastiques internes*

Am Innenrand des Beckens überlagern sich in der Schichtreihe vom Unteren Jura bis in die Kreide die Ausbisslinien von lithologischen Einheiten der Becken- und Plattformfazies in einer relativ schmalen Zone und stecken damit die dem Subbriançonnais und Briançonnais entsprechenden Faziesbereiche ab. Dieser Übergang behauptet sich über die ganze Schichtreihe und erfährt keine grundlegenden Verschiebungen. Hier verzahnt sich der Zoophycos-Dogger des subsidierenden Beckens mit der Langel-Serie der südlich anschliessenden Schwellenzone. Im Malm wurde in den Plastiques internes auffallend wenig Sediment abgelagert. Sein Ablagerungsmilieu deutet auf einen steilen Beckenrand.

Diese lithologischen Übergänge haben das tektonische Scharnier an der Grenze zwischen Plastiques und Rigides festgelegt. In den ausdünnenden und auskeilenden Serien und Faziesablösungen der Plastiques internes wechselt der Baustil von der Falten- zur Schuppentektonik. Die Elemente dieser an und für sich schon schmalen und geringmächtigen Zone wurden zum Teil von höheren Decken überfahren und sind unter der Simmentaler Flyschmulde begraben. Die Plastiques internes bieten deshalb ein lückenhaftes Bild.

Den besten Querschnitt durch die Plastiques internes vermittelt die Klus von Boltigen (Fig. 8a). Im Mittelabschnitt unseres Untersuchungsgebietes sind die Beobachtungsmöglichkeiten auf ein dünnes Massivkalk-Band im Südschenkel der Mt.-Cray-Kette be-

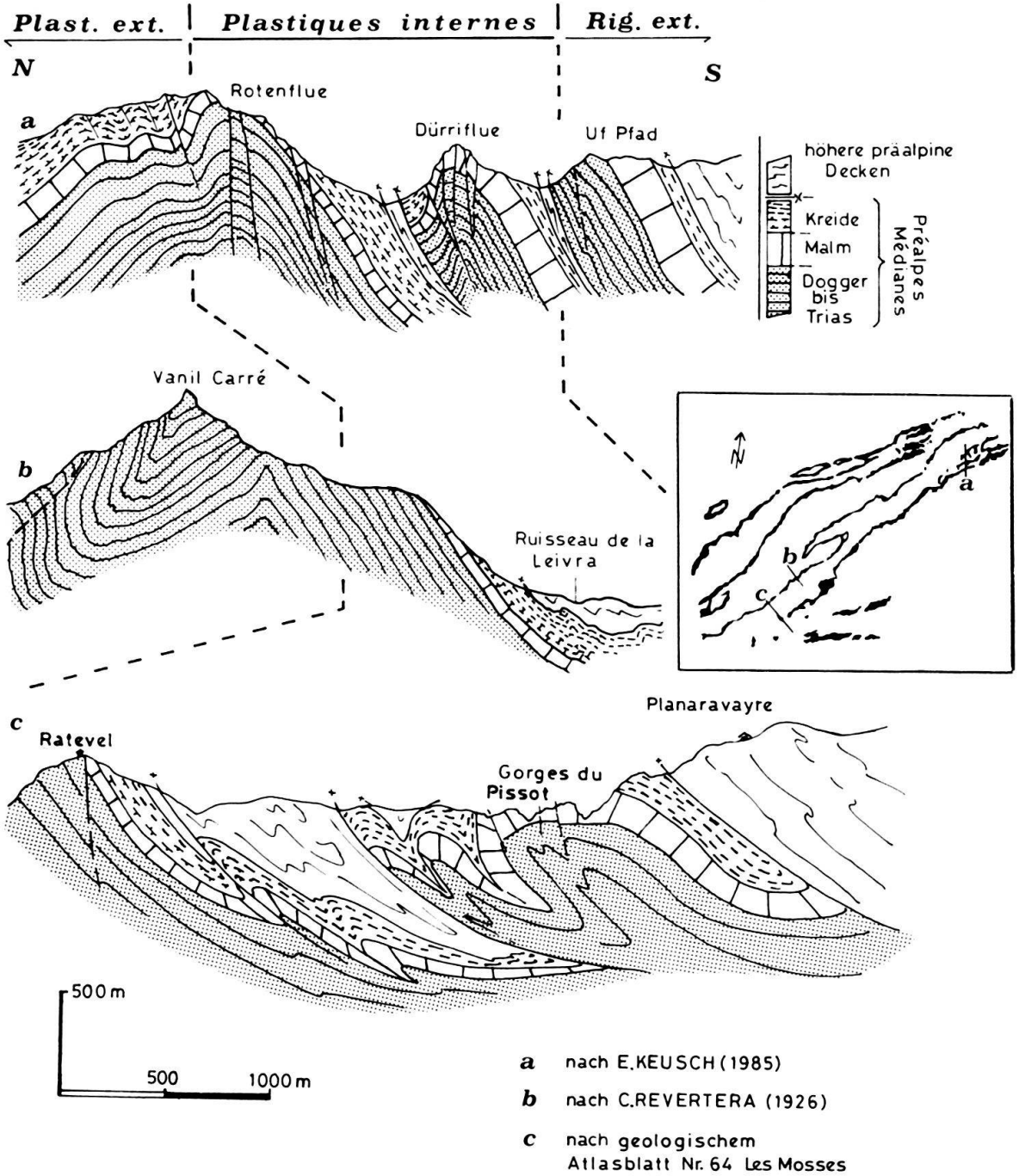


Fig. 8. Querprofile durch die Plastiques internes.

schränkt (Fig. 8b). Zusammen mit der westlichen Fortsetzung dieses Massivkalk-Bandes gewähren Gewölbeaufbrüche am Oberlauf des Hongrin und der Torneresse (Gorges du Pissot) schliesslich wieder einen breiteren Einblick in die Plastiques internes (Fig. 8c).

7.3.1 Lithologie

Die Lithologie der Plastiques internes versuchen wir aus der Überlagerung und Vermischung aberranter Randfaziestypen des Beckens und der Plattform darzustellen

und verzichten soweit wie möglich darauf, diesen Ablagerungsraum mit neuen, lokal begrenzten Einheiten zu belegen.

Die meisten Aufschlüsse dieser Zone stehen schon den Plastiques externes nahe, Resedimente spielen jedoch eine untergeordnete Rolle. Die Mikrofazies der südlichen Plastiques internes (Holzerhorn–Dürriflue, Gorges du Pissot) lehnt sich schon an die Rigides externes an, aber anstelle der dort übereinanderliegenden Mikrofaziestypen 1 bis 4 treffen wir häufig eine Mischung derselben an (Fig. 8c; Tafel 6).

Eine individuelle Mikrofazies, die sich nicht länger als eine Randerscheinung der Nachbargebiete darstellen lässt, entwickeln die Plastiques internes erst im Dach der Serie: Sie entwickelt sich aus der liegenden Mischfazies von schlecht sortierten bioklastischen Oopelspariten und -mikriten durch das Hinzutreten von gerundeten oder eckigen Intraklasten und von Calpionellen. Diese sind, bedingt durch den detritischen Charakter dieser Mikrofazies, nicht sehr zahlreich und stecken entweder in mikritisierten Ooiden oder in den erwähnten Intraklasten. Ihre Assoziationen sind manchmal nur durch Aufarbeitung und Vermischung aufeinanderfolgender Biozonen zu erklären.

In mikritischen Partien kann ferner ein brecciöses Aufreissen des bereits verfestigten Sediments beobachtet werden, woraus eckige, von Calcitadern durchschwärmte Komponenten hervorgegangen sind. Diese Mikrofazies wird höchstens 5 m mächtig und beschränkt sich auf die Dachpartie des Massivkalks. Sie ist besonders am Innenrand der Plastiques internes, wo das Neocom fehlt, zu beobachten, macht sich aber auch mit intraformationellen Geröllhorizonten in der kontinuierlichen Schichtreihe des Subbriançonnais bemerkbar (Fig. 9).

Auf die Aufarbeitung von Calpionellen während der Unterkreide hat schon GISIGER in einer Arbeit von 1968 hingewiesen.

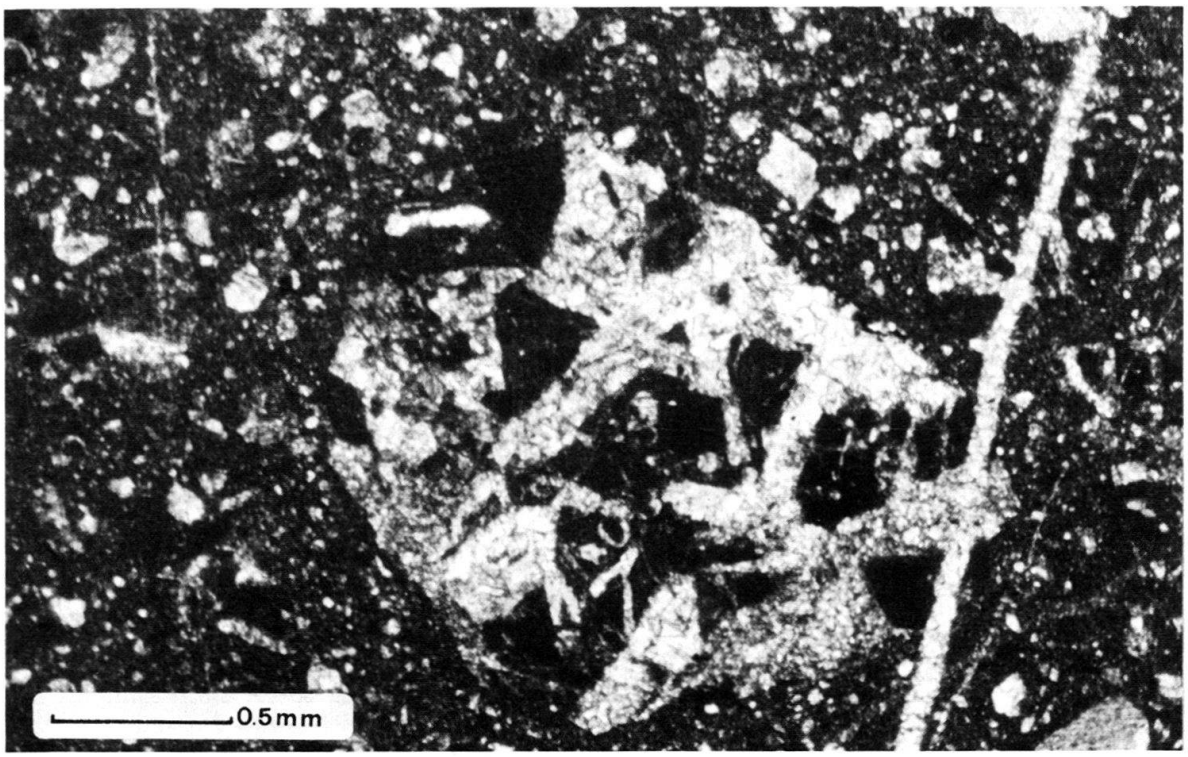


Fig. 9. Mikrofazies der Massivkalk-Serie im Dach der Rigides internes mit Calpionellen in breccierten Intraklasten.

7.3.2 Fazielle Entwicklung und Interpretation

In diesem Abschnitt werden repräsentative Profile der Plastiques internes besprochen. Ihre mutmassliche Stellung in einem Querschnitt durch den Ablagerungsraum der Plastiques internes ist in Figur 10 dargestellt.

Drei aufeinanderfolgende Profile im Boltiger Querschnitt (Fig. 8a) vermitteln, im Scheitel und Südschenkel des Langel-Gewölbes bei Rotenflue und der südlich anschliessenden Schuppe von Holzerhorn–Dürriflue, einen Übergang vom Becken zur Plattform. In dieser Richtung nehmen die Resedimente drastisch ab.

Im Scheitel des Langel-Gewölbes (auf Rotenflue) besteht der knapp 40 m mächtige Massivkalk zur Hauptsache aus Resedimenten, welche im proximalen Bereich einzuordnen sind. Es liegen undeutlich abgegrenzte und amalgamierte, schlecht organisierte Breccien vor. Deren Mikritintraklaste sind teilweise so gross, dass sie im Handstückbereich homogene Mikrite vortäuschen, sofern nicht die sie begrenzenden Spalten angeschlagen werden, die mit kalkarenitischer Grundmasse gefüllt sind. Gleich wie in den Plastiques externes führen die Resedimente im oberen Teil der Serie mehr Biodetritus und Ooide und sind wegen des breiteren Korngrössenspektrums besser gradiert. Im Dach wird die Calpionellenkalk-Mikrofazies durch kalkarenitische Resedimente lange zurückgehalten und macht sich nur sporadisch bemerkbar.

Im Südschenkel des Langel-Gewölbes (Profil Nässliflue, Nr. 25) reduzieren sich die Resedimente auf vereinzelte 0,2 bis 3,5 m mächtige gradierte Breccien, darunter die «Brèche à Silex» an der Basis des Profils. Vorherrschend sind beigegraue pelmikritische, nesterweise pelsparitische Kalke. Sie werden durch leicht gewellte Schichtfugen im Abstand von etwa einem halben Meter gegliedert. Die Äquivalente des knolligen Normalsediments im Becken bleiben hinter der dickbankigen Erscheinung verborgen und geben sich nur in ihren mikrofaziellen Merkmalen zu erkennen. In der Mikrofauna sind Lenticulinen besonders häufig.

In der Profilspur des Holzerhorns wurden keine Resedimente angetroffen. Entweder passierte der Plattformschutt diese Zone ohne Ablagerung oder aber in Durchlässen, die ausserhalb des Profils an der Westflanke des Holzerhorns gelegen sind. Der Massivkalk besteht aus hellgrauen Pelmikriten mit mikritisierten Ooiden von etwa 0,2 mm Durchmesser. Grösse und Anteil der Ooide nehmen gegen oben zu, bis schliesslich im obersten Drittel des Profils 0,3 bis 0,6 mm grosse Ooide zu 15–35% vertreten sind. Da die Mikrofauna vorwiegend aus pelagischen Formen besteht, sind die Ooide als von der Plattform abgeschwemmte Komponenten zu betrachten. In der Holzerhorn–Dürriflue-Schuppe fehlt das Neokom, so dass der Massivkalk direkt von den oberkretazischen Couches rouges überlagert wird. Eine Probe aus seiner Dachpartie westlich der Klus besteht aus einem gelbbeigen Mikrit mit braunen Flecken, die sich unter dem Mikroskop als Intraklaste eines intraformationell aufgelösten Oopelmikrits zu erkennen geben. Dieser ist mit der Wandfluh-Mikrofazies der Rigides externes vergleichbar. Die Ähnlichkeit wird durch Calpionellen unterstrichen, die hier wie dort im obersten Massivkalk vereinzelt vorkommen; ein Unterschied liegt in der gröberen und stark bioklastischen Ausbildung der eigentlichen Wandfluh-MF.

Im Westen unseres Untersuchungsgebietes (Fig. 8b und c) gehören zu den Plastiques internes ein im Streichen verfolgbares Massivkalk-Band in der Kette des Mt. Cray und unzusammenhängende Aufschlüsse im rückwärtigen Teil. Das Massivkalk-Band legt sich

als Südabdachung über das Gewölbe des Zoophycos-Doggers von Dorénaz unter dem Vanil Carré. Die Mächtigkeit beträgt hier bloss 30–35 m und ist die geringste im ganzen Untersuchungsgebiet.

Die Profile Nr. 19–23 zeigen eine gleichbleibende Entwicklung: Der Massivkalk beginnt mit einem dünnen, auf einzelne Bänke beschränkten grüngrauen Knollenkalk mit zahlreichen korrodierten Ammoniten und Belemniten, der von Kalkareniten und Feinbreccien überlagert wird. Über diesem knapp 2 m mächtigen basalen Abschnitt scheinen die Resedimente auszusetzen. Es folgen durch wellige Schichtfugen undeutlich gebankte beige Biomikrite mit Radiolarien und Protoglobigerinen und ab 10–20 m über der Basis auch mit Saccocomen und Filamenten. Diese Kalke sind bei näherer Betrachtung teilweise in intraformationelle Breccien aufgelöst, wobei die Matrix aus gleichartigem Mikrit besteht wie die Komponenten. Rund 30 m über der Basis setzen die Calpionellen ein. Die Mikrofazies der Calpionellen-Kalke wird rasch durch kalkarenitische Schüttungen von Plattformmaterial verdrängt.

Westlich der Saane setzt sich diese Aufschlusszone über La Chaudanne und Planachaux in gleichbleibender Ausbildung fort: Biomikritische Kalke mit pelagischer Mikrofauna, die bereits der Pfad-MF ähnlich sind, weisen teilweise das Gefüge intraformationeller Breccien auf; Resedimente mit Plattformschutt hingegen wurden nicht abgelagert. Die biostratigraphischen Bezugshorizonte der Saccocomen und Calpionellen liegen nur wenige Meter über der Basis und zeigen vergleichsweise geringe Sedimentationsraten an. Am Übergang in die hangenden neokomen Fleckenkalke sind in der Kette des Mt. Cray die schon von GISIGER (1968) beschriebenen calpionellenführenden Intraklaste zu beobachten.

Im südlich von Planachaux liegenden Profil Les Frassis (Nr. 27) bildet der Stockenflue-Kalk die Unterlage des hier schon rund 100 m mächtigen Massivkalks. Dieser wird wie in der Holzerhorn–Dürriflue-Schuppe von Oberkreide überlagert. Wir finden die gleiche, allerdings durch einen offenmarinen Einfluss gedämpfte und in reduzierter Mächtigkeit zusammengedrängte mikrofazielle Entwicklung wie in den Rigides externes. Allerdings ist die Pfad-MF feinkörniger und reicher an Lenticulinen, Globochaeten und Saccocomen, und im obersten Drittel des Profils verschmelzen die Mikrofaziestypen 2 bis 4 der Rigides externes zu biodetritischen Oopelmikriten. Im Dach treten Calpionellen auf, die in mikritisierten Ooiden eingeschlossen und vermutlich umgelagert sind (Tafel 2, Fig. 7).

Aufgrund der Profilaufnahmen scheinen die Plastiques internes am Ostrand unseres Untersuchungsgebietes teilweise noch zum proximalen Ablagerungsgebiet der Resedimente zu gehören, während sie weiter westlich nur vereinzelte intraformationelle Breccienhorizonte aufweisen (Fig. 10). Diesem Verteilungsmuster könnte eine unterschiedliche Morphologie des Beckenrandes zugrunde liegen. Im Osten, im Boltiger Querschnitt, bildet der Dogger der Schwellenzone und der Aussenrand des Mytilus-Beckens die Unterlage des Massivkalks in Slope-Fazies; der Beckenrand wurde also im Malm nach Süden verlagert. Weiter westlich ist demgegenüber eine Verkürzung des Beckenquerschnittes zu beobachten, indem der Massivkalk am Aussenrand der Plastiques internes auf der Formation calcaréo-argileuse liegt.

Der Ablagerungsraum der Plastiques internes lag ausserhalb der seichten Plattform und des sie umgebenden Riffschuttgürtels in tieferem Wasser, aber noch oberhalb des Akkumulationsgebietes der Breccien und Kalkarenite, welche im tieferen Becken so

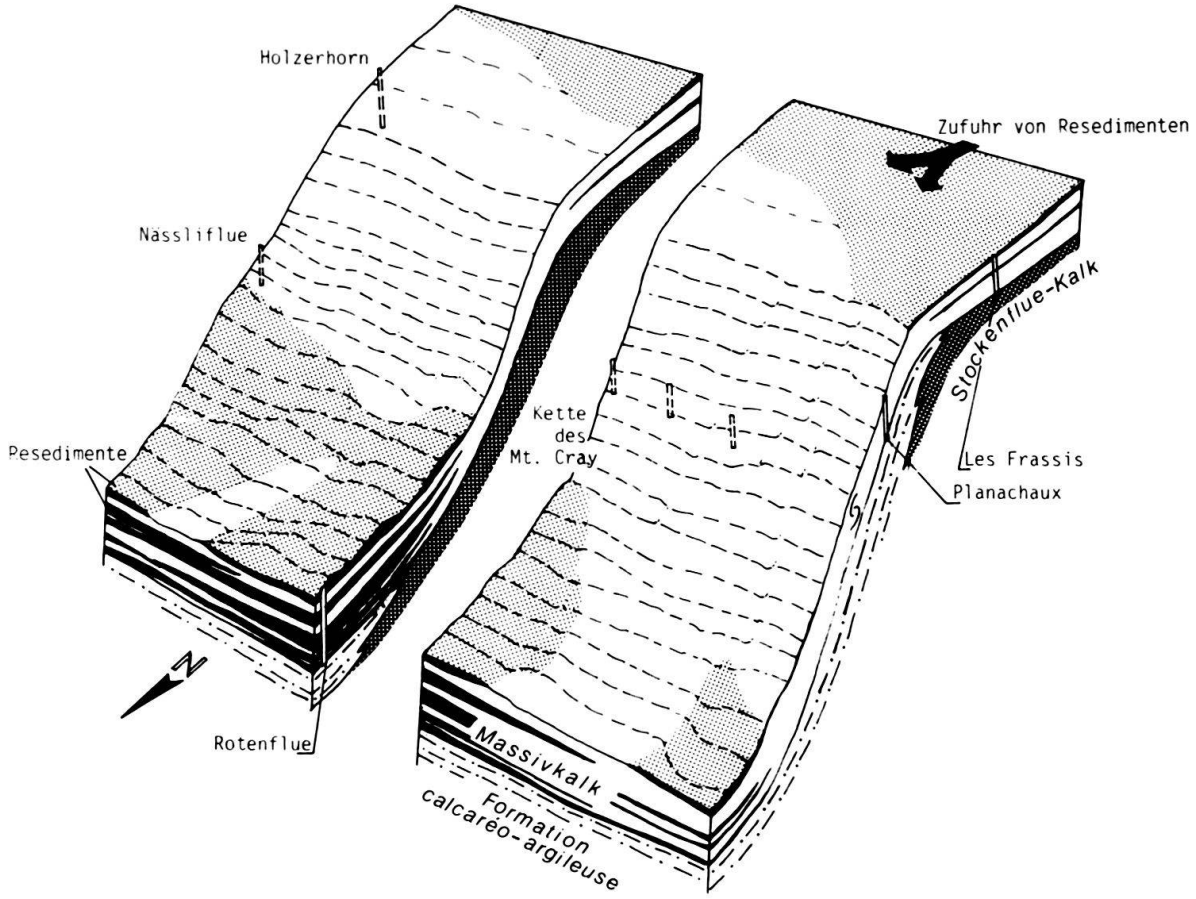


Fig. 10. Querprofile durch den Ablagerungsraum der Plastiques internes.

zahlreich auftreten. Diese sind fast spurlos über den Raum der Plastiques internes hinweggegangen und gelangten erst an ihrem Aussenrand zum Absatz.

Wir interpretieren die Plastiques internes als «By-pass-Slope». In unseren Profilaufnahmen fanden wir keine Anzeichen für ein stabiles Verteilersystem mit fixen Kanälen. Mit einer solchen Vorstellung ist auch die Verteilung der Resedimente im Becken unvereinbar (siehe Kapitel 7.4).

Wir vermuten, dass Schuttströme, die in die anthigen Ablagerungen der Rigides externes gelegentlich eingeschaltet sind, den Plattformrand an einer beliebigen Stelle überspülten. Die anthigen «Slope»-Ablagerungen wurden dadurch überlastet und sind zusammen mit dem Plattformmaterial ins Becken abgeglitten. Die geringe Gesamtmächtigkeit des Massivkalks am Slope wäre demzufolge durch häufige Abgleitbewegungen und Umlagerungen an einem recht steilen Plattformabhang zustande gekommen. Hier liegt das Liefergebiet der mikritischen Intraklaste der Breccien in den Plastiques externes. Die Instabilität der «Slope»-Ablagerungen ist in situ an den aufgelockerten Gefügen und intraformationellen Breccien sichtbar, z. B. im Südschenkel der Mt.-Cray-Kette.

Südlich dieses steilen Beckenrandes deutet die Mischfazies mit den Rigides externes auf einen sanfteren Anstieg zum Flachwasserbereich. Erst an der Wende zur Kreide gelangten die jüngsten calpionellenführenden Massivkalkablagerungen entlang des Plattformrandes teilweise in den Bereich der Erosion, verursacht durch die Hebung der

Briançonnais-Plattform. In der Folge blieb der Südteil der Plastiques internes bis in die Oberkreide sedimentfrei.

7.4 Lithostratigraphie der Plastiques externes

Unsere Gliederung des Massivkalks in den Plastiques externes beruht auf 20 Profilaufnahmen, die indessen stratigraphisch teilweise unvollständig sind.

Die Unterscheidung von anthigen und allothigen Ablagerungen wurde erstmals von SPICHER (1965) auf den Massivkalk angewandt und als Wechsellagerung von hemipelagischen Beckensedimenten mit Trübestromablagerungen interpretiert. Die Wechsel zwischen anthigenem Sediment und Resedimenten schufen deutlich gebankte Abfolgen. Im ersten Teil des Kapitels 7.4 behandeln wir die Entwicklung der anthigenen Beckenablagerungen, im zweiten Teil die Resedimente und die Veränderungen ihrer Zusammensetzung.

7.4.1 Anthigene Beckensedimente: Knollenkalke und Schichten von Albeuve

Die anthigenen Beckensedimente sind im Massivkalk mehr oder weniger knollig ausgebildet. Namentlich der basale Abschnitt des Massivkalks besteht in den Plastiques externes aus einer Wechsellagerung von Kalkmergeln mit dünnen, höckrig-welligen Kalkbänken aus durchschnittlich nussgrossen Radiolarienmikrit-Knollen. Dieser Abschnitt ist bisher als gesonderte Kartiereinheit dargestellt worden, die je nach Autor Knollenkalk, Calcaire noduleux, Couches noduleuses oder grumeleuses, Calcaire concretionné oder Argovien genannt wurde. Die Mächtigkeit des Knollenkalks nimmt von rund 50 m am Aussenrand der Plastiques externes auf wenige Meter in den Ketten des Mt. Cray und von Hochmatt–Kaiseregg ab. Als Hangendgrenze des Knollenkalks gilt der Wechsel zu dickbankigen Kalken, bedingt durch gehäuft auftretende Resedimente. Dadurch reduzieren sich die anthigenen Sedimente auf geringmächtige Einschaltungen und das knollige Gefüge äussert sich nur noch in kalkreicheren Flecken und welligen Schichtflächen.

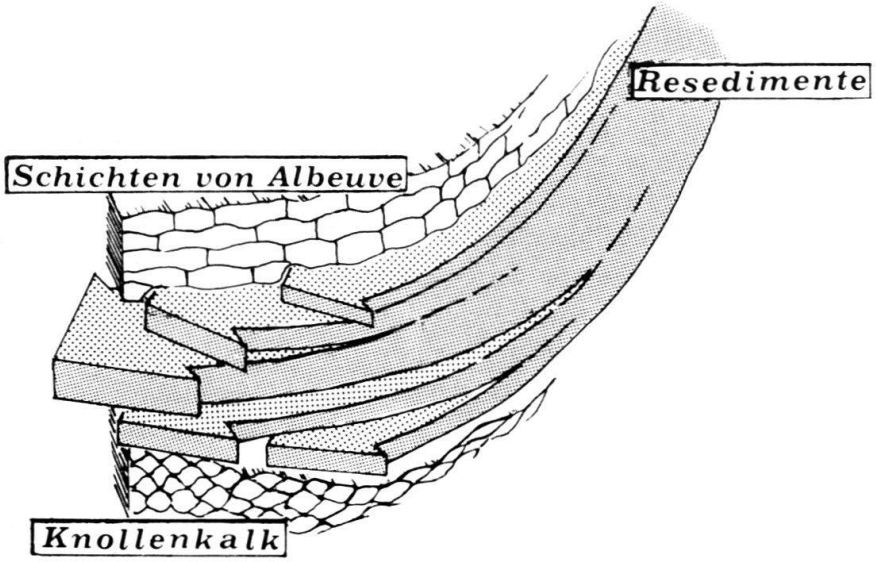


Fig. 11. Verteilung von knolligem Normalsediment und Resedimenten.

Mit dem Abklingen der Resedimentaktivität im oberen Malm taucht die Lithofazies der Knollenkalke erneut auf. Ähnlich wie an der Basis des Massivkalks treten die Knollenkalke in grösster Mächtigkeit und deutlichster Ausprägung in den externen Faltenzügen auf.

Bereits WEISS (1949, S. 107) hat die regionale Ausdehnung und Korrelierbarkeit einer «Serie grünlicher und mergeliger Knollenkalke ... vor allem im Greyerzerland» im oberen Klippenmalm erkannt und hat sie Serie von Albeuve genannt (Kap. 7.1); wir bezeichnen sie als Schichten von Albeuve. Sie sind kalkreicher als der Knollenkalk an der Basis. Der Tongehalt zeichnet mit diffusen Schlieren ein weitständiges Knollengefüge ab, das die 10 bis 20 cm mächtigen Kalkbänke in faust- bis kopfgrosse, linsig geformte Knollen aufgelöst hat. Auf den welligen Schichtflächen sind cm-dicke, grauschwarze und grüne, blättrige Tonhäute angereichert. In dieser Ausbildung sind die Schichten von Albeuve auch von SCHWARTZ-CHENEVART (1945, S. 97) beschrieben worden. Typisch sind ferner blaugrüne und dunkelgraue wolkige Verfärbungen auf beigegrauen Bruchflächen und zahlreiche dünne Schalenreste, die meist auf juvenile Ammoniten zurückgehen. Die Schichten von Albeuve besitzen zudem eine charakteristische Mikrofazies, welche Korrelationen mit den Plastiques internes zulässt, wo das knollige Gefüge fehlt.

Im Übergang vom Massivkalk zum Neokom verschwindet die Knollenkalk-Lithofazies innerhalb weniger Meter. Darauf begrenzen ebene Schichtflächen die beigen und hellgrauen, durchschnittlich etwa 10–25 cm mächtigen Kalkbänke der Calpionellenkalke. Auf ihren dichten, glatten Bruchflächen fallen im Handstück nur calcitisierte -

Fig. 12. Steinbruch Gorge de l'Evi (Profil Nr. 2). Oberste Partie des Massivkalks mit Schichten von Albeuve (SA) zwischen Resedimentbänken (R) und Calpionellenkalken (CK).

kalke. Auf ihren dichten, glatten Bruchflächen fallen im Handstück nur calcitisierte Radiolarien und seltene dünnschalige Lamellibranchier und Cephalopoden auf.

Mikrofazies

Bei den anthigenen Beckenablagerungen handelt es sich durchgehend um Biomikrite, deren Karbonatgehalt meist über 98% liegt. Der unlösliche Rückstand besteht fast nur aus Illit (die IK-Werte streuen von 5–8) oder Quarz, der aber nicht detritischer Herkunft ist, sondern konkretionär als Silex auftritt und sich vermutlich von den Radiolarien herleitet.

Im Knollenkalk macht sich die inhomogene Zusammensetzung bis in den Schliffbereich bemerkbar. Die Knollen sind feinbioklastische und gelegentlich feinpelletierte Wakkestones mit Radiolarien, Protoglobigerinen, Globochaeten, Filamenten und seltenen Schwammnadeln. In der mergeligen Grundmasse ist der feinkörnige Biodetritus zwischen den tonigen Rückständen der Stylolithe angereichert und wird teilweise durch Lösungssäume beschnitten. Im Mittelabschnitt des Massivkalks bestehen die nur noch undeutlich knollig ausgebildeten anthigenen Ablagerungen aus fossilarmen Biomikriten mit Wühlgefüge. Protoglobigerinen sind nur noch selten anzutreffen, dagegen erscheinen etwa ab Mitte Malm Schwebcrinoiden.

Die makroskopisch mikritischen Schichten von Albeuve überraschen durch ihre bioklastische, teilweise komponentengestützte Mikrofazies (Tafel 3, Fig. 7). Sie wird von *Saccocoma* dominiert; dazu kommen Radiolarien, Calcisphären und Globochaeten. Foraminiferen sind u. a. mit Lenticulinen und Spirillinen vertreten, Makrofossilien mit dünnschaligen Lamellibranchiern und reichlich Aptychen und juvenilen Cephalopoden. Zuoberst in den Schichten von Albeuve treten ausserdem Chitinoidellen auf (Tafel 4, Fig. 13). Ihre kleinen, dunklen Chitingehäuse werden beim Mikroskopieren leicht übersehen. Unmittelbar im Hangenden beginnen die Calpionellenkalke, in denen Calpionellen rasch zum häufigsten biodetritischen Bestandteil aufrücken (Tafel 3, Fig. 8), begleitet von Saccocoma, Calcisphären und Globochaeten, schliesslich auch von Nannoconi.

Abgrenzung

Das charakteristische anthigene Sediment des Massivkalks ist ein knolliger Biomikrit. Dagegen betrachten wir deutlich pelletierte, mit unbestimmbar feinem Biodetritus durchsetzte Kalke als feinkörnige Resedimente. Sie zeichnen sich meist schon durch bräunliche Gesteinsfarbe aus. Die Unterscheidung von «anthigenem» Normalsediment und «allothigenen Resedimenten fällt in der Mikrofaziesanalyse leichter als in der sedimentologischen Interpretation. Wir neigen dazu, die knollige Textur des Normalsediments als Fliesstextur zu betrachten, d. h. als zum Stillstand gekommenes Sedimentkriechen von Kalkschlamm an submarinen Böschungen mit Übergängen zu Rutschungen von grösserer Reichweite bis hin zu turbulenten Massentransporten. Tatsächlich findet man bei der Bestandesaufnahme in manchen knolligen Horizonten einzelne Lithoklaste semilithifizierter Plattformkalke (Fig. 13). In unseren Profilaufnahmen haben wir diese Knollenkalk-Horizonte gleichwohl zum Normalsediment gerechnet, um dadurch die Wechsellagerung mit Resedimentbänken herauszustellen. Eine restriktivere Auslegung des Begriffs «anthigen» vertritt WINKLER (1977; s. auch in PLANCHEREL 1979, S. 161–162). Bei

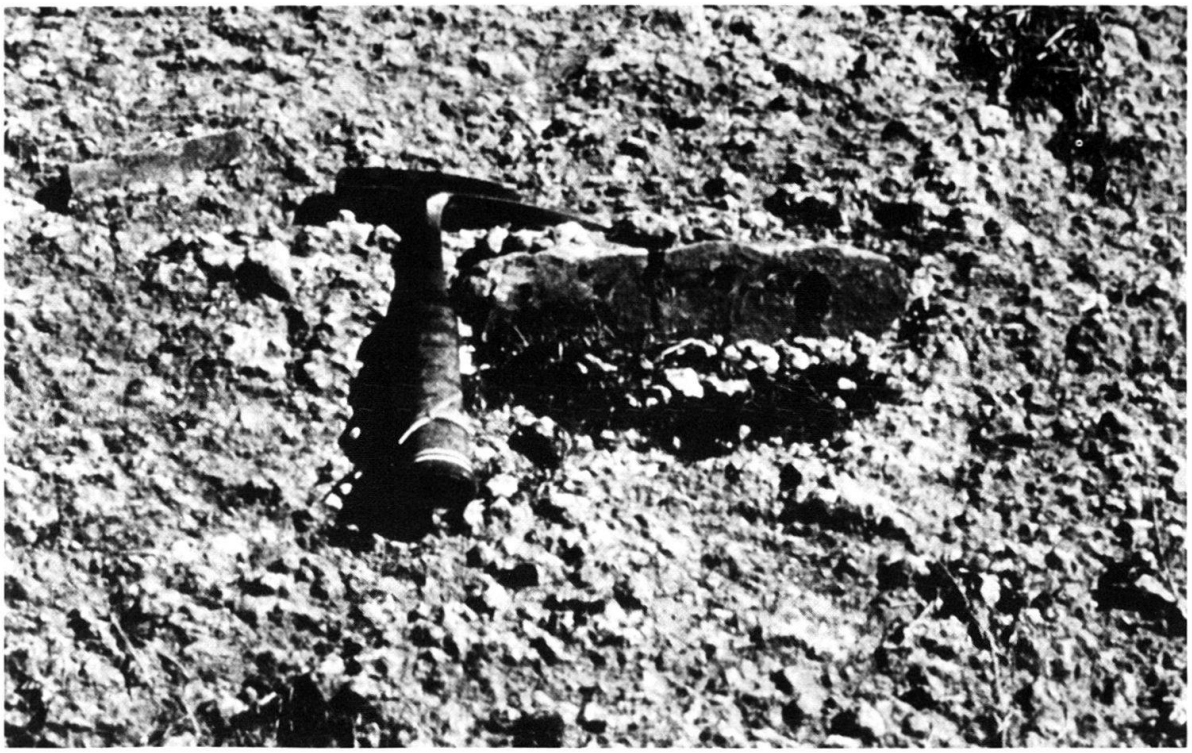


Fig. 13. Sandiger Kalkarenitblock (?Dogger) im Knollenkalk. Tremetta.

WINKLER stehen Knollenkalk s.l. und «calcaire pseudonoduleux» für intraformationelle Breccien.

Die Entstehung des Knollenkalks wird in der Literatur als kumulative Einwirkung verschiedener physikalischer und biogener Prozesse dargestellt, die während der Diagenese eine zunehmend inhomogene Verteilung von Kalk und Ton bewirken (JENKYNS 1974, BOURBON 1980, ELMI 1981, NEUMANN et al. 1980, OGG 1981) – beispielsweise Subsolution unterhalb der Aragonit-Lysocline oder fleckenhaft einsetzende und durch Wühltätigkeit gesteuerte Zementation. In der späten Diagenese wird die knollige Textur durch Kompaktion und Drucklösung noch verstärkt. Ein Indiz für die frühe Entstehung von Knollen im Massivkalk liefern die Breccien der Plastiques externes. Wir nehmen an, dass die Knollen schon frühdiagenetisch vorlagen und den erodierenden Resedimenten am Slope als vorgeformte Intraklaste einverleibt wurden.

Die Entstehung des Knollenkalks in der Klippendecke diskutieren auch HOMEWOOD & WINKLER (1977). Neben der Interpretation der Knollenkalke als Subsidenzanzeiger – entstanden unterhalb der Aragonit-Lysocline – erwägen sie auch eine vorwiegend diagenetische Entstehung durch Kalklösung entlang Mikrostylolithen während der Kompaktion. Darüber hinaus ziehen sie auch übergeordnete paläoozeanographische Faktoren in Betracht.

Altersmässig und in der tektonischen Stellung äquivalente Knollenkalke der Westalpen hat BOURBON (1980) bearbeitet. Er betrachtet die Neigung des Meeresbodens an Schwellenrändern und seismische Erschütterungen als wichtigste Ursachen für die Entstehung der Knollenkalk-Textur.

Verbreitung

Die anthigenen Ablagerungen umfassen den kleineren Teil der Gesamtmächtigkeit des Klippenmalm in den Plastiques externes. Ihr Anteil ist um so geringer, je näher der Aufschluss bei den Rigides liegt.

So bilden die Schichten von Albeuve an ihrer Typlokalität, in der Gorge de l'Evi (WEISS 1949; siehe auch Fig. 12), am Aussenrand der Plastiques externes, einen knapp 10 m mächtigen Schichtstoss. Am Innenrand des Beckens reduzieren sie sich auf vereinzelte wellige Bänke oder verbergen sich in grobbankigen Kalken, und wir erkennen sie nur noch dank ihrer typischen Mikrofazies.

7.4.2 Resedimente

Bankung, Schichtmächtigkeiten und Sedimentstrukturen

Der Massivkalk der Plastiques externes besteht zum überwiegenden Teil aus Resedimenten. Die einzelnen Profile enthalten über hundert Schüttungen, die in deutlicher Bankung mit dem Normalsediment wechsellagern. Zur Abgrenzung der einzelnen Schüttungen eignet sich der Korngrössenvergleich. Die Gradierung ist bereits in wenigen cm mächtigen Kalkareniten so ausgeprägt, dass sich die Korngrössen an der Basis und im Dach einer Bank klar unterscheiden. Andererseits treten im Gefolge grober Schüttungen dünnbankige Kalkarenitsequenzen auf, in welchen über die Bankgrenzen hinweg eine ungebrochene Korngrössenabnahme festzustellen ist; dort sind Bankfugen nicht primäre Schichtgrenzen, sondern diagenetisch entstandene, aber sedimentär bereits in der Parallellamination angelegte Drucklösungsflächen innerhalb mächtiger Schüttungen. Brüske Korngrössenabnahmen – meist am Übergang von brecciösen zu kalkarenitischen Abschnitten – führen wir auf Dichteunterschiede in den Schuttströmen oder auf die Verfügbarkeit im Liefergebiet zurück. In sprunghaften Korngrössenzunahmen an tiefverzahnten Stylolithen manifestiert sich Amalgamation. In den Zyklen ist generell eine direkte Abhängigkeit zwischen Bankmächtigkeit und maximaler Korngrösse der vom Trübestrom aufgearbeiteten Intraklaste festzustellen. Die mächtigsten Breccienhorizonte (gegen 12 m) enthalten in basalen Abschnitten dm-grosse Intraklaste; meistens bleiben aber die Mächtigkeiten unter der 10-m-Marke, und die Intraklaste sind im Durchschnitt kleiner als 5 cm. Beträgt die Bankmächtigkeit weniger als 50 cm, so überwiegt die Kalkarenitfraktion, und die grössten Intraklaste (bis etwa 3 cm) beschränken sich auf den basalen Abschnitt.

Die Gradierung ist das deutlichste Indiz für «Gravity-flow»-Ablagerungen. Weitere Merkmale sind in allodapischen Kalken bekanntlich schlecht entwickelt (MEISCHNER 1964). Die deutlichsten Sedimentstrukturen treten im Profil Tremetta auf: Der unterste, Intraklast führende Abschnitt der Resedimente kann als T_a-Intervall des Bouma-Zyklus angesprochen werden (Tafel 1, Fig. 4). Die Korngrössenabnahme erfolgt in der Regel unstetig. Wir beobachten Korngrössensprünge und Geröllschnüre bis in die Feinfraktion (Tafel 1, Fig. 3). Unter günstigen Anwitterungsverhältnissen sind in der Kalkarenitfraktion Parallellamination und «convolute bedding» zu sehen, welche den Bouma-Intervallen T_b–T_d entsprechen (Tafel 1, Fig. 4 und 2). Auf den klar hervortretenden Sohlflächen

fehlen Bodenmarken. Anstelle kontinuierlicher Übergänge in das Normalsediment besitzen die meisten Resedimentbänke deutliche Obergrenzen, die durch Bioturbationspisten und Drucklösung zusätzlich hervorgehoben werden (Tafel 1, Fig. 2).

Gute Aufschlüsse bieten neben Tremetta die Steinbrüche Gorge de l'Evi (Profil Nr. 2) und Le Brésil (Profil Nr. 9) und der nur von karger Vegetation bedeckte Massivkalk am Aufstieg zum Vanil Noir.

Die Bankflächen sind im allgemeinen ebenflächig und im Aufschlussbereich durchlaufend. Linsig auskeilende Rinnenfüllungen sind selten und am ehesten zwischen den Knollenkalken an der Basis der Serie anzutreffen.

In Slumphorizonten wird der untere Teil von matrixgestützten, schlecht organisierten Breccien eingenommen, die durch verbogene Schichtpakete mit Silexlagen und stellenweise durch starke Klüftung auffallen (Tafel 1, Fig. 1 und 6). Die Gradierung ist erst in der Dachpartie entwickelt.

Zusammensetzung der Resedimente

Neben den Sedimentstrukturen weist auch die Zusammensetzung auf die allothigene Stellung der Resedimente in den Beckenablagerungen hin. Im umgelagerten Material sind alle Faziesbereiche von der inneren über die äussere Plattform zum Schwellenrand vertreten. Ausser an der Basis des Malm – wo wir aufgearbeitete semilithifizierte Doggerkomponenten finden – wurde nur gleichaltriges Material ins Becken geschüttet. Von der Karbonatplattform stammt der grösste Teil des Biodetritus. Der Plattformrand steuerte mit Pelsparit- und Mikritfragmenten bedeutende Mengen von Intraklasten bei. Aufgelöste Schlammgerölle bilden zusammen mit dem Abrieb des mikritisierten Biodetritus die Grundmasse. Fliessende Übergänge lassen die Umrisse der Intraklaste oft kaum erkennen. Im weiteren ist die Identifikation der Komponenten durch die verbreitete Drucklösung an Kornkontakten erschwert. Im resultierenden enggepackten Gefüge verbleibt nur wenig Raum für Zement aus grobkristallinem, einphasigem Calcitsparit (Tafel 1, Fig. 5).

Die proportionalen Anteile der verschiedenen Faziesbereiche und Komponentengruppen zeigen aber im Laufe der stratigraphischen Entwicklung doch einige wichtige Veränderungen:

An der Basis der Serie treten zwischen den basalen Knollenkalken vorwiegend aus Intraklasten zusammengesetzte Breccien auf («brèche monogénique», Gisiger 1967; «brèche type b» bei Spicher 1965 und Andrey 1974). Ihre Elemente bestehen vorwiegend aus Radiolarienmikrit und sind durch Drucklösung eng miteinander verbunden (Tafel 1, Fig. 5).

Daneben treten über der Basis die in der Folge vorherrschenden typischen Massivkalk-Breccien mit breiterem Komponentenspektrum auf. Anfänglich ist der Biodetritus noch schwach vertreten, so dass auf das intraklastreiche gradierte Intervall unvermittelt die pelletierte Kalkarenitfraktion folgt. Wir interpretieren diesen Krongrössensprung weniger als hydraulischen Effekt des Ablagerungsprozesses sondern als Ausdruck der erst spärlich besiedelten Plattform. Im mittleren Teil der Serie erfolgt dann mit der Ausbreitung von Dasycladaceen und inkrustierenden Kalkalgen eine rasche Diversifikation der Bioklaste. In der Kette Vanil Noir–Hochmatt–Kaiseregg sind im Mittelabschnitt

der Profile mächtige, dünnbankige Kalkarenitsequenzen zu erwähnen, die nur von wenigen Breccien unterbrochen werden. Es dürfte sich dabei um umgelagertes Material der Pfad-MF handeln. Darüber sind in der Kalkarenitfraktion zunehmend Ooide enthalten, was mit dem vorrückenden Oolith-Gürtel auf der äusseren Plattform in Verbindung steht.

Als besonderer Resedimenttyp erscheinen zwischen den Schichten von Albeuve hellgraue, mit glasklarem Sparit zementierte Kalkarenite oder Feinbreccien mit einzelnen Glaukonitkörnern. Sie gleichen den Turbiditen des Neokoms, die zusätzlich durch Peloide (z. T. stark mikritisierte Bioklaste), Echinodermen und kleine Intraklaste charakterisiert sind.

Im obersten Malm klingen die bioklastischen Schüttungen ab. Die mächtigsten Resedimenthorizonte im Calpionellen führenden obersten Massivkalk sind wie an der Basis intraformationelle Breccien mit Mikritintraklasten.

Ablagerungsprozesse, Korrelationsmöglichkeiten

Die Resedimente des Préalpes médianes plastiques dokumentieren verschiedene «Gravity-flow»-Prozesse, beginnend mit Rutschpaketen über hochkonzentrierte «Debris flows» bis zu turbulenten Trübeströmen. Am Innenrand des Beckens enthalten die Resedimente viel Grobfraktion, und die Gradierung ist nur mangelhaft ausgebildet. Mit wachsender Entfernung von der Plattform nimmt der Organisationsgrad zu.

Für den Malm können wir ein extern gelegenes Liefergebiet von Plattformmaterial ausschliessen – im Unterschied zum Dogger, wo von einer externen Schwelle Quarzporphyrgerölle ins Becken gelangten (FURRER 1979), und zum Neokom, wo sich erneut ein Liefergebiet ausserhalb des heutigen Erosionsrandes der Klippendecke bemerkbar machte (BOLLER 1963). Unter dieser Schwelle stellen wir uns eine persistierende Hochzone vor, die jedoch im Malm vermutlich so tief unter Wasser lag, dass sich keine Plattformfazies entwickeln konnte. Möglicherweise stammen die mächtigen Slumphorizonte im Profil Tremetta aus dieser Schwellenzone.

Obschon in den Plastiques externes die Schüttungen nicht beckenweit verfolgbar sind, können abschnittsweise Anhäufungen von Resedimenten in gleicher Profilhöhe festgestellt werden. Die Zusammensetzung aufeinanderfolgender Schüttungen variiert zuwenig, um markante Leithorizonte auszubilden. Eine Ausnahme bildet der Aufarbeitungshorizont mit Silex- und Doggerkomponenten an der Basis («Brèche à Silex»).

Die mächtigsten intraformationellen Breccien und Slumps liegen überall im unteren Teil der Serie; die jüngeren Breccien verteilen zusammen mit zahlreichen feinkörnigeren Schuttströmen das bioklastische Plattformmaterial über das Becken.

Im Profilvergleich zeichnen sich keine vom Plattformrand ausgehenden stationären Schüttungszentren oder Verteilsysteme ab. Andererseits schliessen wir wegen fehlender Korrelierbarkeit der Profile eine vorwiegend beckenparallele Transportrichtung aus.

Aus der Vertikalabfolge ist auch kein Trend zu «fining-» oder «thickening-upward»-Zyklen abzulesen. Wir glauben deshalb, dass sich die Resedimente des Massivkalks nicht in das Modell eines stabilen Turbidit-Schuttfächers einordnen lassen, und stellen uns ein Liefersystem mit zahlreichen seitlich überlappenden Schuttzungen vor, die vom Plattformrand ausgegangen sind (Fig. 10).

8. Biostratigraphische Gliederung

Die ersten Bemühungen um eine Gliederung des Klippenmalm mit Hilfe von Mikrofossilien gehen auf SCHWARTZ-CHENEVART (1945) und WEISS (1949) zurück. Inzwischen haben zahlreiche Untersuchungen auf Karbonatplattformen mikropaläontologische Zonierungen erarbeitet. In Dünnschliffen wurden hauptsächlich Foraminiferen und Dasycladaceen auf ihren Leitwert untersucht. Wegen der Faziesabhängigkeit dieser Fossilgruppen besitzen solche Zonierungen meist nur eine regional beschränkte Gültigkeit, und

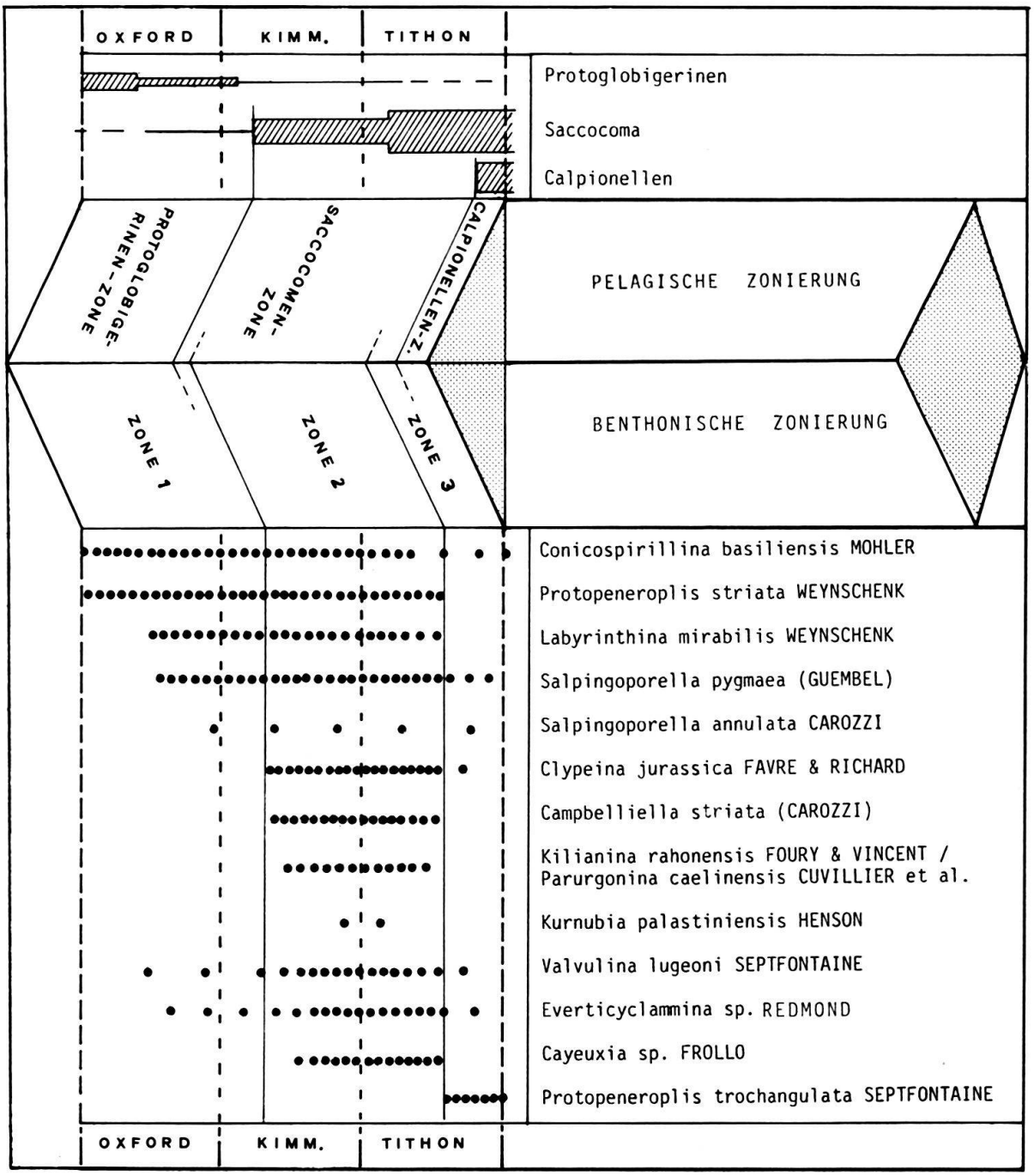


Fig. 14. Verbreitungstabelle der massgebenden Mikrofossilien und Beziehung zwischen benthonischer und pelagischer Zonierung in den Préalpes médianes.

ihre vertikale Verbreitung umfasst in vielen Fällen nur einen Bruchteil des weltweiten Auftretens.

Um die Ermittlung des Leitwerts mesozoischer Mikrofossilien bemühen sich die in jüngerer Zeit publizierten Arbeiten von HOTTINGER (1971), BASSOULET & FOURCADE (1979), SEPTFONTAINE (1981) und BASSOULET et al. (1978), die Anspruch auf Gültigkeit in der mediterranen Tethys erheben.

Die Fossilgemeinschaft des Klippenmalm umfasst nur einen Teil der aus dem Oberjura bekannten Leitformen. Es fehlen beispielsweise die agglutinierenden Grossforaminiferen *Alveosepta* und *Anchispirocyclina*, vermutlich weil es ihnen an geeignetem siliziklastischem Substrat mangelte.

Wir stellen zwei Zonierungen nebeneinander. Die erste beruht auf pelagischen Mikrofossilien, die andere auf Dasycladaceen und Foraminiferen des Flachwasserbereichs.

Zum Lebensraum der pelagischen Mikroorganismen gehörte mit gewissen Einschränkungen auch die äussere Plattform.

Andererseits gelangten die benthonischen Formen mit Resedimenten von ihrem angestammten Lebensbereich auf der Karbonatplattform ins tiefere Becken. Wir können deshalb an den Profilen der Plastiques und der Rigides externes die pelagische und die benthonische Zonierung zugleich anwenden und sie direkt miteinander in Beziehung setzen (Fig. 14). Die Beobachtung der benthonischen Formen in den Resedimentbänken besitzt ferner den Vorteil, dass die ökologischen Schranken zwischen den Lebensräumen verschiedener Spezies in den umgelagerten Assoziationen dahinfallen. Zudem sind die Dasycladaceen und Foraminiferen in den Resedimenten in der Regel besser erhalten als in den rekristallisierten und deformierten Plattformkalken.

8.1 Zonierung mit pelagischen Mikrofossilien

Die pelagische Zonierung umfasst drei Zonen und beruht von unten nach oben auf der Abfolge von Protoglobigerinen, Saccocomen und Calpionellen (Fig. 14).

Protoglobigerinen-Zone

Die ersten Protoglobigerinen mit ihren kugeligen, im Durchmesser rasch zunehmenden Kammern erscheinen im Dach des Stockenflue-Kalkes (vgl. SEPTFONTAINE 1983, Tafel X/3, 4; Abbildungen aus dem Kondensationshorizont von Wildenberg). Mit den ersten Massivkalk-Ablagerungen verbreiten sie sich über den ganzen Ablagerungsraum. Die Obergrenze der Protoglobigerinen-Zone definieren wir mit dem massenhaften Auftreten von Saccocomen. In stark verringerter Zahl können die Protoglobigerinen darüber hinaus bis ins Tithon beobachtet werden.

Saccocomen-Zone

Die Reste von Saccocomen oder Schwebcrinoiden gehören im unteren Teil des Massivkalks zu den Nebengemengteilen, bis sie etwa in der Mitte der Serie oder bereits etwas tiefer plötzlich massenhaft auftreten; die Häufigkeit steigert sich noch in den Schichten von Albeuve. Die Saccocomen verleihen den frischen Bruchflächen einen feinspätig-filamentösen Aspekt. Dadurch ist die Untergrenze der Saccocomen-Zone schon im Feld

leicht festzulegen. Am deutlichsten ist sie in den Rigides externes sichtbar; sie fällt dort in die graubraunen Biopelmikrite der Pfad-MF. In den Beckenablagerungen der Plastiques externes sind die Schwebcrinoiden in den Feinanteilen der Resedimente vorerst häufiger als im authigenen Sediment, bis sie in den Schichten von Albeuve überhandnehmen. Dort ist auch eine starke Zunahme von Calcisphären und Radiolarien zu beobachten. Die Obergrenze der Saccocomen-Zone kündigt sich lithologisch mit einem Wechsel zu dichten Kalken an, ist jedoch nur mit mikroskopischen Untersuchungen festzulegen und mit der Ablösung durch die Calpionelliden definiert.

Calpionellen-Zone

Den ersten Calpionelliden der Crassicollaria-Zone (ALLEMANN et al. 1971) gehen die in der Gehäuseform verwandten aber aus einer dunklen chitinösen Substanz bestehenden *Chitinoidella* DOBEN in einer Assoziation mit *Saccocoma, Cadosina malmica,* Globochaeten und Radiolarien voraus. Die Crassicollaria-Zone erreicht nur geringe Sedimentmächtigkeit; die Grenze zu der Calpionella-alpina-Zone ist in vielen Profilen durch Resedimente überlagert.

Die Untergrenze der Calpionellen-Zone wurde nicht in allen Profilen erreicht. In den Rigides externes und Plastiques internes erschwert die für Calpionellen ungeeignete Mikrofazies (Wandfluh-MF und Aufarbeitungshorizonte) die Festlegung der Untergrenze.

8.2 Zur chronostratigraphischen Bedeutung der vorgeschlagenen Zonierung mit pelagischen Mikrofossilien

Die Untergrenze der Protoglobigerinen-Zone fällt nahezu mit der Basis des Massivkalks zusammen, deren stratigraphische Einstufung in Kapitel 5.2 behandelt wird.

Die massenhafte Ausbreitung der Saccocomen, welche den nächsthöheren Bezugshorizont festlegt, ist auch aus anderen Oberjura-Vorkommen bekannt und fällt nach Literaturangaben (z. B. CRESCENTI 1971 oder FENNINGER & HOLZER 1972) ins Kimmeridgien. In der Literatur fehlen jedoch Bezugspunkte zur Ammonitenstratigraphie.

Den zuverlässigsten stratigraphischen Horizont dieser Zonierung liefern die ab Obertithon vorkommenden Calpionelliden. Allerdings konnten sie sich nur in den Plastiques externes ungehindert ausbreiten. In den neritischen Plattformablagerungen des obersten Malm ist diese Fossilgruppe nur selten anzutreffen, sodass sich die Untergrenze der Calpionellen-Zone in den Plastiques internes und Rigides externes nicht genau festlegen lässt.

8.3 Zonierung mit benthonischen Mikrofossilien

Wie die pelagische führt uns die benthonische Zonierung zu einer Dreiteilung der ganzen Serie. Wir definieren die benthonischen Zonen aufgrund von Fossilgemeinschaften und ziehen es deshalb vor, sie mit Nummern zu bezeichnen statt nach Indexfossilien zu benennen (Fig. 14).

Zone 1

An der Basis ist die Mikrofauna und -flora des Massivkalks kaum diversifiziert. Unter den spezifisch bestimmbaren Foraminiferen ragen die mehrschichtig-dickwandigen *Pro-*

topeneroplis striata WEYNSCHENK und *Conicospirillina basiliensis* MOHLER hervor (Tafel 4, Fig. 8). Beides sind Durchläufer ohne Leitwert; *P. striata* ist bereits in den Resedimenten des Doggers häufig, und *C. basiliensis* wird von SEPTFONTAINE (1977) aus dem Oberen Teil des Stockenflue-Kalkes («Calcaire graveleux») genannt und reicht in der Klippendecke bis mindestens ins Berriasien (ISENSCHMID 1979).

Im Malm neu hinzutretende Mikrofossilien sind *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK 1951 und *Salpingoporella pygmaea* (GÜMBEL) 1891 (Tafel 4, Fig. 4, 9, 14). Die damit definierte Zone 1B führt noch weitere, allerdings seltene Dasycladaceen: *Salpingoporella annulata* CAROZZI 1953 (Tafel 4, Fig. 7), die im Malm der Klippendecke nur spärlich vertreten ist, und einzelne Exemplare von *Pseudocymopolia jurassica* (DRAGASTAN 1968 emend. ELLIOTT 1970) und *Uragiella* sp. PIA 1925), die Dr. M. Conrad, Genève, in einem Dünnschliff des Profils «in den Löchern», Nr. 14, bestimmte.

Die Mikrofossilgemeinschaft der Zone 1B ist sonst arm an bestimmbaren Formen, und gut identifizierbare Schnittlagen sind selten, so dass die Festlegung der Grenze zwischen den Zonen 1A und 1B nicht überall möglich ist.

Zone 2

Die Untergrenze der Zone 2 ist schon im Aufschluss zu erkennen. Indirekt mit den kurz zuvor einsetzenden Saccocomen (Kap. 8.1) oder durch die direkte Beobachtung der zahlreichen *Clypeina jurassica* FAVRE & RICHARD 1927 mit der Lupe. Überhaupt erscheint eine Fülle von Mikroorganismen und verleiht der Zone 2 ein breites Spektrum. Neben *C. jurassica* treten bei den Algen neu *Campbelliella striata* (CAROZZI) emend. BERNIER 1974 und *Cayeuxia* FROLLO 1937 auf (Tafel 4, Fig. 3, 5). Die Dasycladacee *Triploporella* cf. *karabiensis* MASLOW 1958 ist nur mit einem Einzelfund aus Profil Ptes de Sur Combe, Nr. 41, vertreten und wurde von Dr. M. Conrad bestimmt (Tafel 4, Fig. 6).

Unter den Foraminiferen der Zone 2 sind als neue Formen *Kilianina rahonensis* FOURY & VINCENT 1967 und *Parurgonina caelinensis* CUVILLIER, FOURY, PIGNATTI-MORANO 1968 zu nennen. Es fällt jedoch schwer, die beiden Spezies auseinanderzuhalten. Zwar werden sie in der Literatur, z. B. von HOTTINGER (1971) oder BASSOULET et al. (1978) nebeneinander erwähnt, von AZEMA et al. (1977) auch abgebildet. Eine gegenüberstellende Taxonomie unternimmt SEPTFONTAINE (1981). Er unterscheidet zwischen durchgehend trochospiral angeordneten, sehr niedrigen Kammern bei *Parurgonina* und einem uniserialen Adultstadium bei *Kilianina* und vermutet einen gemeinsamen Stamm bei den Valvulinen. Diese diagnostischen Merkmale lassen sich jedoch in unserem Material kaum erkennen. Hingegen weisen die Pfeiler und Wülste am Aussenrand einer labyrinthischen Zentralzone einen für das Genus *Kilianina* typischen dreieckigen Querschnitt mit apexseitiger Basis auf (Tafel 4, Fig. 10, 12).

Eine häufige Foraminifere der Zone 2 ist *Everticyclammina* REDMOND 1964. Grobe karbonatische Agglutinantia lassen die alveoläre Wandstruktur nur undeutlich erkennen. Ein diagnostisches Merkmal bilden die tangential am inneren Umgang anliegenden Septen. Wir nehmen an, dass *Everticyclammina* sp. von früheren Bearbeitern des Klippenmalm als «*Pseudocyclammina* sp.» bezeichnet worden ist (siehe PUGIN 1951, VON DER WEID 1961, SPICHER 1965, PAGE 1969, ANDREY 1974), wohl zurückgehend auf WEISS (1949), der über *Pseudocyclammina lituus* YABE & HANZAWA 1926 schreibt (S. 106). «... diese kann schon etwas tiefer auftreten, ist aber vor allem im Clypeinenniveau

vertreten.» *Pseudocyclammina* sp. mit ihren breitschultrigen, runden Querschnitten und dicker Alveolärschicht haben wir jedoch nur selten angetroffen.

Gleichfalls selten ist im Malm der Klippendecke – im Unterschied zu gleichaltrigen Plattformkarbonaten der mediterranen Tethys – *Kurnubia palastiniensis* HENSON 1948. Wir fanden nur vereinzelte Exemplare in der Assoziation der Zone 2, die vornehmlich durch Algen beherrscht wird, vor allem durch *C. jurassica*. Bruchstücke dieser Grünalge mit mehreren aufeinanderfolgenden Wirteln wurden in einer schützenden onkolithischen Umhüllung bis in die Plastiques externes verfrachtet (Tafel 4, Fig. 2). Ebenfalls häufig und meist mit *C. jurassica* vergesellschaftet ist *Campbelliella striata* (CAROZZI) emend. BERNIER 1974. Ferner gehören in die Assoziation der Zone 2 auch die bereits früher aufgetretenen *S. pygmaea* und *S. annulata*. Eine grosse Rolle spielen daneben die Cyanophyceen: *Cayeuxia* FROLLO 1937, *Tubiphytes* sp. (Tafel 4, Fig. 11), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI) und weitere inkrustierende Algen wie *Bacinella* sp. und *Lithocodium* sp. sowie Onkoidbildner, welche die Indexfossilien der Zone 2 meistens umhüllen (Tafel 4, Fig. 1, 2, 10).

Zone 3

In der Zone 3 ist eine deutliche Verarmung der Mikrofossilgemeinschaft festzustellen, aber die obere Verbreitungsgrenze jener Spezies, die den Reichtum der Zone 2 ausmachten, ist wegen der stärkeren Mikritisierung der Bioklaste auf der Plattform und nachlassender Resedimentaktivität im Becken schwer auszumachen. In unseren Proben tauchen noch vereinzelte *C. jurassica* auf und etwas häufiger *S. pygmaea*, welche somit von der Zone 1B bis in die Zone 3 vorkommt.

Indexfossil der Zone 3 ist die von *Protopeneroplis striata* abstammende *Protopeneroplis trochangulata* SEPTFONTAINE 1974 (Tafel 4, Fig. 15). Sie erscheint in den Rigides externes im Gastlosen-Oolith und in der Wandfluh-MF sowie umgelagert in den hellgrauen, glaukonitführenden Resedimenten, die mit den Schichten von Albeuve wechsellagern.

Die Assoziation der Zone 3 geht in die meist feinbioklastischen Resedimente mit schlecht erhaltener Mikrofauna des Neokoms über, ohne dass dabei neue benthonische Leitformen auftreten würden.

8.4 Chronostratigraphische Bedeutung der Zonierung mit benthonischen Mikrofossilien

Wir haben bereits einleitend festgestellt, dass die Verbreitung der Foraminiferen und Dasycladaceen faziesabhängig ist und diese deshalb keine verlässlichen Leitfossilien zur Stufengliederung des Malm darstellen.

Das gilt bereits für die Dasycladaceen der Zone 1B. Die nur selten auftretende *Salpingoporella annulata* ist in anderen Vorkommen vom Bathonien bis Valanginien bekannt. *Salpingoporella pygmaea* reicht nach JAFFREZO (1980) vom Unteren Oxfordien bis ins Berriasien, die Untergrenze ihres Vorkommens liegt jedoch im Massivkalk deutlich höher.

Die stratigraphische Verbreitung von *Clypeina jurassica* erstreckt sich nach BASSOULET et al. (1978) vom Unteren Kimmeridgien bis ins Mittlere Berriasien. Im Klippenmalm liegt die Untergrenze ihres Vorkommens nur wenig höher als die massenhafte Ausbreitung der Saccocomen, welche nach Literaturangaben ebenfalls ins Kimme-

ridgien fallen soll. Die Oxfordien/Kimmeridgien-Grenze liegt also vermutlich unterhalb dieser beiden Leithorizonte, und die reiche Assoziation der Zone 2 umfasst hauptsächlich das Kimmeridgien. Die einander sehr ähnlichen Foraminiferen *Kilianina* und *Parurgonina* sollen eine unterschiedliche stratigraphische Verbreitung besitzen: Nach BASSOULET & FOURCADE (1979) und SEPTFONTAINE (1981) reicht *Kilianina rahonensis* nicht über das Kimmeridgien hinaus, während *Parurgonina caelinensis* vom Oxfordien bis Tithon vorkommt. Der stratigraphische Leitwert steht jedoch unseres Erachtens erst fest, wenn die taxonomischen Unstimmigkeiten geklärt sind. Das Indexfossil der Zone 3, *Protopeneroplis trochangulata,* erscheint nach der Originalarbeit von SEPTFONTAINE an der Jura/Kreide-Grenze. BASSOULET & FOURCADE (1979) setzen die Untergrenze dieser Spezies schon etwas tiefer, im Obertithon an. Wir beobachten die ersten *Protopeneroplis trochangulata* in Resedimenten zwischen den Schichten von Albeuve, d. h. vor dem Auftreten der ersten Calpionellen. *P. trochangulata* dürfte also bereits ab Mittlerem. evtl. Unterem Tithon vorkommen.

Die benthonische Zonierung ist ausser von den paläoökologischen Bedingungen auf der Karbonatplattform auch von den Transportprozessen abhängig. Im unteren Teil der Serie setzen sich die Resedimente vor allem aus Intraklasten vom Slope und der äusseren Plattform zusammen, und die Ausbeute an leitenden Dasycladaceen und Foraminiferen ist bescheiden. Die reiche Assoziation von Flachwasserbewohnern der Zone 2 ist bedingt durch die rasch aufeinanderfolgenden und vielfältig zusammengesetzten Resedimente. Jäh setzt darauf ein Rückgang der Resedimente ein, was eine Verarmung der Fossilgemeinschaft zur Folge hat.

8.5 Beziehungen zwischen pelagischer und benthonischer Zonierung

Wir unterscheiden in beiden biostratigraphischen Gliederungen drei aufeinanderfolgende Zonen, wobei nur die mittleren Zonen (Zone 2 und Saccocomen-Zone) ganz innerhalb des Massivkalks liegen, während die Verbreitung der Faunenelemente der übrigen Zonen nicht streng an die lithologischen Einheit des Massivkalks gebunden ist. Daher wird nur die Beziehung zwischen der Ober- und Untergrenze der Saccocomen-Zone und der Zone 2 besprochen (Fig. 14). Nur wenige Meter über dem massenhaften Auftreten der Saccocomen erscheint *Clypeina jurassica,* mit deren Auftreten die Untergrenze der Zone 2 festgelegt ist. Das Auftreten von Schwebcrinoiden und resedimentierten Clypeinen kann von den Plastiques bis in die noch ausreichend tiefe Pfad-MF der Rigides externes verfolgt werden.

Die Obergrenzen der Saccocomen-Zone und der Zone 2 sind schwieriger zu verknüpfen. Die fazielle Entwicklung drängte die leitenden pelagischen Indexfossilien ins Becken zurück und unterband gleichzeitig die Anlieferung der Dasycladaceen und Grossforaminiferen durch Resedimente. Zur Korrelation müssen deshalb lithofazielle Gesichtspunkte herangezogen werden. Schon WEISS (1949) musste gleich argumentieren. Er schreibt (S. 112):

«Zwischen dem Clypeinenniveau und den Calpionellenkalken schaltet sich in allen Teilen der Aussenzone noch ein Schichtkomplex ein, der, soweit aus meinen Untersuchungen hervorgeht, weder Clypeina jurassica noch Calpionella enthält. Es ist eine Serie dünner- bis dickbankiger, dichter oder körniger Kalke. Im mittleren und nördlicheren Teil schaltet sich zwischen dieser Serie, die hier hauptsächlich aus körnigen Kalken besteht, und den Calpionellenkalken noch ein Komplex ein, die Serie von Albeuve. Diese trennt nun endgültig und auffallend den Clypeinenhorizont von den Calpionellenkalken ...» (Fig. 12).

Seinen «körnigen Kalken» entsprechen in unserer Terminologie kalkarenitische Resedimente, und die «Serie von Albeuve» erkannten wir als saccocomenreiche anthigene Ablagerungen.

Den gleichen lithologischen Abschnitt beschreiben die Arbeiten von SPICHER (1965), PAGE (1969) und ANDREY (1974 als «calcaires compacts et sublithographiques», worunter wir «anthigene Mikrite und feinkalkarenitische Resedimente» verstehen.

Die Obergrenze der Clypeinenverbreitung wird in erster Linie durch den lithofaziellen Wechsel, nämlich durch das Fehlen gröberer Resedimente, bedingt. Sie darf nicht umgehend mit ihrer wirklichen stratigraphischen Obergrenze gleichgesetzt werden. *Protopeneroplis trochangulata,* das Indexfossil der Zone 3, ermöglicht dank ihrer geringen Abmessungen und der erosionsresistenten Wandstruktur sowie ihrer Faziesverträglichkeit mit den auf der äusseren Plattform eingekehrten Verhältnissen dennoch, die Zonen 2 und 3 voneinander abzugrenzen. Allerdings ist man dazu – gleich wie bei der Beobachtung der pelagischen Indexfossilien – auf das Mikroskop angewiesen.

9. Paläogeographie

In diesem Kapitel stellen wir unsere Resultate bezüglich der Faziesverteilungen an der Wende Dogger/Malm und für die Stufen Oxford, Kimmeridge und Tithon dar. Der Rahmen der Figuren 15 bis 18 ist der durch unsere Profilpunkte abgesteckte, aber nicht abgewickelte Ausschnitt der Klippendecke. In Figur 19 ist ein abgewickelter Querschnitt durch den Ablagerungsraum dargestellt. Eine räumliche Vorstellung der Faziesverteilung auf der Plattform ist bereits in Figur 7 enthalten.

9.1 Grenze Dogger/Malm

Figur 15 berücksichtigt die Resultate von FURRER (1979) und SEPTFONTAINE (1983) und zeigt die Verbreitung der Faziestypen der jüngsten Dogger-Einheiten im Untersuchungsgebiet. Die Beckenablagerungen bestehen aus den feinsandigen Mergelkalken des Membre D, des jüngsten Schichtgliedes der Formation calcaréo-argileuse. Die Südgrenze ihrer Verbreitung verläuft schief durch die Plastiques internes. Hier beginnt der sandige Stockenflue-Kalk, der sich von der Schwellenzone am externen Plattformrand bis über das intern anschliessende Mytilus-Becken ausdehnt. Die brackisch-lagunäre Fazies der Mytilus-Schichten hat sich mit Cladocoropsis führenden, dunklen Dolomiten an den Südrand des Beckens zurückgezogen.

9.2 Oxfordien

Das Untere Oxfordien ist in der Klippendecke kaum nachweisbar, was vielleicht auf Mangelsedimentation im Becken und eine noch nicht vollständig überflutete Plattform zurückgeht (Kap. 5.2). Figur 16 stellt die Verhältnisse im oberen Oxfordien dar, als nahezu überall die Massivkalk-Ablagerung eingesetzt hatte. Die karbonatische Sedimentation hat auch auf der Plattform Einzug gehalten. Nur am Innenrand des Beckens werden noch quarzführende Doggerkomponenten aufgearbeitet, was auf ein akzentuiertes Relief in den Plastiques internes schliessen lässt.

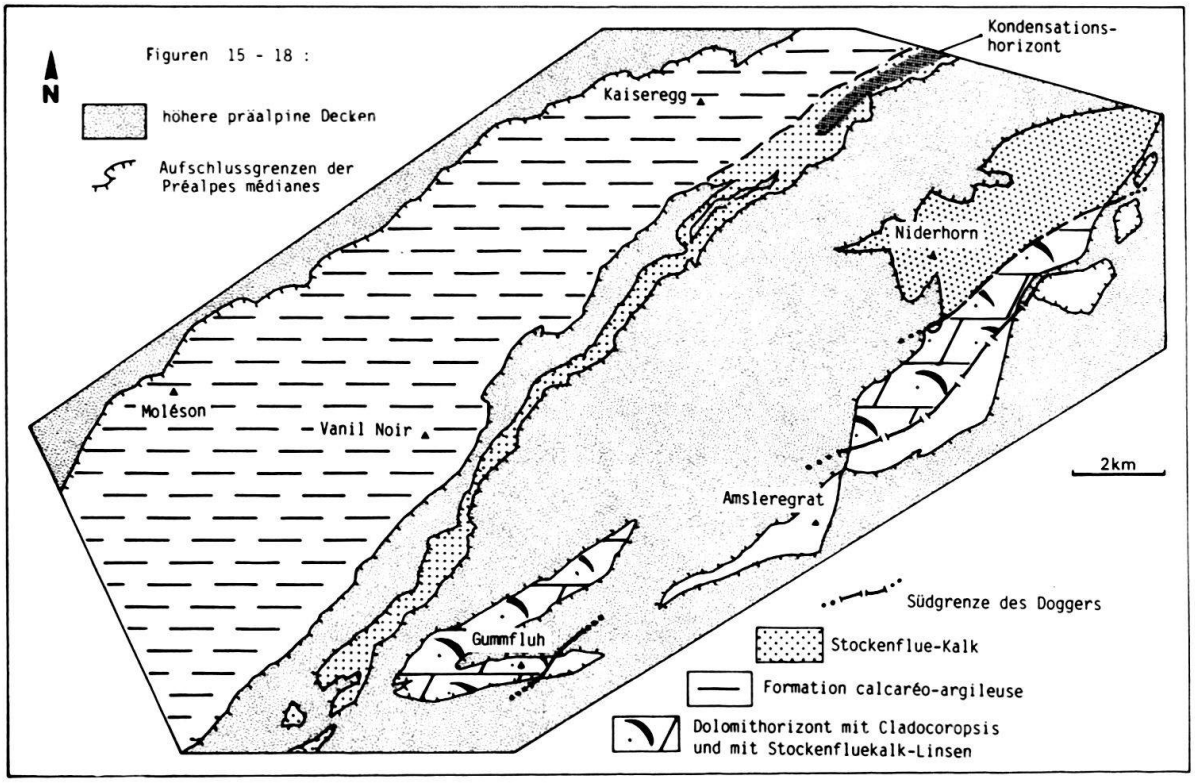


Fig. 15. Faziesverteilungskarte im oberen Callovien (nach SEPTFONTAINE 1983), nicht abgewickelt.

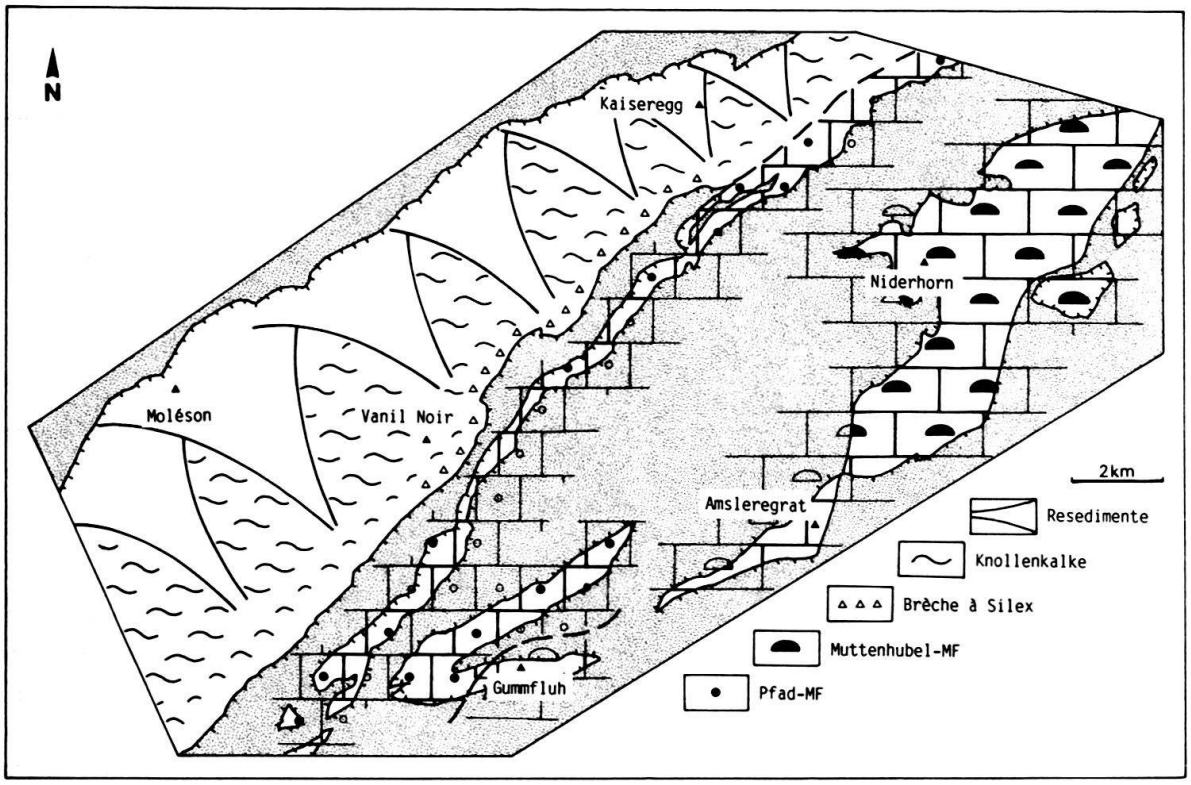


Fig. 16. Faziesverteilungskarte im oberen Oxfordien, nicht abgewickelt.

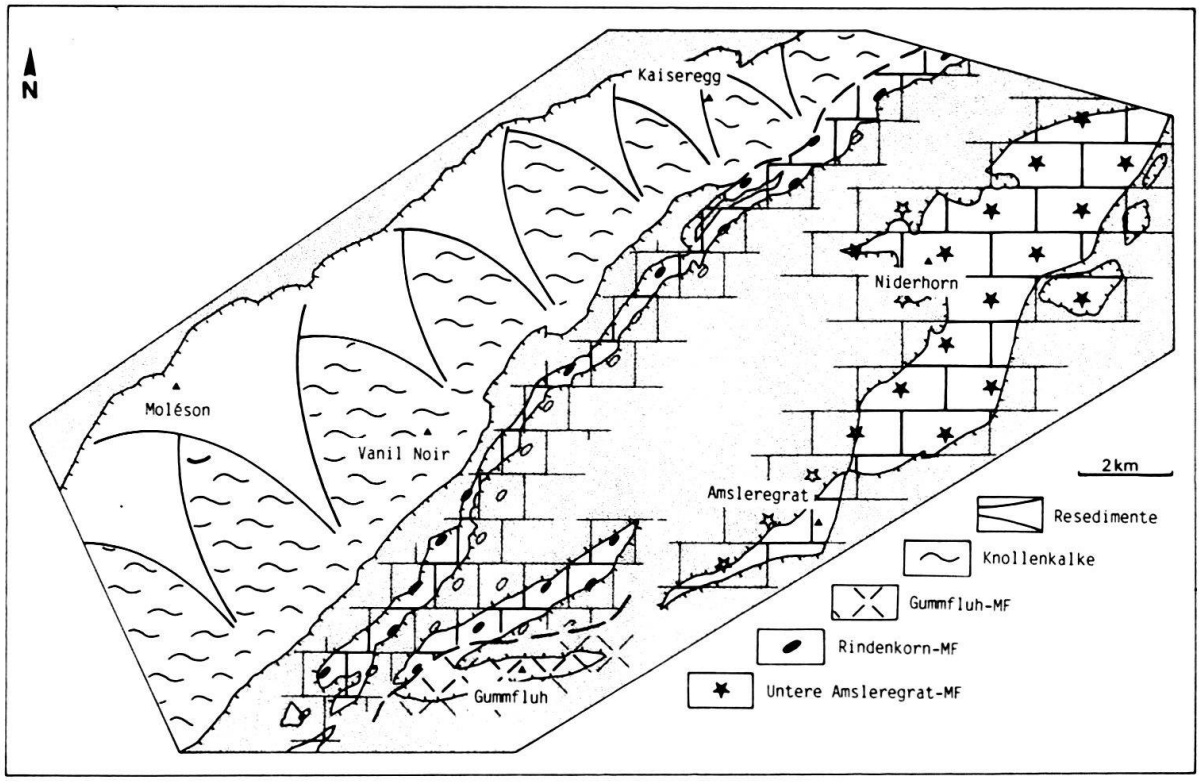


Fig. 17. Faziesverteilungskarte im Kimmeridgien, nicht abgewickelt.

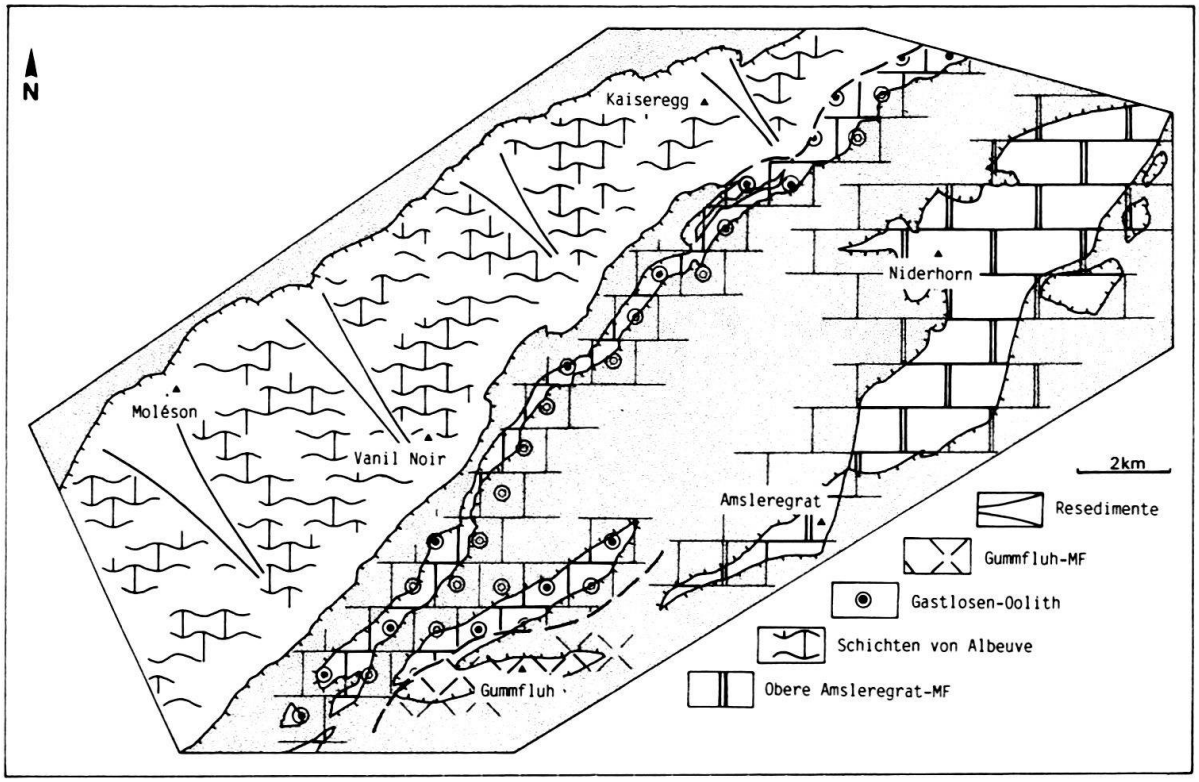


Fig. 18. Faziesverteilungskarte im Tithon, nicht abgewickelt.

Auf der Plattform haben sich die monotone Pfad-MF und die echinodermenreichere und wahrscheinlich etwas weniger tiefe Muttenhubel-MF ausgebreitet. Seichtere Flachwasser-Bildungen machen sich mit sporadischen Riffschutt-Horizonten bemerkbar und dringen immer häufiger bis ins Becken vor.

9.3 Kimmeridgien

Die dem Kimmeridgien zugeordneten biostratigraphischen Horizonte der Ausbreitung von Saccocomen und *Clypeina jurassica* verbinden die stark bioklastischen Resedimente des Beckens über eine immer noch verhältnismässig tiefe äussere Plattform (Pfad-MF in den Rigides externes) mit dem Liefergebiet des Biodetritus in den Rigides internes, wo sich die Riffschutt-Fazies der Gummfluh-MF ausgedehnt hatte.

Figur 17 stellt die Faziesverteilung in einem höhergelegenen Abschnitt des Kimmeridgien dar, als die Bewegtwasser-Ablagerungen mit der Rindenkorn-MF auch die Rigides externes erfasst hat und in ihrem Rücken auf der geschützten inneren Plattform die onkoidreiche Untere Amsleregrat-MF auftritt. Im westlichen Querschnitt ist die Entwicklung eines lagunären Ablagerungsraumes weniger ausgeprägt; hier dominiert die Riffschutt-Fazies der Gummfluh-MF bis in den obersten Massivkalk.

9.4 Tithon

Anzeiger für Tithon-Alter ist *Protopeneroplis trochangulata*. Sie erlaubt die Korrelation zwischen den Schichten von Albeuve, wo *P. trochangulata* in eingeschalteten Resedimenten auftritt, und dem Gastlosen-Oolith, wo sie vermutlich autochthon vorliegt. Die Faziesverträglichkeit dieser Foraminifere endet aber vor den Schranken der lagunären Amsleregrat-MF. Möglicherweise ist bereits die artenarme Obere Amsleregrat-MF als altersäquivalent zu den Schichten von Albeuve und zum Gastlosen-Oolith zu betrachten. Die Milieueinschränkungen auf der Plattform und der abschirmende Effekt des Oolith-Gürtels in den Rigides externes führen zu einem Rückgang der Resediment-Zufuhr ins Becken, wo die hemipelagischen Ablagerungen überhandnehmen und in der Folge während der ganzen Kreide anhalten.

In den Rigides folgt auf die jüngsten Massivkalk-Ablagerungen die unterkretazische Schichtlücke. Die biostratigraphischen Zonen deuten auf eine heterochrone, von intern nach extern jünger werdende Obergrenze des Massivkalks, die in den Rigides internes eventuell bereits ins Tithon, in den Rigides externes indessen erst ins Berriasien fällt. Möglicherweise äussert sich hierin eine beckenwärts geneigte Kippung der Plattform im Tithon. Die Calpionellen in der Wandfluh-MF, im Hangenden des sehr flachen Gastlosen-Ooliths, können als Anzeiger dieser Absenkung angesehen werden.

Durch kompensierende tektonische Bewegungen oder durch eine Meeresspiegelabsenkung fielen die Rigides aber noch im Laufe der Unterkreide trocken. Damit war die seit dem Unteren Jura bestehende Konfiguration mit Subbriançonnais-Becken und Briançonnais-Plattform wiederhergestellt.

9.5 Palinspastisches Faziesmodell (Fig. 19)

Das Faziesmodell der Figur 19 setzt sich aus den in der Situationsskizze angegebenen Teilquerschnitten zusammen. Das Längen-Höhen-Verhältnis ist nicht maßstäblich. Die

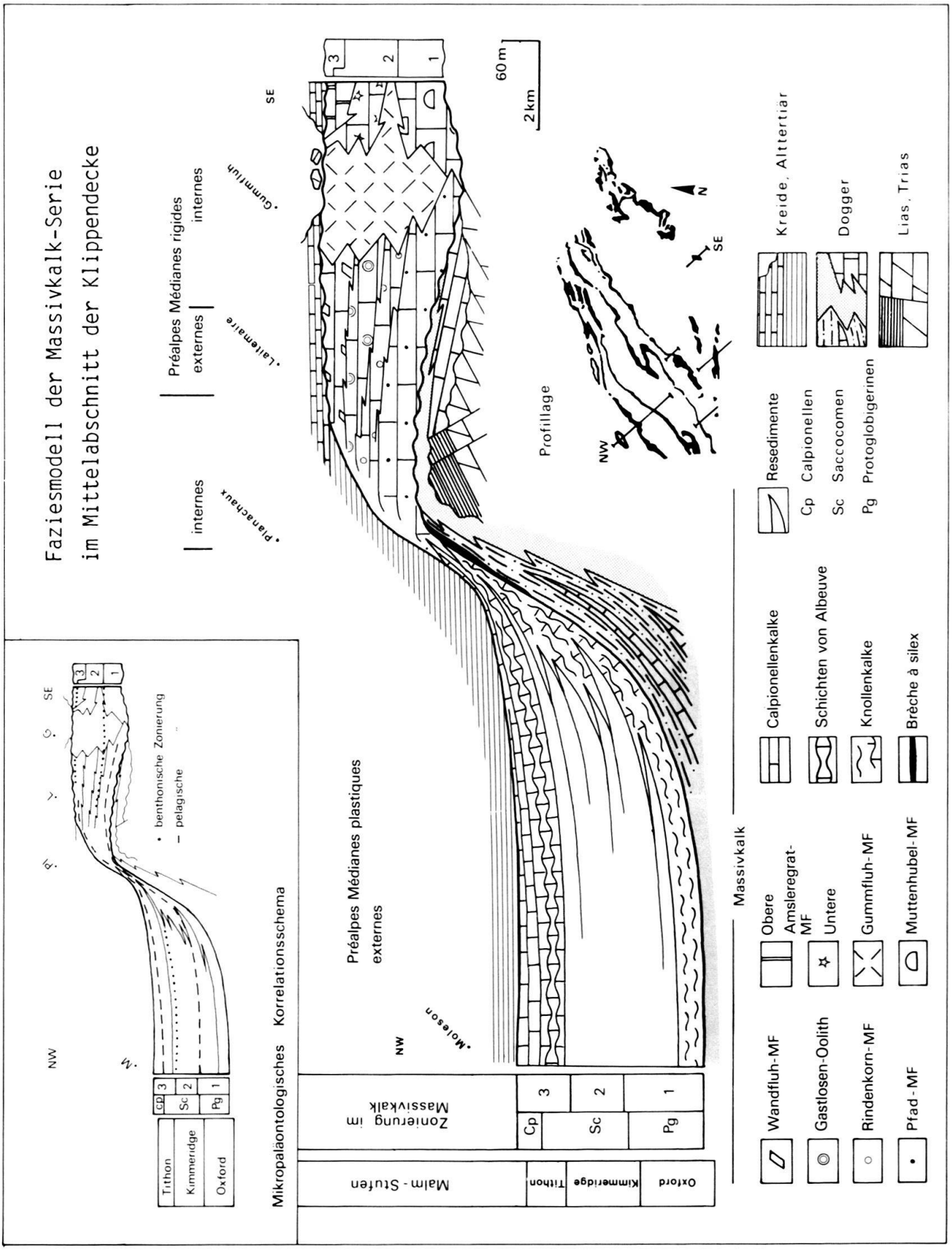


Fig. 19. Faziesmodell der Massivkalk-Serie im Mittelabschnitt der Klippendecke.

ursprüngliche Länge des dargestellten Querschnittes ist wegen der unter höheren präalpinen Decken verborgenen Partien der Rigides nicht rekonstruierbar. Die Gesamtmächtigkeiten der verschiedenen Fazieszonen sind annäherungsweise wiedergegeben.

In den Préalpes médianes rigides ist der Massivkalk aus den in den Kapiteln 7.2 beschriebenen Mikrofazieseinheiten zusammengesetzt. Die Untere und Obere Amsleregrat-MF stellen typische Lagunensedimente dar. Sie sind beckenwärts durch die Riffschuttfazies der Gummfluh-MF und auf der äusseren Plattform durch mehr oder weniger oolithische Ablagerungen geschützt.

In den Préalpes médianes plastiques internes verzahnen sich die Ablagerungen der äusseren Plattform in einer geringmächtigen Serie mit den Beckensedimenten. Die Bekkenablagerungen bestehen vorwiegend aus Resedimenten (in Fig. 19 ohne Signatur), die sich aus Plattformdetritus und umgelagertem Material vom Plattformrand zusammensetzen. Das authigene Sediment ist – besonders im unteren Teil – knollig texturiert.

Die für die Korrelation verwendeten Mikrofossil-Zonen sind beiderseits des Faziesquerschnittes angegeben. Die benthonischen Mikrofossilien der Zonen 1–3 stammen aus den Préalpes médianes rigides. Durch die Umlagerung in den Resedimenten lassen sie sich den pelagischen Mikrofossilien direkt gegenüberstellen – wie am linken Rand der Figur angegeben.

Die Beziehungen zur Stufengliederung des Malm werden in Kapitel 8 behandelt und sind in der Kolonne am linken Bildrand dargestellt.

Verdankungen

Wir möchten an dieser Stelle Prof. F. Allemann für die Mithilfe bei der Gestaltung und der Durchsicht und Dr. B. Schwizer für die Anregungen und die Korrektur des Manuskripts recht herzlich danken.

Herrn V. Greco verdanken wir die Anfertigung der zahlreichen Dünnschliffe. Für die Fossilbestimmung durften wir die Hilfe von Dr. M.A. Conrad, Genf, und Dr. R. Gygi, Basel, in Anspruch nehmen. Frau I. Weidmann danken wir für die Reinschrift des Textes.

LITERATURVERZEICHNIS

ALLEMANN, F., CATALANO, R., FARES, F., & REMANE, J. (1971): Standard calpionellid zonation (upper Tithonian–Valangian) of the western mediterranean province. – Proc. II. Planct. Conf. Roma *1970*/2, 1337–1340.

ANDREY, J. D. (1974): Géologie de la partie orientale du massif des Bruns. – Thèse Univ. Fribourg.

ARBENZ, K. (1947): Geologie des Hornfluhgebietes (Berner Oberland). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] *89*, 1–91.

AZEMA, J., CHABRIER, G., FOURCADE, E., & JAFFREZO, M. (1977): Nouvelles données micropaléontologiques, stratigraphiques et paléogéographiques sur le Portlandien et le Néocomien de Sardaigne. – Rev. Micropaléont. *20*/3, 125–139.

BADOUX, H. (1962): Géologie des Préalpes valaisannes (Rive gauche du Rhône). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] *113*, 1–86.

BADOUX, H., & MERCANTON, C. H. (1962): Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes médianes du Chablais. – Eclogae geol. Helv. *55*/1, 135–188.

BAUD, A. (1972): Observations et hypothèses sur la géologie de la partie radicale des Préalpes médianes. – Eclogae geol. Helv. *65*/1, 43–55.

BAUD, A., MASSON, H., & SEPTFONTAINE, M. (1979): Karsts et paléotectonique jurassiques du domaine briançonnais des Préalpes. – Symp. Sédimentation. jurass. W-européenne (Paris 1977), Publ. spéc. Assoc. Sédimentol. France *1*, 441–452.

BAUD, A., & SEPTFONTAINE, M. (1980): Présentation d'un profil palinspastique de la nappe des Préalpes médianes en Suisse occidentale. – Eclogae geol. Helv. *73*/2, 651–660.

BASSOULET, J.-P., BERNIER, P., CONRAD, M.-A., DELOFFRE, R., & JAFFREZO, M. (1978): Les Algues Dasycladales du Jurassique et du Crétacé. – Géobios, Mém. spéc. *2*, 1–330.

BASSOULET, J.-P., & FOURCADE, E. (1979): Essai de synthèse de répartition de Foraminifères benthiques du Jurassique carbonaté mésogéen. – C. R. somm. Soc. géol. France *2*, 69–71.

BECK, P., & GERBER, E. (1925): Geologische Karte Thun–Stockhorn, 1:25000 (Spez.-Karte 96). – Schweiz. geol. Komm.

BIERI, P. (1925): Der Bau der Klippendecke zwischen Gantrisch und Simmental. – Jb. phil. Fak. II Univ. Bern *5*.

BOLLER, K. (1963): Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen im Neocom der Klippendecke (östlich der Rhône). – Eclogae geol. Helv. *56*/1, 16–96.

BOURBON, M. (1980): Evolution d'un secteur de la Marge Nord-Tethysienne en Milieu pelagique: La Zone Briançonnais près de Briançon entre le Début du Malm et l'Eocène inférieur. – Thèse, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg.

CAMPANA, B. (1943): Géologie des nappes préalpines au Nord-est de Château-d'Oex. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] *82*.

CHATTON, M. (1947): Géologie des Préalpes médianes entre Gruyères et Charmey. – Thèse Univ. Fribourg.

CRESCENTI, U. (1971): Biostratigraphic correlations in the Jurassic facies of central Italy by means of the microfossils. – Ann. Inst. Geol. Publ. hung. *54*/2, 209–213.

CUVILLIER, J., FOURY, G., & PIGNATTI-MORANO, A. (1968): Foraminifères nouveaux du Jurassique supérieur du Val Cellina (Frioul occ.). – Geo. Rom. *7*, 141–156.

DOUSSE, B. (1965): Géologie des Rochers de Château-d'Oex (Parties orientales). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] *119*.

ELLENBERGER, F. (1950): Sur les affinités briançonnaises du Trias à faciès radical des Préalpes médianes suisses. – C. r. somm. Soc. géol. France *4*, 55–57.

ELMI, S. (1981): Classification typologique et génétique des Ammonitico-Rosso et des Facies noduleux ou grumuleux; Essai de synthèse. – Proc. Rosso Ammonitico Symp., S. 233–249.

FAVRE, G. (1952): Les Préalpes médianes entre l'Hongrin inférieur et la Sarine. – Thèse Univ. Fribourg.

FENNINGER, A., & HOLZER, H. L. (1972): Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. – Mitt. geol. Ges. Wien *63*, 52–140.

FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – Springer, Berlin, Heidelberg, New York.

FOURY, G., & VINCENT, E. (1967): Morphologie et répartition stratigraphique du genre Kilianina PFENDER. – Eclogae geol. Helv. *60*/1, 33–45.

FURRER, U. (1979): Stratigraphie des Doggers der östlichen Préalpes Médianes. – Eclogae geol. Helv. *72*/3, 623–672.

GENGE, E. (1958): Ein Beitrag zur Stratigraphie der südlichen Klippendecke im Gebiet Spillgerten–Seehorn (Berner Oberland). – Eclogae geol. Helv. *51*/1, 152–211.

GISIGER, M. (1967): Géologie de la région Lac Noir–Kaiseregg–Schafberg. – Eclogae geol. Helv. *60*/1, 237–350.

— (1968): Erosion dans le Crétacé des Préalpes fribourgeoises. – Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. *34*/86, 8–18.

GROSS, A. (1965): Contribution à l'étude du Jurassique moyen et supérieur des Préalpes médianes vaudoises. – Eclogae geol. Helv. *58*/2, 743–788.

HEINZ, R. A. (1985): Mikrofazielle Untersuchungen des Massivkalkes (Malm) der Préalpes Médianes im Querschnitt Moléson–Rübli/Gummfluh. – Diss. Univ. Bern.

HOTTINGER, L. (1971): Larger foraminifera of the Mediterranean Jurassic and their stratigraphic use. – Ann. Inst. Geol. Publ. hung. *54*/2.

HOMEWOOD, P., & WINKLER, W. (1977): Les calcaires détritiques et noduleux du Malm des Médianes Plastiques dans les Préalpes fribourgeoises. – Bull. Soc. fribourg. Sci. Nat. *66*/2, 116–140.

ISENSCHMID, C. (1979): Die Klippendecke zwischen Widdergalm und Märe. – Unpubl. Liz.-arb. Univ. Bern.

— (1983): Der Malm im Mittelabschnitt der Préalpes Médianes zwischen Thuner- und Genfersee. – Diss. Univ. Bern.

JAFFREZO, M. (1980): Les Formations carbonatées des Corbières (France) du Dogger à l'Aptien: Micropaléontologie, Stratigraphie, Biozonation, Paléoécologie. Extension des Résultats à la Mesogée. – Thèse Univ. Pierre et Marie Curie, Paris.

JEANNET, A. (1912–1918): Monographie géologique des Tours d'Aï et des régions avoisinantes. – Matér. Carte géol. Suisse [n. s.] *68*/1.

— (1922): Das romanische Deckengebirge, Préalpes und Klippen. In: HEIM, A.: Geologie der Schweiz (Bd. II/2, S. 589–676). – Tauchnitz, Leipzig.

JENKYNS, H. C. (1974): Origin of red nodular limestones in the Mediterranean Jurassic: a diagenetic model. In: HSU K. J., & JENKYNS, H. D. (Ed.): Pelagic sediments: on land and under the sea (S. 249–272). – Spec. Publ. Int. Assoc. Sed. 1.

KEUSCH, E. (1985): Die Geologie der Préalpes médianes im Übergang Plastiques/Rigides westlich Boltigen. – Unpubl. Liz.-arb., Bern.

LONFAT, F. (1965): Géologie de la Partie Centrale des Rochers de Château-d'Oex (Rübli–Gummfluh). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] *120*.

LORIOL, R. DE, & SCHARDT, H. (1883): Etude paléontologique et stratigraphique des Couches à Mytilus des Alpes vaudoises. – Mém. Soc. paléont. Suisse *10*, 1–140.

LUGEON, M., & GAGNEBIN, E. (1941): Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. – Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne *72* et Mém. Soc. vaud. Sci. nat. *7*/1.

MASSON, H. (1976): Un siècle de Géologie des Préalpes de la découverte des nappes à la recherche de leur dynamique. – Eclogae geol. Helv. *69*/2, 527–575.

MAYNC, W. (1972): Lituonella mesojurassica n. sp. from the Mytilus Dogger of the Swiss Préalpes. – Revista Española de Micropaleontologia *4*/2.

MEISCHNER, K. D. (1964): Allodapische Kalke, Turbidite in riffnahen Sedimentations-Becken. In: BOUMA, A. H., & BROUWER, A. (Ed.): Turbidites (S. 154–191). – Elsevier, Amsterdam.

MOHLER, W. (1938): Mikropaläontologische Untersuchungen in der nordschweizerischen Juraformation. – Abh. schweiz. paläont. Ges. *60*.

NEUMANN, A. C., MULLINS, H. T., WILBER, R. J., & BOARDMAN, M. R. (1980): Nodular carbonate sediment on Bahamian slopes: possible precursors to nodular limestones. – J. sediment. Petrol. *50*/1, 117–131.

OGG, J. G. (1981): Middle and upper jurassic sedimentation History of the Trento plateau (Northern Italy). – Proc. Rosso Ammonitico Symp., S. 479–503.

PAGE, C. (1969): Observations géologiques sur les Préalpes au NW des Gastlosen orientales. – Thèse Univ. Fribourg.

PLANCHEREL, R. (1979): Aspects de la déformation en grand dans les Préalpes médianes plastiques entre Rhône et Aar. – Eclogae geol. Helv. *72*/1, 145–214.

PUGIN, L. (1951): Les Préalpes médianes entre le Moléson et Gruyères (Préalpes fribourgeoises). – Eclogae geol. Helv. *44*/2, 207–297.

RABOWSKI, F. (1918): Sur l'âge des couches à Mytilus. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *52*, 1–5.

REDMOND, C. D. (1964): The foraminiferal family Pfenderinidae in the Jurassic of Saudi Arabia. – Micropaleontology *10*/2, 251–263.

RENZ, H. H. (1935): Zur Stratigraphie und Paläontologie der Mytilus-Schichten im östlichen Teil der Préalpes romandes. – Eclogae geol. Helv. *28*/1, 141–247.

REVERTERA, C. Gf. (1926): Monographie der Kette des Mt. Cray (SW-Abschnitt der Vanil-Noir-Kette). – Thèse Univ. Fribourg.

SCHARDT, H. (1893): Sur l'origine des Préalpes romandes. – Arch. Sci. phys. nat. (3), *30*, 570–583.

— (1898): Les régions exotiques du versant N des Alpes suisses. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat.

SCHWARTZ-CHENEVART, Ch. (1945): Les nappes des Préalpes médianes et de la Simme dans la région de la Hochmatt. – Mém. Soc. fribourg. Sci. nat. *12*.

SEPTFONTAINE, M. (1974): Présence de Protopeneroplis trochangulata sp. n. dans le Crétacé inférieur du Jura méridional et révision de Protopeneroplis WEYNSCHENK 1950. – Eclogae geol. Helv. *67*/3, 605–628.

— (1977): Niveaux à Foraminifères (Pfenderinae et Valvulinidae) dans le Dogger des Préalpes médianes du Chablais occ. – Eclogae geol. Helv. *70*/2, 599–625.

— (1978): Les genres Pfenderina HENSON et Lituonella SCHLUMBERGER dans le Dogger briançonnais des Préalpes. – Eclogae geol. Helv. *71*/2, 321–345.

— (1979): Interprétation paléotectonique de la bordure septentrionale du domaine Briançonnais (Préalpes médianes) au Jurassique d'après de nouvelles données bio- et lithostratigraphiques. Note prélim. – Notes Lab. Paléontol. Genève *5*/3, 25–35.

— (1981): Les Foraminifères imperforés des milieux de plateforme au mésozoïque: détermination pratique, interprétation phylogénétique et utilisation biostratigraphique. – Rev. Micropaléont. *23*/3–4, 169–203.

— (1983): Le Dogger des Préalpes médianes suisses et françaises: stratigraphie, évolution, paléogéographique et paléotectonique. – Denkschr. schweiz. natf. Ges. *97*.

SEPTFONTAINE, M., & LOMBARD, And. (1976): Le Jurassique des Préalpes médianes dans le Sud-Ouest du Chablais (Haute-Savoie, France): cadre tectonique et lithostratigraphie. – Eclogae geol. Helv. *69*/2, 425–460.

SPICHER, J.P. (1965): Géologie des Préalpes Médianes dans le massif des Bruns, partie occidentale (Préalpes fribourgeoises). – Eclogae geol. Helv. *58*/2, 591–742.

SPOORENBERG, J. (1952): Les Préalpes Médianes au NW de Château-d'Oex. – Thèse Univ. Fribourg.

THURY, M.F. (1973): Der Lias der östlichen Préalpes Médianes zwischen Boltigen und Spiez. – Diss. Univ. Bern.

TSCHACHTLI, B.S. (1941): Über Flysch und Couches rouges in den Decken der östlichen Préalpes romandes. – Diss. Univ. Bern.

WEGMÜLLER, W. (1953): Geologie des Niederhorn–Kummigalm-Gebietes. – Diss. Univ. Bern.

VON DER WEID, J. (1961): Géologie des Préalpes médianes au SW du Moléson (Préalpes fribourgeoises). – Eclogae geol. Helv. *53*/2, 521–624.

WEISS, H. (1949): Stratigraphie und Mikrofauna des Klippenmalm. – Buchdruckerei Dr. J. Weiss, Affoltern am Albis.

WENGEN À, W. (1924): Geologische Untersuchungen im Gebiete des Vanil Noir. – Diss. ETH Zürich.

WINKLER, W. (1977): Zur Geologie zwischen Gantrisch und Muscherenschlund. – Unpubl. Diplomarb. Univ. Fribourg.

Tafel 1

Feld- und Anschliffaufnahmen von Slumps und Resedimenten aus dem Massivkalk der Plastiques externes (Profil Tremetta Nr. 1, La Tine Nr. 5).

Fig. 1 Slumpfalte mit verbogener Silexschnur, Profil Tremetta.

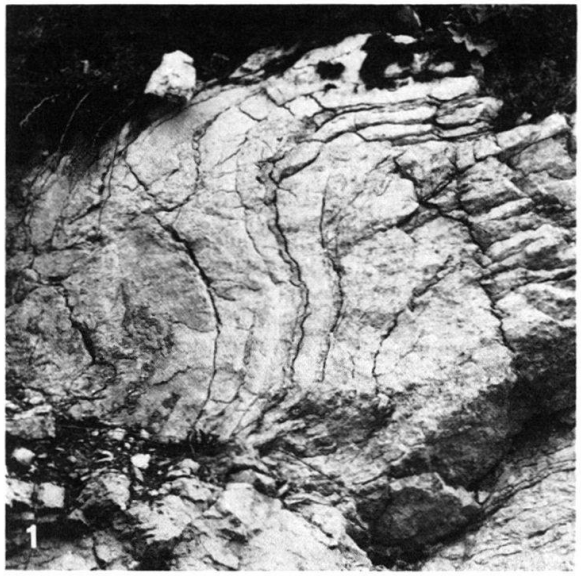
Fig. 2 Kalkarenitbank mit convolute bedding und schwach ausgebildeter Parallellamination und erodierter Bankoberfläche, Profil Tremetta.

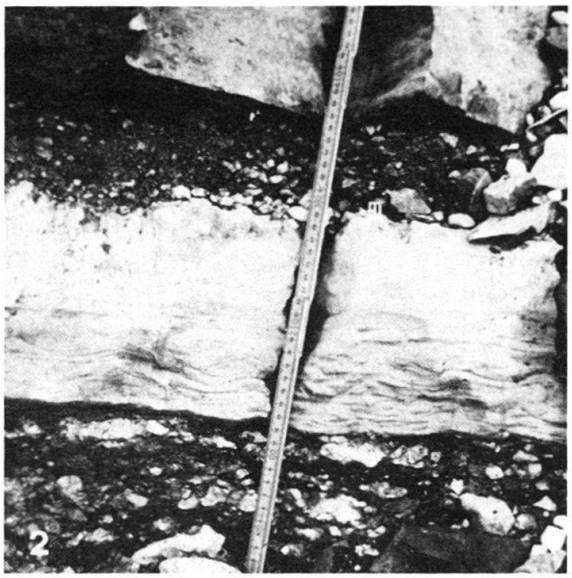
Fig. 3 Ausschnitt aus dem a-Intervall eines Resediments mit deutlich ausgebildetem Korngrössensprung, Profil Tremetta, Nr. 635/RH 83.

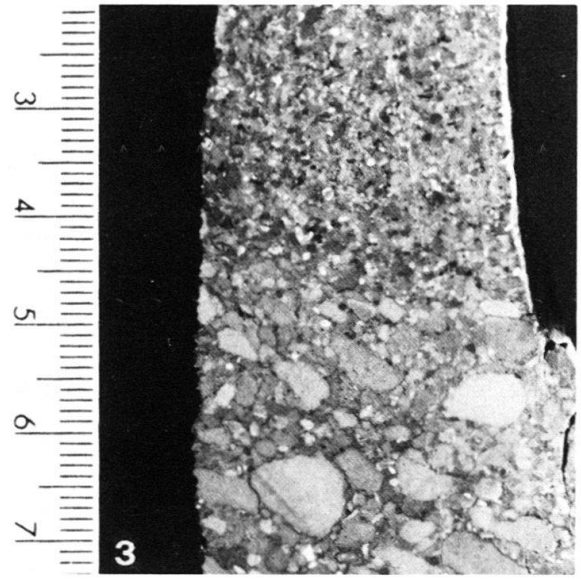
Fig. 4 Gradiertes Resediment mit basalem a-Intervall und Parallellamination, Profil Tremetta, Nr. 631/RH 83.

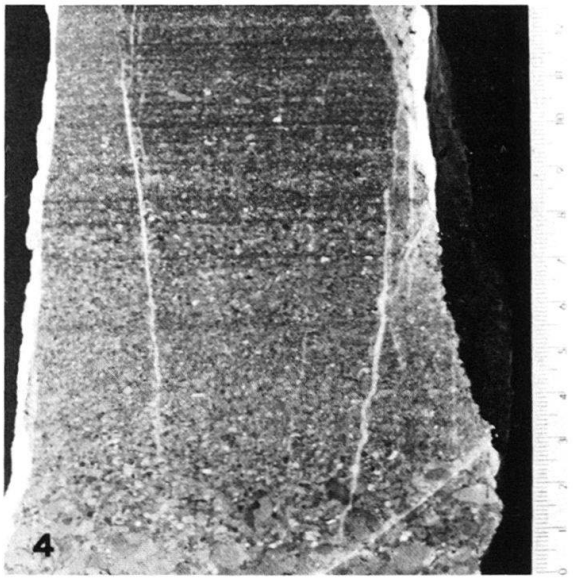
Fig. 5 Dicht gepackte Breccie mit stylolithisierten Mikritintraklasten, Profil La Tine, Nr. 355/RH 82.

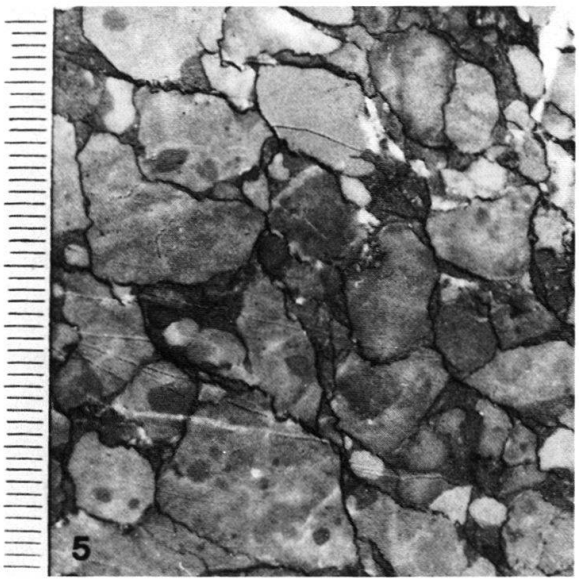
Fig. 6 Locker gepackte Breccie mit zum Teil matrixgestützten Mikritintraklasten, Profil Tremetta, Nr. 655/RH 83.

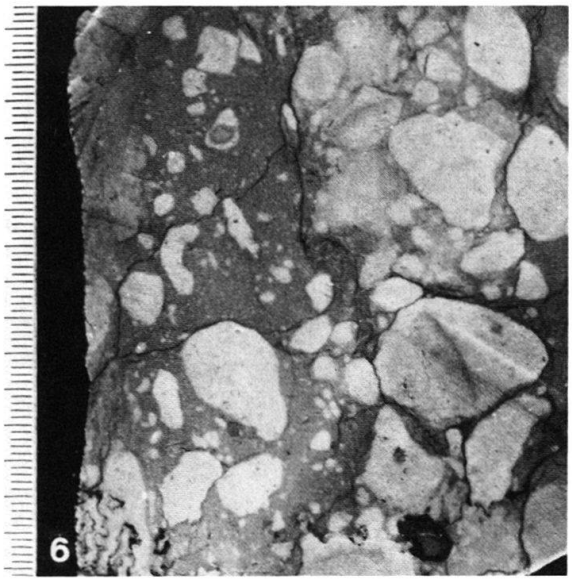

1


2


3
4
5
6
7
3


4


5


6

Tafel 2

Mikrofaziestypen der Rigides externes, Plastiques internes und der Rigides internes.

Fig. 1 Pfad-Mikrofazies.
Bioturbater Pelmikrit mit bioklastischen und oolithischen Rindenkörnern.
Coumatta, 810/RH 83.

Fig. 2 Pfad-Mikrofazies.
Saccocomareicher Pelsparit mit Filamenten. Höherer Abschnitt der Pfad-MF.
Gastlosen, IS 80/165.

Fig. 3 Rindenkorn-Mikrofazies.
Bimodal sortierter Oosparit mit biopelsparitischer Grundmasse aus dem oberen Abschnitt der Rindenkorn-MF, im Übergang zum Gastlosen-Oolith.
Zuckerspitz, IS 79/193.

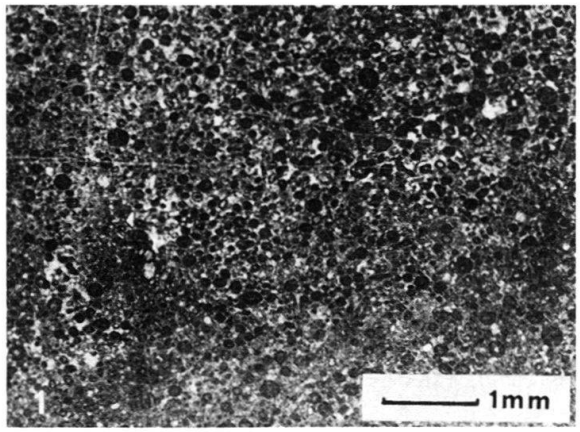
Fig. 4 Gastlosen-Oolith.
Grobkörnig zementierter Oosparit.
Zuckerspitz, IS 79/196.

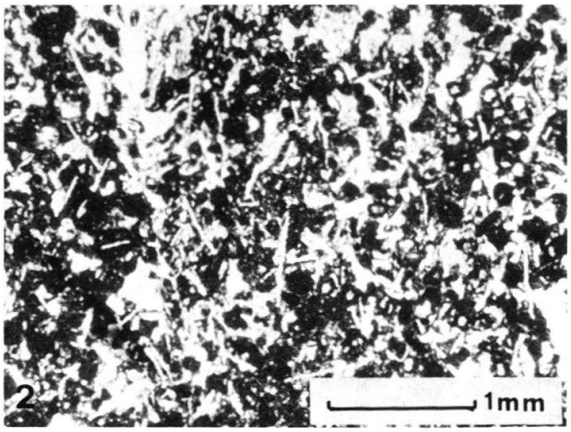
Fig. 5 Wandfluh-Mikrofazies.
Teilweise rekristallisierter Biopelmikrit mit Gastropoden, Korallen und Saccocoma.
Gastlosen, IS 80/191.

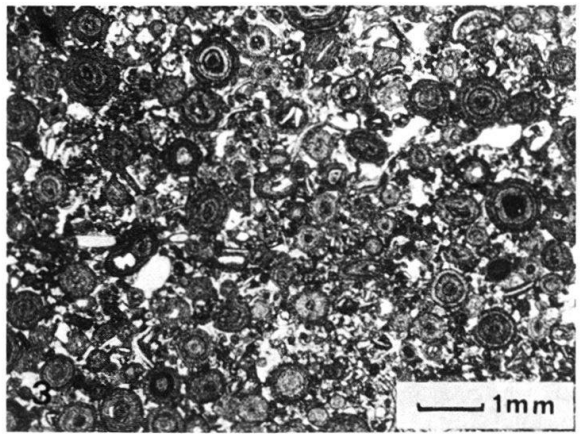
Fig. 6 Wandfluh-Mikrofazies.
Calpionellenführende Varietät der Wandfluh-MF: Oopelmikrit mit bioklastischen Rindenkörnern.
Rio des Ciernes Picat, 145/RH 81.

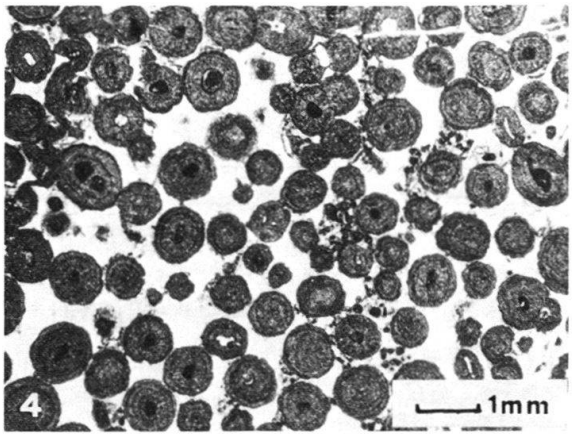
Fig. 7 Plastiques internes.
Der Wandfluh-MF nahestehende Mikrofazies im oberen Massivkalk der Plastiques internes: bioturbater Oopelmikrit mit calpionellenführenden Mikritgeröllen und Peloiden.
Les Frassis, 307.C1/RH 83.

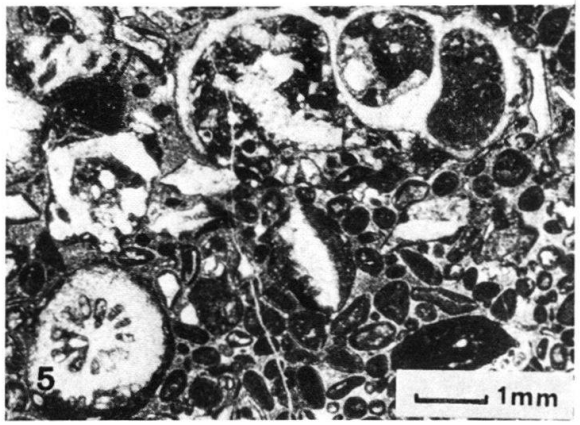
Fig. 8 Muttenhubel-Mikrofazies.
Echinodermenspätiger Biopelmikrit, abgeplättet und rekristallisiert.
Muttenhubel, 754.A/RH 81.

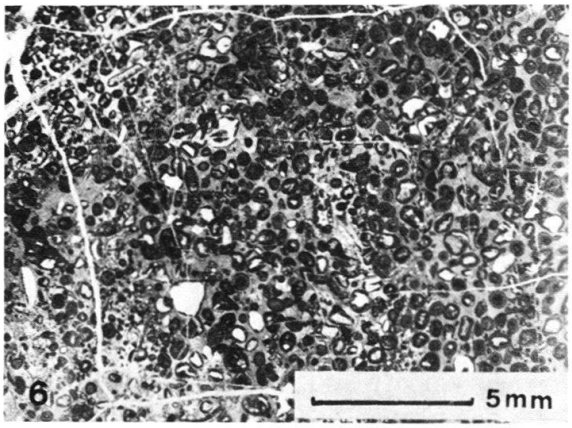

1
1mm

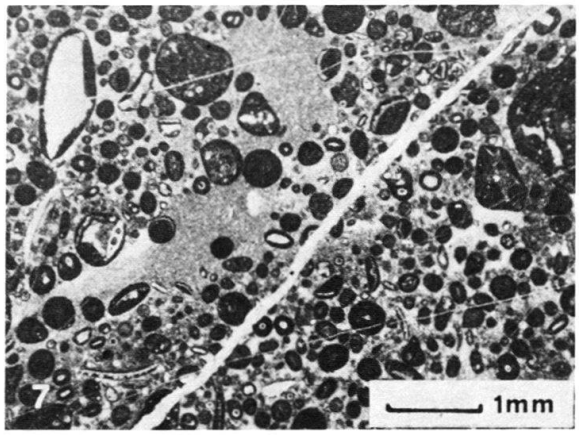

2
1mm

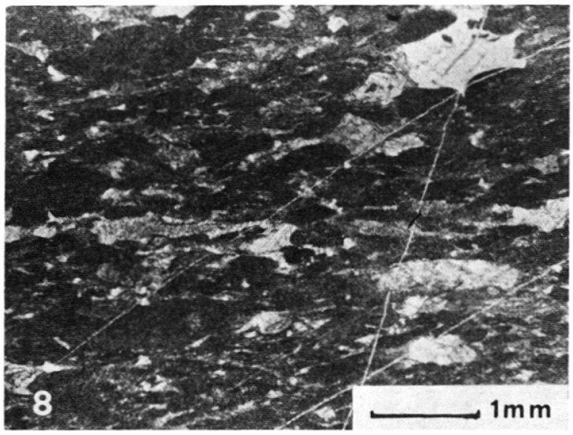

3
1mm


4
1mm


5
1mm


6
5mm


7
1mm


8
1mm

Tafel 3

Mikrofaziestypen aus den Rigides internes und den Plastiques externes.

Fig. 1 Gummfluh-Mikrofazies.
Grobdetritische Biosparite mit Cayeuxia, *Clypeina jurassica*- und Cyanophyceen-Fragmenten.
Profil Ptes de Sur Combe, DS 191/RH 81.

Fig. 2 Gummfluh-Mikrofazies.
Grobdetritischer Biosparit mit Cyanophyceen, Echinodermen, Tubiphytes, Serpuliden.
Profil Ptes de Sur Combe, DS 208/RH 81.

Fig. 3 Untere Amsleregrat-Mikrofazies.
Biomikrit mit *Campbelliella striata* und Birdseyes.
Profil Amsleregrat, DS 51/RH 81.

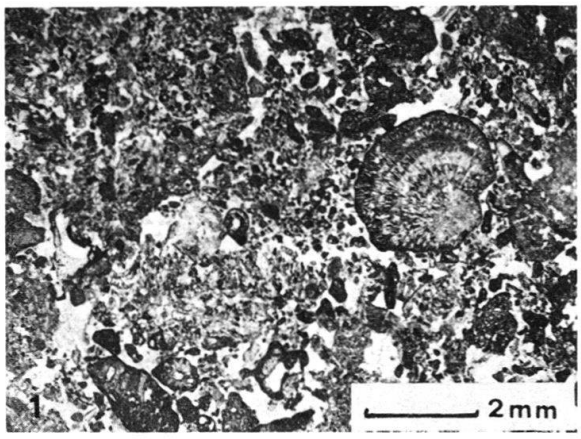
Fig. 4 Untere Amsleregrat-Mikrofazies.
Intrapelsparit mit *Clypeina jurassica* und grobblockigem Sparitzement.
Profil Amsleregrat, DS 40/RH 81.

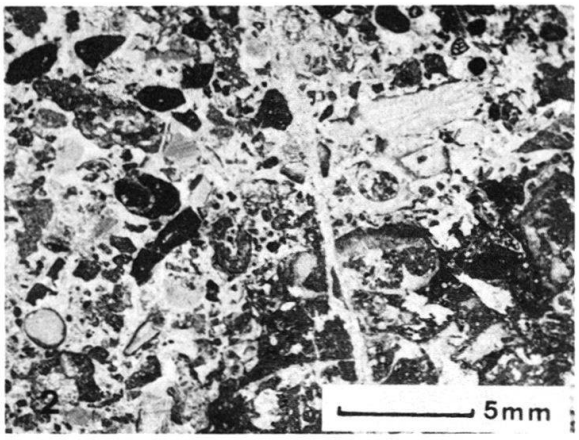
Fig. 5 Obere Amsleregrat-Mikrofazies
Fossilarmer Mikrit mit Birdseyes und Algenmatten.
Profil Amsleregrat, DS 63/RH 81.

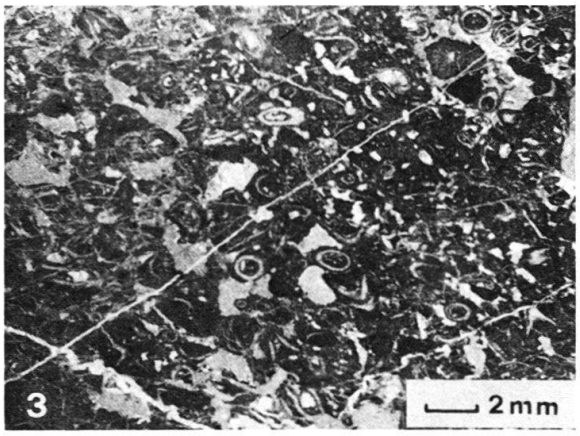
Fig. 6 Gummfluh-Mikrofazies im Dach des Massivkalks.
Biomikrit mit stark rekristallisierten Korallenröhren, gefüllt mit grobkörnigem rotem Silt der hangenden Couches rouges. Daneben Serpulidenröhren und *Protopeneroplis* sp. Profil Ptes de Sur Combe, DS 215 J/RH 82.

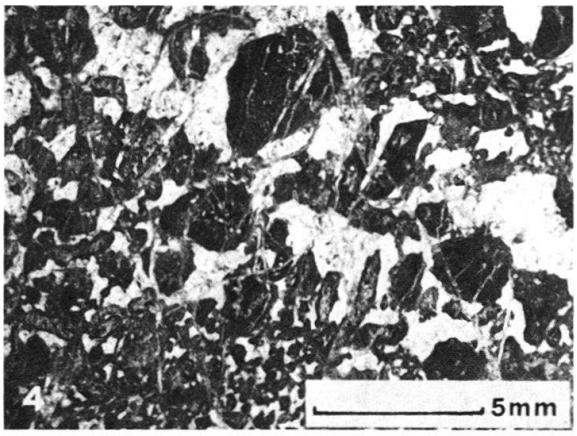
Fig. 7 Schichten von Albeuve.
Biomikrit mit Ammonit und feinstem Biodetritus.
Profil Petit Mont, IS 79/272.

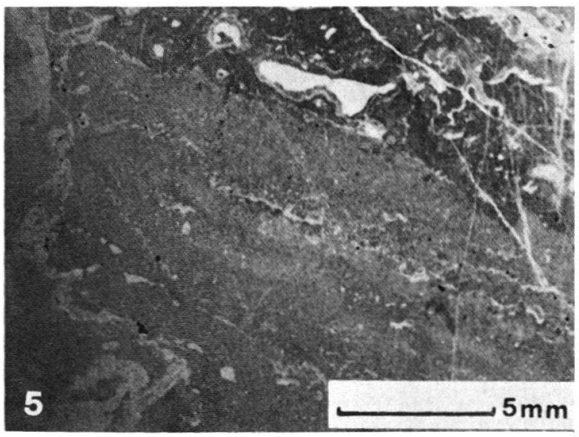
Fig. 8 Calpionellenreicher Biomikrit aus den Calpionellkalken (Crassicollaria-Zone).
Profil Gorge de l'Evi, DS 466/RH 82.

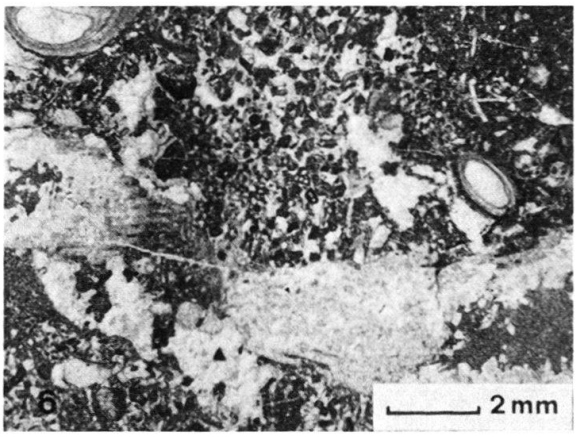

1
2mm

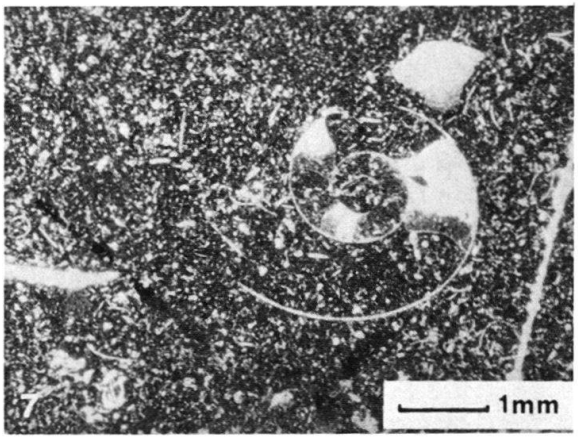

2
5mm

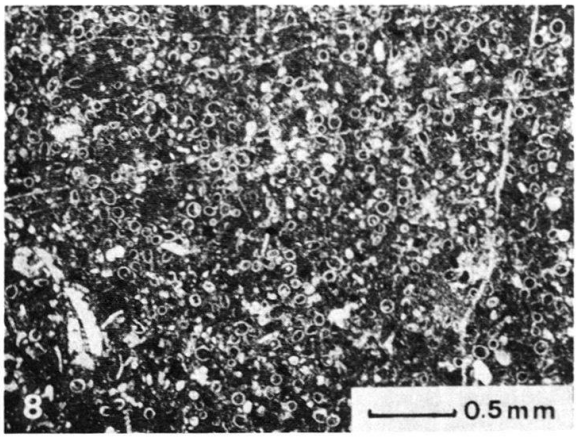

3
2mm


4
5mm


5
5mm


6
2mm


7
1mm


8
0.5mm

Tafel 4

Mikrofossilien.

Fig. 1 *Clypeina jurassica* FAVRE & RICHARD. Leicht schiefer Längsschnitt durch ein aus mehreren Wirteln zusammengesetztes Thallusbruchstück in Onkoidhülle. Für die Rigides internes typischer, deformierter Erhaltungszustand, ×8.

Fig. 2 *Clypeina jurassica* FAVRE & RICHARD. Sieben Wirtel umfassendes Bruchstück in einer Onkoidhülle. Probe aus einer Breccienbank in den Plastiques externes, ×12.

Fig. 3 *Campbelliella striata* (CAROZZI): Längsschnitt mit deutlich sichtbarem Zentralstamm und vier Wirteln. Maischüpfen, IS 79/227, ×8,5.

Fig. 4 *Salpingoporella pygmaea* (GÜMBEL). In den Löchern, IS 79.135, ×17.

Fig. 5 *Cayeuxia* sp. Weit verbreitet im höheren Massivkalk der Rigides internes und altersäquivalenten Resedimenten, ×30.

Fig. 6 *Triploporella*? cf. *karabiensis* MASLOW. Selten auftretende Dasycladacee. Pointes de Sur Combe, 192/RH 81, ×8.

Fig. 7 *Salpingoporella annulata* (CAROZZI). Der Dünnschliff mit dieser im Massivkalk seltenen Dasycladacee stammt aus der Riffschutt-Fazies der Gummfluh-MF am Muttenhubel. 3/RH 81, ×12.

Fig. 8 *Conicospirillina basiliensis* MOHLER. Durchläufer im Massivkalk, ×20.

Fig. 9 *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK. Aus der Gummfluh-MF am Muttenhubel 757/RH 83, ×15.

Fig. 10 *Kilianina rahonensis* FOURY & VINCENT. Axialschnitt, von dünner Onkoidhülle umgeben, ×14.

Fig. 11 *Tubiphytes* sp. Sehr häufig im Massivkalk; in mehreren Mikrofaziestypen der Plattform heimisch. Pointes de Sur Combe, 215/RH 81, ×17.

Fig. 12 *Kilianina rahonensis* FOURY & VINCENT. In der Marginalzone alternierend angeordnete Unterteilungen mit dreieckigem Querschnitt sind besonders im oberen Teil des schiefen Axialschnittes zu erkennen. Daneben: *Clypeina jurassica* FAVRE & RICHARD. Resediment in der Pfad-MF der Gastlosenkette (Rigides externes). Uf Pfad, IS 78/165, ×10.

Fig. 13 *Chitinoidella* DOBEN (Pfeil). Tremetta 706/RH 83, ×72.

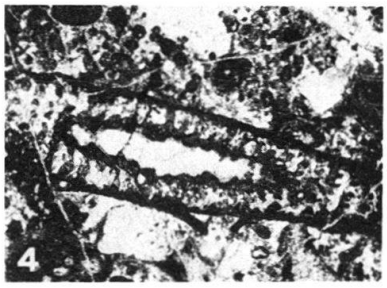
Fig. 14 *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK. Aus einem Slumphorizont der Plastiques externes. Oben rechts: *Tubiphytes* sp. In den Löchern, IS 79/135, ×16.

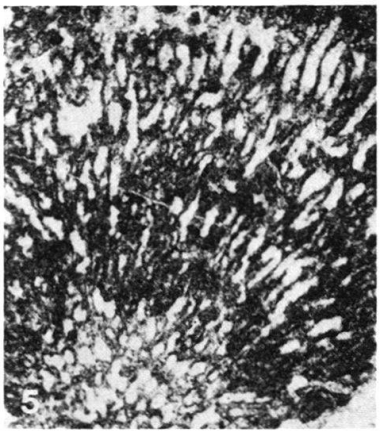
Fig. 15 *Protopeneroplis trochangulata* SEPTFONTAINE im Axialschnitt, als Ooid-Kern im Gastlosen-Oolith. Gastlosen, IS 80/185.

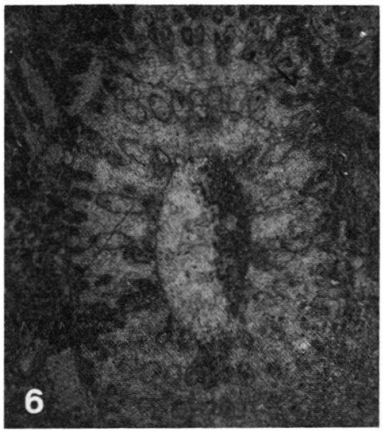
1

2

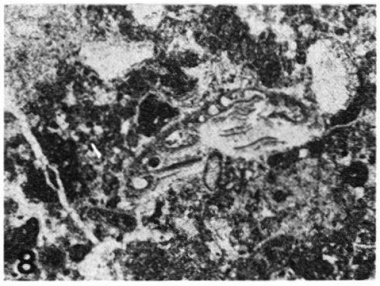
3

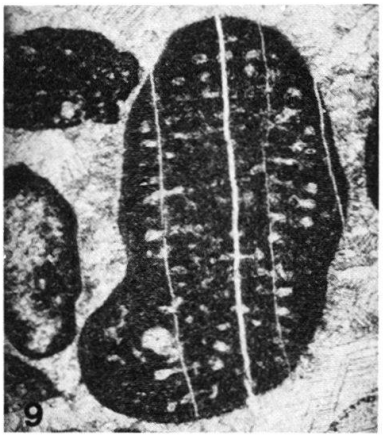

4

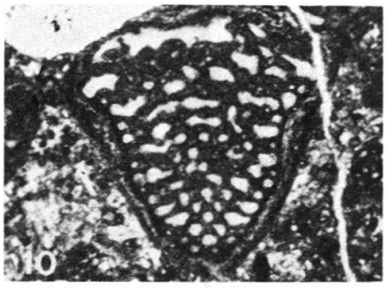

5

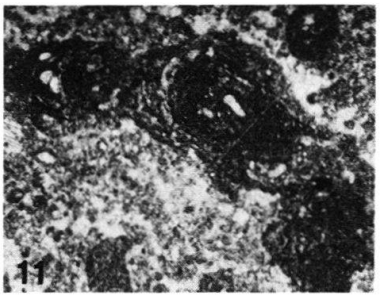

6

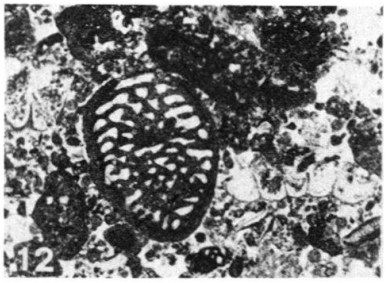
7

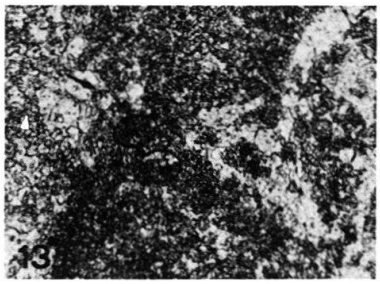

8


9

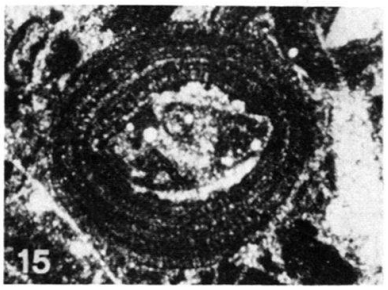

10


11


12


13

14


15

Tafeln 5–7

Tafel 5. Profil Nr. 42 Ptes de Sur Combe (Rigides internes).

Tafel 6. Profil Nr. 21 Rio de la Leivra (Slope, Plastiques internes);
Profil Nr. 27 Les Frassis (Plastiques internes).

Tafel 7. Profil Nr. 1 Tremetta (Plastiques externes).

Detaillegende zu den Tafeln 5–7

Kolonnenprofilsignaturen

Lithologie

- grobbankiger Kalk
- Mergelkalk, v. a. Couches rouges
- sandiger Kalk
- dolomitreiche Lagen
- mergeliger Kalk
- dunkler, gebankter Kalk
- Knollenmergel
- Knollenkalk
- dichter, gebankter Kalk
- Schichten von Albeuve
- Calpionellenkalk
- Resediment

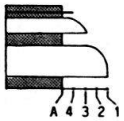
Einzelsignaturen

- Peloide
- Intraklaste
- Ooide
- Cyanophyceenkomponenten
- Mikrofossilien
- Biogener Detritus
- Schalenbruchstücke
- Gastropoden
- Dasycladaceen (C: Clypeina jurassica)
- Korallen
- Echinodermen
- Filamente
- Ammoniten
- Aptychen
- Belemniten
- Saccocomen
- Calpionellen
- Q Quarz
- D Dolomit
- Karstbildungen
- H Schichtlücke
- x Bruch
- Slump
- Si Verbogene Silexschnur

Gesteinsfarben

bg = beige, g = grau, br = braun, dbr = dunkelbraun, rt = rot

Korngrössenangaben (KR) der Resedimente



A: anthigenes Sediment
1: Resediment mit Komponenten > 2 mm
2: Resediment mit Komponenten 2 mm–0,6 mm
3: Resediment mit Komponenten 0,6 mm–0,2 mm
4: Resediment mit Komponenten < 0,2 mm

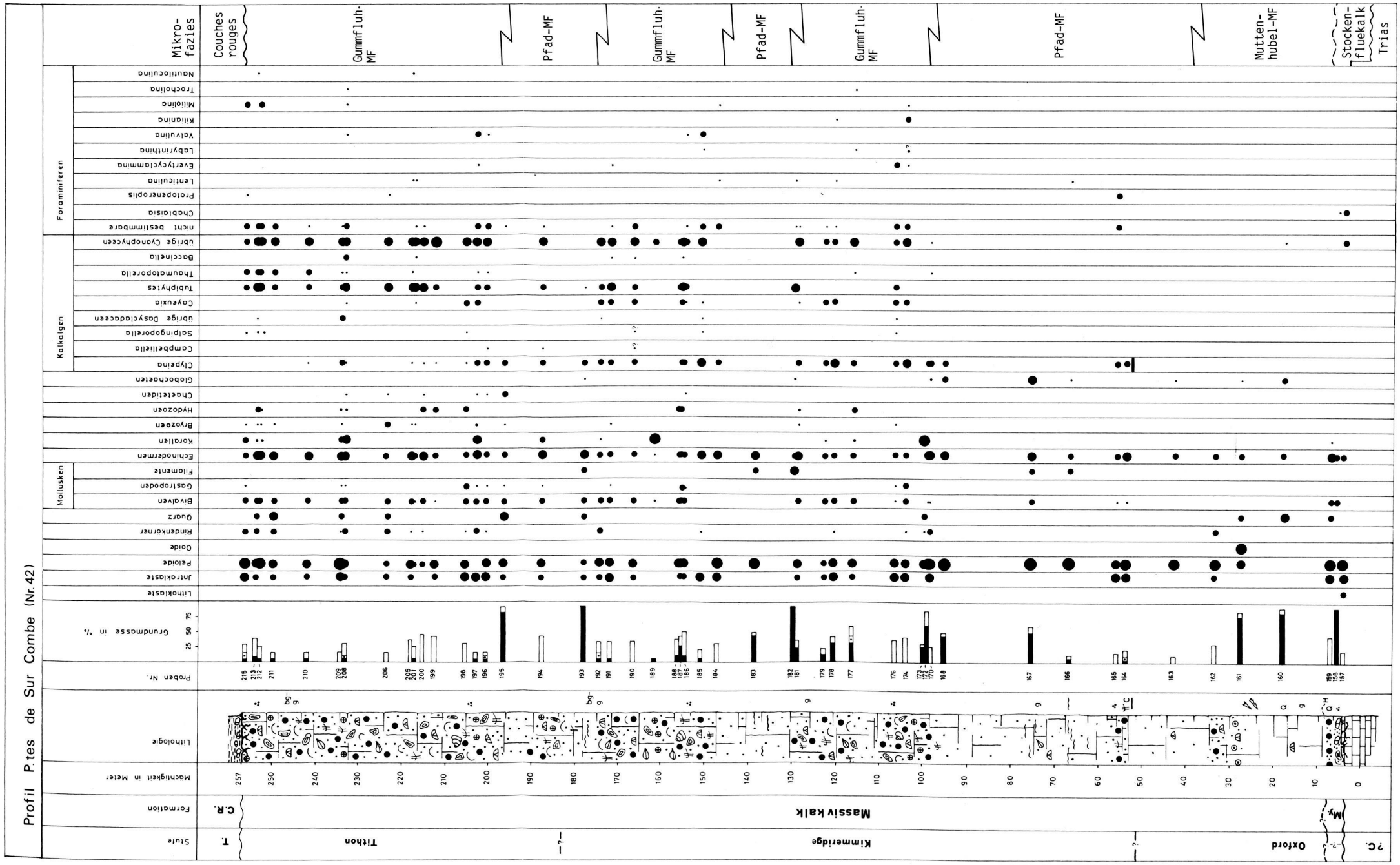
Auswertungssignaturen

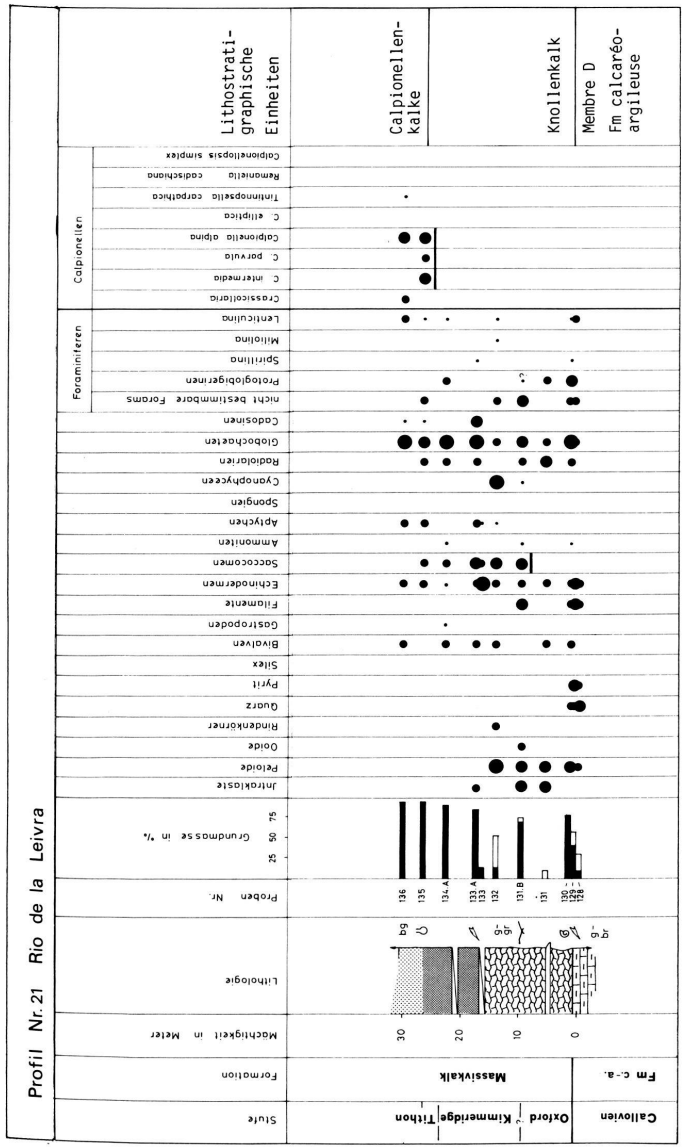
Grundmasse

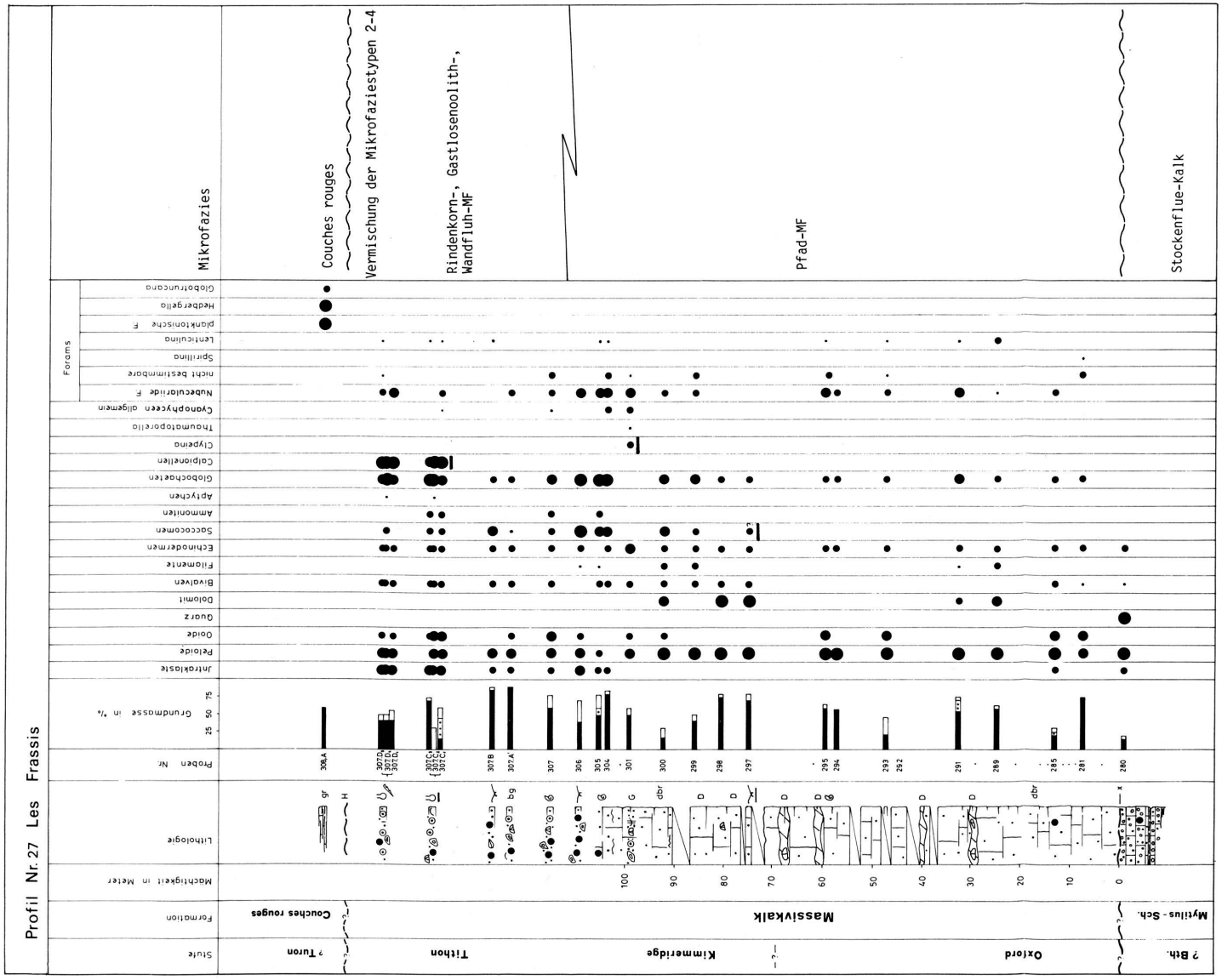
- Mikrit
- Mikrosparit
- Sparit

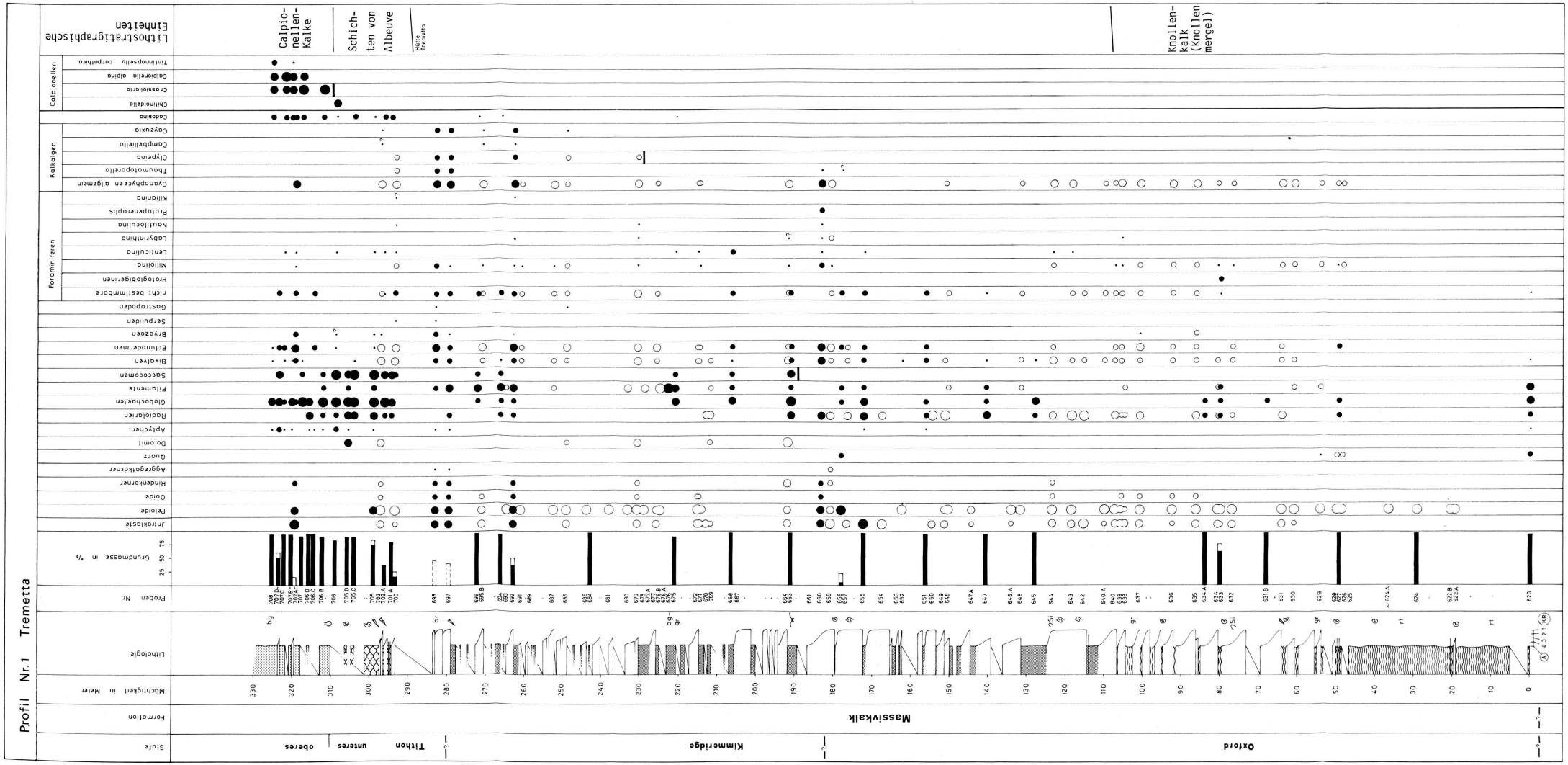
Häufigkeitsangaben

- in Dünnschliffen und Anschliffen ○
- einzelnes Exemplar
- selten(2–10)
- vorhanden(11–50)
- reichlich vorhanden(> 50)


Profil P.tes de Sur Combe (Nr. 42)
Mikro-fazies
Couches rouges
Gummfluh-MF
Pfad-MF
Gummfluh-MF
Pfad-MF
Gummfluh-MF
Pfad-MF
Mutten-hubel-MF
Stocken-fluekalk
Trias
Foraminiferen
Nautiloculina
Trocholina
Miliolina
Kilianina
Valvulina
Labyrinthina
Everycyclammina
Lenticulina
Protopenerophis
Chablaisia
nicht bestimmbare
Kalkalgen
übrige Cyanophyceen
Baccinella
Thaumatoporella
Tubiphytes
Cayeuxia
übrige Dasycladaceen
Salpingoporella
Campbelliella
Clypeina
Globochaeten
Chaetetiden
Hydrozoen
Bryozoen
Korallen
Echinodermen
Mollusken
Filamente
Gastropoden
Bivalven
Quarz
Rindenkörner
Ooide
Peloide
Intraklaste
Lithoklaste
Grundmasse in %
25 50 75
Proben Nr.
Lithologie
Mächtigkeit in Meter
Formation
C.R.
Massiv Kalk
Stufe
T.
Tithon
Kimmeridge
Oxford
?C.


Profil Nr. 21 Rio de la Leivra
Stufe
Formation
Mächtigkeit in Meter
Lithologie
Proben Nr.
Grundmasse in %
Lithostratigraphische Einheiten
Calpionellen
Foraminiferen
Calpionellen-kalke
Knollenkalk
Membre D
Fm calcaréo-argileuse
Callovien
Oxford
Kimmeridge
Tithon
Massivkalk
Fm c.-a.
Crassicollaria
C. intermedia
Calpionella alpina
C. parvula
C. elliptica
Tintinnopsella carpathica
Remanella cadischiana
Calpionellopsis simplex
Lenticulina
Miliolina
Spirillina
Protoglobigerinen
nicht bestimmbare Forams
Cadosinen
Globochaeten
Radiolarien
Cyanophyceen
Spongien
Aptychen
Ammoniten
Saccocomen
Echinodermen
Filamente
Gastropoden
Bivalven
Silex
Pyrit
Quarz
Rindenkörner
Oolide
Pelloide
Intraklaste


Profil Nr. 27 Les Frassis
Stufe
Formation
Mächtigkeit in Meter
Lithologie
Proben Nr.
Grundmasse in %
Mikrofazies
Foraams
Couches rouges
Vermischung der Mikrofaziestypen 2-4
Rindenkorn-, Gastlosenoolith-, Wandflun-MF
Pfad-MF
Stockenflue-Kalk
Massivkalk
Myttius-Sch.
? Turon
Tithon
Kimmeridge
Oxford
? Bth.
Globotruncana
Hedbergella
planktonische F.
Lenticulina
Spirillina
nicht bestimmbare
Nubeculariide F.
Cyanophyceen allgemein
Thaumatoporella
Clypeina
Calpionellen
Globochaeten
Aptychen
Ammoniten
Saccocomen
Echinodermen
Filamente
Bivalven
Dolomit
Quarz
Oolide
Pelloide
Intraklaste


Profil Nr. 1 Tremetta
Lithostratigraphische Einheiten
Calpionellen-Kalke
Schichten von Albeuve
Hütte Tremetta
Knollenkalk (Knollenmergel)
Calpionellen
Tintinnopsella carpathica
Calpionella alpina
Crassicollaria
Chitinoidella
Cadosina
Kalkalgen
Cayeuxia
Campbellia
Clypeina
Thaumatoporella
Cyanophyceen allgemein
Foraminiferen
Kilianina
Protopenerophis
Nautiloculina
Labyrinthina
Lenticulina
Miliolina
Protoglobigerinen
nicht bestimmbare
Gastropoden
Serpuliden
Bryozoen
Echinodermen
Bivalven
Saccocomen
Filamente
Globochaeten
Radiolarien
Apycchen
Dolomit
Quarz
Aggregatkörner
Rindenkörner
Oolide
Peloide
Intraklaste
Grundmasse in %
Proben Nr.
Lithologie
Mächtigkeit in Meter
Formation
Massivkalk
Stufe
oberes
unteres
Tithon
Kimmeridge
Oxford