

Oberkretazische Schelfsedimente in den Zentralpyrenäen zwischen Rio Segre und Llobregat

Autor(en): **Moeri, Ernst**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **70 (1977)**

Heft 1

PDF erstellt am: **17.05.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-164620>

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 70/1	Seiten 193–235	11 Textfiguren und 4 Tafeln	Basel, März 1977
---------------------	-----------	----------------	--------------------------------	------------------

Oberkretazische Schelfsedimente in den Zentralpyrenäen zwischen Rio Segre und Llobregat

Von ERNST MOERI

ABSTRACT

Within an area of the Spanish central Pyrenees, five stratigraphical sections through the upper Cretaceous (Santonian to Maastrichtian) carbonates and clastics have been measured and sampled in detail. The vertical succession represents a complete sedimentary cycle ranging from fluvio-deltaic conglomerates and sandstones (Adrahent Formation) to shallow and deeper marine carbonates (Bona Formation), lower and upper shoreface barrier sands (Aren Formation) and lagoonal-lacustrine limestones and dolomites (Trempe Formation or «Garumnium»).

The carbonate rocks are divided into 9 microfacies types which are referred to distinct but interrelated environments of deposition: 1 = «deeper» open-marine platform, 2 = shallow open-marine platform, 3 = high-energy subaquatic bar, 4 = subtidal, low-energy part of protected platform, 5 = upper subtidal to intertidal, high-energy part of protected platform, 6 = intertidal shoreface, 7 = supratidal shoreface and marsh, 8a/b = braided river belt.

The environmental distribution of abundant fossil groups (algae, sponges, corals, rudists, foraminifera) and sedimentary structures (cross bedding, parallel lamination, coarse-grained terrigenous influx, bioturbation, hardgrounds) is discussed.

Based on benthonic larger foraminifera – mainly orbitoids – three biozones have been established which allowed the correlation of the stratigraphical sections and the delineation of the paleogeographical pattern: the upper Cretaceous marine invasion reached most of our area only in the Santonian and had its greatest extension in the Campanian. At the end of the Campanian a northwesterly directed general regression began, in the course of which lagoonal-lacustrine sediments were deposited. In (?) middle Maastrichtian time the entire area was dominated by non-marine conditions.

RÉSUMÉ

Partant de cinq coupes stratigraphiques mesurées et échantillonnées en détail, le Crétacé supérieur (Santonien–Maastrichtien) a été étudié dans les Pyrénées centrales espagnoles entre les rivières Segre et Llobregat. La succession verticale représente un cycle de sédimentation complet, consistant de bas en haut de conglomérats fluvio-déltaiques (Formation d'Adrahent), de carbonates de plate-forme protégée et ouverte (Formation de Bona), de grès carbonatiques de barrière off-shore (Formation d'Aren) et de calcaires et dolomies laguno-lacustres (Formation de Trempe ou «Garumnium»).

Les roches carbonatées ont été divisées en 9 types de microfaciès dont chacun est attribué à un milieu de dépôt spécifique et défini (voir fig. 6). La répartition des principaux critères d'«environnement» (structures sédimentaires, apports continentaux, niveau d'énergie, matrice primaire, etc.) ainsi que la paléoécologie des fossiles abondants (Algues, Eponges, Bryozoaires, Coraux, Rudistes, Foraminifères) est reconstruite (voir fig. 7).

A partir de nombreuses microfossiles déterminées dans les plaques minces, une biozonation par les Foraminifères benthiques est proposée et appliquée à la corrélation des coupes lithostratigraphiques. Il était ainsi possible de reconstituer des schémas paléogéographiques pour le Santonien inférieur, le Santonien supérieur, le Campanien et le Maastrichtien inférieur.

INHALTSVERZEICHNIS

1. Vorwort	194
2. Einleitung	195
3. Lithostratigraphie	198
a) Adrahent-Formation	198
b) Bona-Formation	199
c) Aren-Formation	200
d) Tremp-Formation	201
4. Mikrofazies	201
5. Sedimentologie	205
6. Paläontologie	211
7. Ablagerungsbereiche	218
8. Alter	218
9. Paläogeographische Interpretation	219
10. Schlussfolgerungen	228
Literaturverzeichnis	229

1. Vorwort

Die vorliegende Publikation stellt eine gekürzte Fassung der Dissertation dar, welche in den Jahren 1972–1974 am Geologischen Institut der Universität Bern unter der Leitung von Prof. Dr. F. Allemann entstanden ist. Das Untersuchungsgebiet ist uns von Prof. Dr. J. Rosell, Universidad Autonoma, Bellaterra (Barcelona), zur Bearbeitung überlassen worden.

Als Studienobjekt für eine Beckenanalyse zeichnet sich die Oberkreide der südlichen Zentralpyrenäen zwischen den Flüssen Segre und Llobregat durch eine Reihe günstiger Voraussetzungen aus: gute Aufschlussverhältnisse, vertikal und lateral rasch wechselnde Fazies, reicher und gut erhaltener Fossilinhalt, einfach überblickbarer tektonischer Aufbau.

Das Gebiet war bis anhin noch nicht detailliert untersucht worden. Es wurde uns die Aufgabe gestellt, innerhalb von ausgewählten Detailprofilen vertikale Faziesveränderungen im Aufschluss und Mikrobereich genau zu erfassen und zu interpretieren und daraus die paläoökologische Verbreitung wichtiger biogener und sedimentogener Parameter abzuleiten. Alsdann sollte, unter Einbeziehung von kursorisch aufgenommenen Zusatzprofilen, eine stratigraphische Korrelation erarbeitet und, basierend darauf, ein paläogeographisches Bild des Untersuchungsgebietes entworfen werden.

Für seine Einführung in das Untersuchungsgebiet und seine wertvolle Unterstützung auf späteren gemeinsamen Begehungen in Spanien sowie für zahlreiche Ratschläge während der Zusammenstellung der Ergebnisse bin ich Herrn Professor Allemann zu grossem Dank verpflichtet. Herrn PD Dr. A. Matter danke ich für seine stete Bereitschaft zur Diskussion sedimentologischer Probleme. Gerne denke ich an die vielen vergnügten Feldtage mit meinem Studienkollegen Ueli Furrer. Zahlreiche Hinweise und Anregungen verdanke ich den Dozenten, Assistenten und Mitstudenten am Geologischen Institut, insbesondere den Herren Prof. Dr. R. Herb, Dr. U. Gasser, Dr. J. Geister, Dr. M. Sturm, B. Künzi, H. Ischi, J. van Stuijvenberg und B. Schwizer.

Für seine wertvolle Hilfe bei mikropaläontologischen Fragen danke ich Herrn Dr. W. Maync recht herzlich sowie den Herren Dr. H. Oertli und Dr. A. Liebau für die Durchsicht und Bestimmung der Ostrakoden.

Herzlicher Dank gebührt auch Herrn A. Breitschmid für die Reinzeichnung der Figuren und Tabellen sowie Herrn U. Ernst für die Unterstützung bei den Fotoarbeiten, Herrn F. Zweili für die

Aufnahmen mit dem Raster-Elektronenmikroskop und den Herren V. Greço, E. Luginbühl und E. Lack für die Anfertigung der Dünnschliffe.

Den tiefsten Dank schulde ich meinen Eltern, welche mir mein Studium ermöglicht haben, und meiner Frau, welche mir verständnisvoll zur Seite stand.

Dem Andenken meines Vaters sei die vorliegende Arbeit gewidmet.

2. Einleitung

a) Geologisch-tektonischer Überblick (Fig. 1)

Katalonien, der nordöstliche Teil Spaniens, lässt sich morphologisch in folgende vier Grosseinheiten unterteilen: Axialzone, Präpyrenäen, Ebro-Depression und Katalanische Küstenkordillere. Die *Axialzone*, der zentrale Teil der Pyrenäen, ist aufgebaut aus einem kristallinen Kern und einer mehr oder weniger metamorphen paläozoischen Hülle. Südlich grenzt daran die verfaltete, im wesentlichen mesozoische Sedimentbedeckung, die sogenannten *Präpyrenäen*, und schliesslich, noch weiter im Süden, die ausgedehnte *Ebro-Depression* mit ihrer tertiären, postalpidischen Sedimentfüllung. Das Ebrobecken wird gegen Südosten begrenzt durch die *Katalanische Küstenkordillere*, auch mediterrane Zone genannt, welche ähnlich aufgebaut ist wie die Pyrenäen.

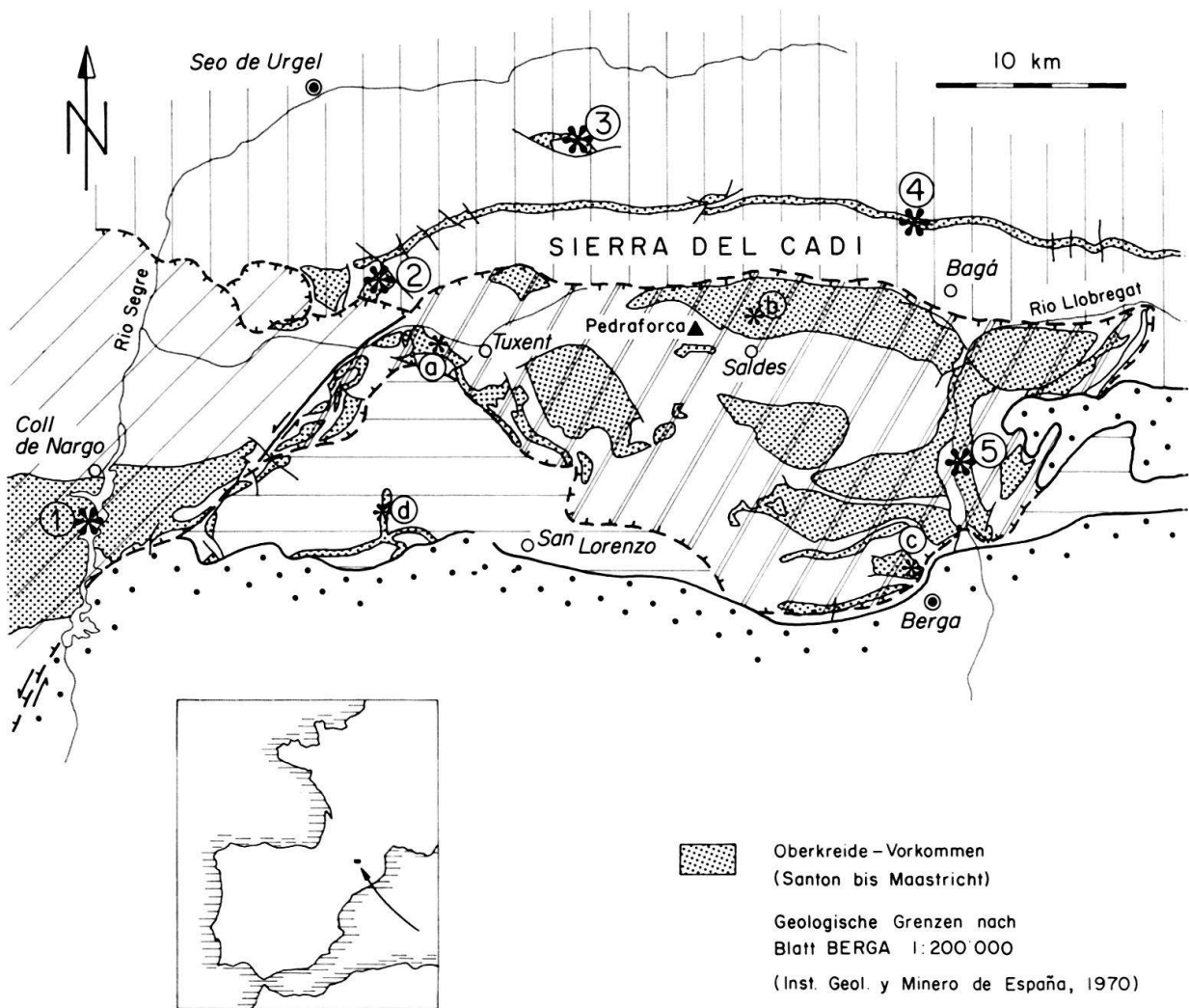
Unser engeres Untersuchungsgebiet (Fig. 1) umfasst den Abschnitt der Pyrenäen und Präpyrenäen zwischen den beiden nach Südosten entwässernden Flüssen Segre und Llobregat. Nach neuesten tektonischen Arbeiten von SEGURET (1969, 1972), CHOUKROUNE & SEGURET (1972) und GARRIDO-MEGIAS (1973) kann dieses Gebiet strukturgeologisch unterteilt werden in eine autochthone interne Einheit (Sierra del Cadi) und eine abgescherte bzw. überschobene externe Einheit, letztere bestehend aus der Pedraforca-Decke und der Zentralen Südpynäischen Abscherungszone¹⁾ mit der Segre-Flexur als Trennlinie.

Die Pedraforca-Serie (Trias-Oberkreide) ruht auf dem autochthonen Eozän der Sierra del Cadi und bedeckt den zentralen Teil unseres Untersuchungsgebietes; sie wurde um einen Betrag von rund 30 km von Norden nach Süden überschoben. Als Abscherungshorizont wirkten die roten Keuper-Mergel, welche häufig in den Antiklinalkernen der intern verfalteten und verschuppten Überschiebungsmasse aufgepresst sind.

Die mesozoischen und eozänen Serien der südpynäischen Zentralzone sind entlang der inkompetenten Trias-Horizonte um einen Betrag von 30–50 km nach Süden abgeschert, ohne jedoch auf jüngere Schichten aufgeschoben zu sein. Der Abscherungsbetrag nimmt infolge zunehmender interner Verfaltung und Verschupfung gegen Süden ab.

Der primäre Sedimentationsraum dieser externen überschobenen bzw. abgescherten Serien – nachfolgend *Externzone* genannt – befindet sich demnach nördlich der Sierra del Cadi auf der heutigen Axialzone (vgl. Fig. 10).

¹⁾ SEGURET (1972) nennt diese Einheit «série décollée de l'unité sudpyrénéenne centrale», welche als abgescherte, aber autochthone Serie seitlich begrenzt ist von der Pedraforca-Decke im Osten und von der Cotiella-Decke im Westen.



Tektonische Gliederung

nach SEGURET (1972) und GARRIDO-MEGIAS (1973)

- | | | |
|--|--|---------------|
| | Autochthone Sedimentbedeckung der Axialzone | } Präpyrenäen |
| | Pedraforca - Decke | |
| | Zentrale sudpyrenäische Abscherungszone | |
| | Autochthones, schwach verfaltetes Vorland | |
| | Ebro - Depression (postorogene Konglomerate) | |
| | Grenzlinie tektonischer Einheiten | |
| | Ueberschiebungslinien | |
| | Segre - Flexur | |

- | | | |
|---|-----------------------------|-------------------|
| ① | Coll de Nargo - Rio Sellent | } Hauptprofile * |
| ② | Adrahent | |
| ③ | Querforadat | |
| ④ | Greixa | |
| ⑤ | La Nou | |
| a | La Vansa | } Zusatzprofile * |
| b | Gresolet | |
| c | Serrat de la Figarasa | |
| d | Sierra de Odén | |

Fig. 1. Geologisch-tektonische Skizze der südlichen Zentralpyrenäen zwischen Rio Segre und Llobregat.

Südlich der Externzone sind in unserem Gebiet noch Teile des autochthonen, wenig deformierten Vorlandes erhalten (z. B. Sierra de Odén), welche den sogenannten «Sierras marginales» zugezählt werden.

Die südliche Begrenzung von Externzone und autochthonem Vorland ist verdeckt durch die obereozänen bis oligozänen Konglomerate der Ebro-Depression.

b) Historisches

Westlich unseres Untersuchungsgebietes ist die Oberkreide in verschiedenen regionalgeologischen Arbeiten detailliert beschrieben worden. Wir erwähnen hier nur HOORN 1970 (sedimentologische Untersuchung der Vallcarga-Turbidite in der Esera-Gegend), NAGTEGAAL 1972 (N-S-Querschnitt durch das Oberkreidebecken östlich von Tresp mit detaillierter Rekonstruktion der Ablagerungsgeschichte), HOTTINGER & ROSELL 1973 und HOTTINGER 1966 (mikropaläontologisch-stratigraphische Bearbeitung der Oberkreide im Montsec), LIEBAU 1967, 1970 (eingehende paläontologische und paläogeographische Analyse des Garumnium-Beckens von Isona), RAMIREZ 1971 (mikrofazielle und stratigraphische Untersuchungen in Jura und Kreide von NW-Spanien) und verweisen im übrigen auf die bibliographischen Hinweise in der Oberkreide-Monographie von SOUQUET (1967), in welcher die gesamten Südpirenen westlich des Rio Segre ausführlich beschrieben sind.

Mit dem Gebiet östlich des Rio Segre befasst sich die Arbeit von GUÉRIN-DESJARDINS & LATREILLE (1961). Die Autoren stellten die Feldaufnahmen von zahlreichen Diplomanden aus Grenoble und Montpellier zusammen und kombinierten sie mit der bestehenden Kartierung von BOISSEVAIN 1934 (geologisch-morphologische Bearbeitung des oberen Rio-Segre-Gebietes) zu einer geologischen Karte der Präpyrenäen zwischen Rio Segre und Llobregat im Maßstab 1:100 000. Zu den Erläuterungen gehört auch eine Reihe von Querprofilen, welche den lokalen tektonischen Baustil der Präpyrenäen zeigen – allerdings noch unter Verneinung echter Deckenstrukturen. Demzufolge, und auch mangels fundierter stratigraphischer Kenntnisse, sind die paläogeographischen Aussagen in bezug auf die Oberkreide wenig überzeugend.

Das «Instituto Geologico y Minero de España» publizierte 1970 das Blatt «Berga» (1:200 000), eine Zusammenstellung bestehender, aber z.T. vorher noch nicht veröffentlichter geologischer Kartierungen. Die dazugehörigen Erläuterungen geben einen allgemeinen Überblick über die Stratigraphie, nehmen aber keine Stellung zu strukturellen Zusammenhängen.

Von entscheidender Bedeutung für die Kenntnis des tektonischen Aufbaus der Pyrenäen sind die Arbeiten von SEGURET (1969a, b, c; 1972). Der Autor konnte zeigen, dass die gesamten post-triadischen Serien der Pyrenäen-Südseite um Beträge bis zu 50 km entlang der plastischen Trias-Horizonte abgeschert oder über jüngere Einheiten überschoben worden sind. Der tektonische Baustil der Pyrenäen zeigt nach SEGURET folgende typische Merkmale: Verminderung der Abscherungsbeträge von Norden nach Süden, häufige laterale und frontale Wechsel von überschobenen allochthonen zu abgescherten autochthonen Serien und synsedimentäre Platznahme der tektonischen Einheiten.

Unter Berücksichtigung neuester geophysikalischer Daten hat CHOUKROUNE (1972, 1973) die alpine Entstehungsgeschichte der Pyrenäen, unter dem Aspekt der Plattentektonik, in Zusammenhang mit einer oberkretazischen Öffnung der Biskaya gebracht, wobei die Bewegung der iberischen Plattform als eine Rotation um einen Pol in der Gegend von Paris zu verstehen ist. Damit kann die gegen Westen zunehmende Subsidenz der Oberkreide-Sedimentationströge einleuchtend erklärt werden.

Diese neuen Auffassungen dienten GARRIDO-MEGIAS (1973) als Basis für seine grossräumliche Rekonstruktion der Oberkreide-Paläogeographie in den zentralen Südpynäen. Die dabei aufgezeigten Fazieszusammenhänge, beruhend auf einer Unterteilung der Oberkreide-Sedimentation in vier Grosszyklen (zurückzuführen auf tektonische Pulsationen), sind in ihren grossen Zügen wohl richtig, vermögen aber detaillierteren Untersuchungen, beispielsweise in unserem Gebiet, nicht durchwegs gerecht zu werden.

3. Lithostratigraphie

Die lithologischen Abfolgen zweier Detailprofile sind aus den Profildarstellungen der Tafeln 3 und 4, diejenigen der Zusatzprofile aus Figur 9 ersichtlich.

Da wir keine Kartierungsarbeiten ausführten, übernehmen wir für die lithostratigraphische Unterteilung die bestehenden Formationsnamen früherer Autoren, wie sie für das gesamte Gebiet der südlichen Zentralpyrenäen in verdienstvoller Weise von MEY et al. (1968) zusammengestellt wurden. Für unser Gebiet ergibt sich damit vom Liegenden ins Hangende die nachstehende Abfolge:

a) Adrahent-Formation

Sie besteht aus einer charakteristischen Assoziation hell verwitternder, grösstenteils nichtkarbonatischer Quarzit-Konglomerate, Sandsteine und einiger, z. T. kohlig-er Tonschiefer-Zwischenlagen. Benannt ist sie nach dem Dorf Adrahent, südlich von Seo de Urgel, wo die Formation in ihrer grössten Mächtigkeit von mehr als 160 Metern vorliegt. Sie bildet in der autochthonen Cadi-Zone die Basis der Oberkreide-Sedimente und liegt diskordant auf Keuper (Profil Adrahent), Muschelkalk (Profil Querforadat) beziehungsweise Permo-Trias (Profil Greixa). Die Hangendgrenze ist durch das Einsetzen der Karbonatsedimentation (= Bona-Formation, vgl. Fig. 3) gegeben.

An primären Sedimentstrukturen lassen sich Alternationen von gröberen und feineren Lagen, z. T. mit grossmaßstäblicher Schrägschichtung, sowie «fining-upward»-Zyklen und Klein-Kreuzschichtung beobachten (vgl. Fig. 3 sowie Tafel 1).

Die *Ablagerungsbedingungen* der Adrahent-Formation reichen von kontinental (fluviale Schuttkegel und Schwemmlandebenen verflochtener Flußsysteme) bis fast-marin (Küstenebene mit temporären marinen Invasionen). Bei der Milieu-Interpretation konnten wir uns auf mehrere, gut beschriebene rezente bzw. pleistozäne Äquivalente stützen. Wir erwähnen insbesondere die Arbeiten von BLISSENBACH 1954 (rezente alluviale Schuttkegel in semiariden Gebieten der USA), DOEGLAS 1962 (Untersuchungen an den Schwemmlandebenen der Rhone-, Ardèche- und Durance-Mündung) und COSTELLO & WALKER 1972 (Sedimentologie pleistozäner Flussablagerungen in Ontario, Kanada).

In den Serien der Externzone ist die Adrahent-Formation nur noch rudimentär vorhanden. Konglomerat- und Kalksandsteinbänke von höchstens 10 Metern Mächtigkeit wechsellagern mit stark sandigen, z.T. knolligen Biogenkalken und dünnen Schiefertonglagen.

Altersstellung: An der Typlokalität sowie in den übrigen untersuchten Sektionen der Axialzone ist die Adrahent-Formation – abgesehen von vereinzelt Pflanzenresten – fossilführend. Aufgrund von *Lacazina* führenden Kalken im Hangenden (Profile Adrahent und Querforadat) können wir ihr jedoch ein Mindestalter von Santon zuweisen.

In den Profilen der Externzone (insbesondere Coll de Nargo, Saltes und La Nou), wo im Liegenden und als Zwischenlagerung der Adrahent-Konglomerate fossilführende, mikritische Kalke auftreten, kann auch die Basis der Formation als Santon belegt werden. Unter Berücksichtigung der weiter unten vorgeschlagenen biostratigraphischen Unterteilung der Oberkreide (vgl. p. 219) stellen wir demnach die Adrahent-Formation in den unteren Teil der Biozone I, in das Santon I (? unteres–mittleres Santon).

b) Bona-Formation

Die Formation ist benannt nach einem kleinen nördlichen Nebenfluss des Rio de la Vansa in der Gegend von Adrahent; sie kommt im ganzen Untersuchungsgebiet in allen gemessenen Profilen vor.

Die Liegendgrenze der Bona-Formation fällt mit der Obergrenze der Adrahent-Formation zusammen (vgl. Fig. 3). Wo die letztere nicht oder nur rudimentär ausgebildet ist, lagert sie direkt dem vorkretazischen Untergrund auf. Die Hangendgrenze ist gegeben durch die Basis der Aren-Formation (Profil Coll de Nargo) bzw. der Trep-Formation (übrige Profile).

Die Bona-Formation ist zum überwiegenden Teil aufgebaut aus biodetritischen, mehr oder weniger stark quarzsandigen Kalken, welche charakteristische, gelbbraun bis hellgrau anwitternde Steilwände bilden (vgl. Fig. 5 auf Tafel 1), die von SOUQUET (1967) unter dem Namen «calcaires des Sierras» zusammengefasst worden sind.

Charakteristische Lithofazies-Merkmale sind die ungleichmässige Bankung (einige Zentimeter bis mehrere Meter) und die häufig gewellten Schichtflächen mit Detritus-Anreicherungen (Fig. 4 auf Tafel 1), welche dem Gestein in der Verwitterung oft einen knolligen Aspekt verleihen. Geringmächtige Zwischenlagen von echten Knollenkalk-Mergel-Alternationen kommen in den meisten Profilen vor. Sehr häufig, vor allem im oberen Teil der Formation, sind Chertknollen; sie sind in ihrer Verbreitung auf die Sektionen von Coll de Nargo und La Nou beschränkt und fehlen im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes (in der Cadi-Zone) vollständig. Die Chertknollen, wie auch die selektiven Silifizierungen einzelner Fossilien, sind durchwegs an das Auftreten von Spongien gebunden.

Der Gehalt an siliziklastischem Detritus ist in den südlichen Profilen grösser als in den nördlichen; ausserdem nimmt er innerhalb der Formation generell gegen oben ab.

Im Querschnitt des Rio Segre (Profil Coll de Nargo) zählen wir auch die mächtigen Knollenkalk-Abfolgen, welche von SOUQUET (1967) als «série de Valldarques»

bezeichnet wurden, zur Bona-Formation, deren oberen Teil sie bilden (vgl. Fig. 6 auf Tafel 1).

In dem von uns untersuchten Gebiet zeigen sie noch keinerlei Flysch-Charakter (vgl. Mikrofazies MF 9), lassen sich jedoch lateral gegen Westen mit den Turbiditserien der Vallcarga-Formation korrelieren (HOORN 1970). Die Bona-Formation zeigt in unserem Arbeitsgebiet beträchtliche primär-stratigraphische Mächtigkeitsunterschiede; während sie in den Sektionen von Coll de Nargo und La Nou 1800 bzw. 620 Meter mächtig ist, reduziert sie sich in der Cadi-Zone auf weniger als 160 Meter.

Im Kapitel 4 werden die karbonatischen Mikrofazies-Typen der Bona-Formation (MF3 – MF9) mit den dazugehörigen *Ablagerungsräumen* detailliert beschrieben. Die Formation repräsentiert in ihrer Gesamtheit sämtliche Sedimentationsbereiche einer marinen Plattform mit wechselndem terrigenem Einfluss.

Die *Altersstellung* der Bona-Formation kann in den vollständigen Abfolgen des Segre- und Llobregat-Querschnittes, aufgrund des reichen Fossilinhaltes, relativ genau bestimmt werden. Sie umfasst dort die Biozonen I und II sowie den unteren Teil der Biozone III, was einem wahrscheinlichen Alter von Santon – (?) Mittl. Maastricht entspricht. Wesentlich schwieriger ist eine Alterszuordnung in den stark reduzierten Profilen der Cadi-Zone. Nachweisen können wir hier für die Basis noch Santon II (? Ob. Santon), während die Obergrenze der Formation, der Übergang in die Garumnium-Fazies, biostratigraphisch nur mangelhaft belegbar, als Campan (?) determiniert werden kann.

c) Aren-Formation

In ihrer Verbreitung ist diese Formation auf den westlichsten Teil des Untersuchungsgebietes beschränkt. Die Liegendgrenze zur Bona-Formation ist gekennzeichnet durch den charakteristischen morphologischen Wechsel von zurückwitternden graubraunen Knollenkalken zu wandbildenden, rötlichen, kalkigen «Sandsteinen».

Lithologisch und mikrofaziell (vgl. MF6, 7) erweist sich dieser scheinbar scharfe Wechsel jedoch als gradueller Übergang von spikulitischen, schwach siltig-sandigen Kalklutiten (Bona-Formation) zu stark sandigen Biospariten (Aren-Formation). Der Übergang drückt sich aus durch einen wesentlich stärkeren Anfall an terrigenem Material, begleitet von einer Zunahme der Energie im Ablagerungsraum.

Die Hangendgrenze der Formation ergibt sich aus dem Wechsel zu den lagunär-lakustrischen Sedimenten der Tremp-Formation.

An primären Sedimentstrukturen konnten in den Aren-Sandsteinen Kreuz- und Schrägschichtung, mehr oder weniger vertikal stehende Fraßspuren sowie wellige Bänderungen (beach lamination) beobachtet werden (vgl. p. 206 und Tafel 2). Die Mächtigkeit, welche im Profil Coll de Nargo rund 120 Meter beträgt, zeigt starke laterale Unterschiede; einzelne basale Bänke keilen seitlich in die Knollenkalken der Bona-Formation aus. Generell nimmt die Dicke des Aren-Sandsteins gegen Osten rasch ab und gegen Westen zu, beispielsweise auf mehr als 200 Meter in der Region von Isona (LIEBAU 1967).

In bezug auf das *Ablagerungsmilieu* interpretieren wir die Sedimente der Aren-Formation als strandparallele Sandbarren, welche sich mit zunehmendem Terrigenanfall küstenwärts verschieben (prograding barrier islands), wobei der Sediment-

transport durch Küstenlängsströmungen erfolgte. Wertvoll für die Milieu-Interpretation des Aren-Sandsteins waren die Beschreibungen des vergleichbaren rezenten Modells von Galveston Island (Golf von Mexico) durch DAVIES et al. (1972) und KLEIN (1974).

Fossile Beispiele solcher Strandbarren-Sedimente kennt man aus dem unteren Jura Sünglands (DAVIES 1969), aus der Unterkreide von Montana (DAVIES et al. 1972) sowie aus der Oberkreide von Montana (SHELTON 1967) und Colorado (MASTERS 1967).

Altersstellung: Aufgrund des Fauneninhalts (insbesondere *Lepidorbitoides* sp., *Siderolites calcitrapoides*, *Orbitoides media*) stellen wir die Aren-Formation in den oberen Teil der Biozone III und ordnen ihr ein Alter von Mittl.-? Ob. Maastricht zu.

d) Tresp-Formation

Zwischen den letzten marinen Oberkreide-Sedimenten der Bona- bzw. Aren-Formation und den Alveolinenkalken tertiären Alters befinden sich mächtige, überwiegend kontinentale Serien, bestehend aus roten, tonigen Mergeln, Konglomeraten, sapropelitischen Kalken mit wechselndem Dolomitgehalt und Kohlelagen (werden z.T. noch abgebaut!). Sie werden in der älteren Pyrenäenliteratur unter dem von LEYMERIE (1862) erstmals verwendeten, stratigraphisch und faziell ungenau definierten Begriff «Garumnium» zusammengefasst.

Wir verwenden den von MEY et al. (1968) aufgestellten, nach der westlich des Rio Segro gelegenen Stadt Tresp benannten Formationsnamen und bezeichnen die nichtmarinen Ablagerungen der Oberkreide als Tresp-Formation. Es gehören dazu insbesondere die beiden Mikrofazies-Typen MF1 und MF2.

Faziell ergibt sich der Übergang von der Aren- in die Tresp-Formation aus dem Wechsel von marinen Küstensanden zu brackischen Marschablagerungen; letztere zeigen gegen oben zunehmend lakustrischen Charakter.

Im Gegensatz zu MEY et al. (1968) betrachten wir die Basis der Tresp-Formation in unserem Untersuchungsgebiet als heterochron. Während in den vollständigen Profilen der Externzone die Garumnium-Fazies erst im Mittl.-(?)Ob. Maastricht einsetzt²⁾, beginnt sie in den Sektionen der Cadi-Zone schon im Ob. Campan (? Unt. Maastricht).

4. Mikrofazies

Das Studium von annähernd 500 Dünnschliffen aus allen Haupt- und Zusatzsektionen und einer Reihe von Einzelaufschlüssen erlaubt es, aufgrund von biogenen und sedimentologischen Faziesmerkmalen im Mikrobereich eine Anzahl von charakteristischen Mikrofazies-Typen zu unterscheiden. Unter zusätzlicher Berücksichtigung feldgeologischer Daten (primäre Sedimentstrukturen, vertikale und

²⁾ Wir stehen damit im Widerspruch zu LIEBAU (1967), welcher das «Untere Conca-Garumnium» von Isona, aufgrund von benthonischen Kleinforaminiferen (*Bolivinoides draco miliaris* u.a.) in der liegenden «Biscarri-Serie» (= Aren-Formation), in das Unt. Maastricht stellt (ungeachtet des gleichzeitigen Auftretens von *S. calcitrapoides*, *O. macroporus*, *O. gensacicus* und anderen Grossforaminiferen!).

laterale Gesteinsassoziationen, Makrofossil-Inhalt etc.) lassen sich diese einem bestimmten Milieubereich (vgl. Fig. 6) zuordnen. Bei der Milieu-Interpretation stützten wir uns dabei vor allem auf den Vergleich mit den gut bekannten rezenten Sedimentationsmodellen der Bahama-Plattform, der Florida Bay und des Persischen Golfes.

Für die vertikale Verbreitung der verschiedenen Mikrofazies-Typen verweisen wir auf die Darstellung des Profils von Coll de Nargo (Tafel 4).

Legende zu Figur 2

MF 1: Laminierter Charophytenkalk; Boundstone-Wackestone

Es sind hell verwitternde, im Bruch dunkelbraune, feinblättrige Stinkkalke.

Im Mikrobereich zeigt sich ein Wechsel von diskontinuierlichen, subparallel schwach gewellten hellen, sparitischen, mit dunklen mikritisch-sapropelitischen Lagen. Innerhalb der hellen sowie auch lose eingestreut in den dunklen Lagen lassen sich Bruchstücke von Charophyten, Ostrakoden, Lamellibranchiern und einzelne rekristallisierte Chara-Oogonien erkennen. Ein Teil der hellen Lagen zeigt kavernöse Struktur (birds-eyes), welche wir als frühdiaogenetische Entgasungsphänomene deuten, entstanden bei der Zersetzung von organischem Material.

Milieu: lakustrisch mit sehr schwacher Wasserturbulenz (EI: I-II). Keine siliziklastischen Einflüsse. Subaquatischer Algenrasen.

Probe: EC 73/153, Tremp-Formation, Profil Coll de Nargo.

MF2: Gefleckter, ± dolomitischer Biodismikrit mit Charophyten-Bruchstücken; Mudstone-Wackestone

Es handelt sich um einen dichten, splittrig brechenden, fossilarmen, mittelgrauen bis grüngrauen Stinkkalk mit unterschiedlichem Dolomitanteil (bis max. 80%).

In der mikritischen Matrix «schwimmen» Bruchstücke von Ostrakoden, Gastropoden, Lamellibranchiern und Charophyten (ch). Gut erkennbar sind unregelmässig eckig begrenzte, mit blockigem Calcit auszementierte Kavernen, deren Längserstreckung allgemein parallel zur Schichtung verläuft. Diese typischen «birds-eye»-Strukturen sind ein Hinweis auf zeitweiliges Trockenfallen der Sedimentoberfläche. Innerhalb der mikritischen Matrix, und nur unscharf von dieser abgegrenzt, finden sich nicht selten bräunliche (?tonigere) Intraklaste, welche bis zu 50% der Schlifffläche ausmachen können und verantwortlich sind für den teilweise schlierigen Aspekt des Gesteins.

Der im Schliff erkennbare siliziklastische Anteil (Fraktion $> 20 \mu$) beschränkt sich auf vereinzelte, feinsiltige Quarzkörner, welche gesamthaft nicht mehr als 1% ausmachen. Quantitativ ebenfalls stark untergeordnet, finden sich einige detritische Dolomitmörner.

Milieu: lagunär-lakustrische Marginalzone mit sowohl marinen wie kontinentalen Einflüssen. Oberer Intertiden- bis Supratidenbereich (Küstenebene und Marsch). Schwache Wasserturbulenz (EI: II) und zeitweilig stark eingeschränkte Wasserzirkulation mit evaporitischen Bedingungen.

Probe: EC 73/314, Tremp-Formation, Profil Adrahent.

MF3: Sandiger Biogentrümmerkalk (quarzsandiger, mikritführender Biosparit); Packstone

Es sind ± sandige, graubraun bis rötlichbraun verwitternde, spätige Kalke von dunkelgrauer Bruchfarbe. Häufig erkennbar ist flachwinklige Schrägschichtung.

Biogene und siliziklastische Komponenten (Quarz und Quarzit, 1–25%) sind dichtgepackt, schlecht sortiert und kaum gerundet. Im Handstückbereich lässt sich jedoch subparallele Einregelung der Grobkomponenten beobachten. Die Biogenfragmente – z.T. mikritisch umkrustet – bestehen aus Echinodermen, Lamellibranchiern, Bryozoen, Lithothamnien (z.T. als Knollen) sowie Milioliden und agglutinierenden Foraminiferen. Auf der Abbildung zu erkennen sind *Dicyclina* bzw. *Cuneolina* (d).

Die intergranulären Berührungslinien zeigen oft stylolithische Lösungserscheinungen mit Anreicherungen von tonig-limonitischem Material. Einzelne primäre Hohlräume (auf der Abbildung nicht erkennbar) sind auszementiert mit Calcit-Pseudomorphosen nach Dolomit, wobei die ursprünglichen Rhomboeder durch orientierte Einlagerungen von Fe-Hydroxid akzentuiert sind.

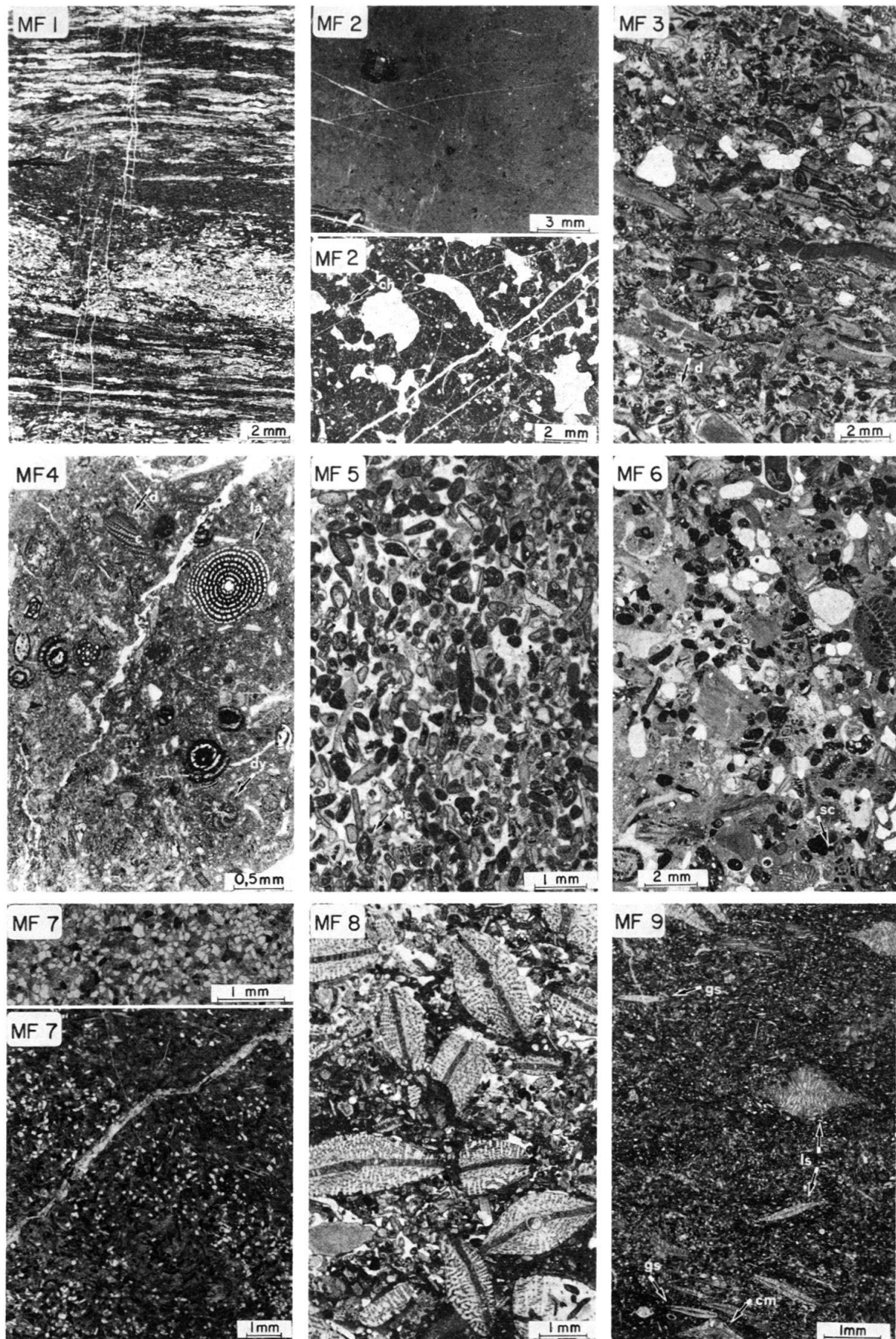


Fig. 2. Photographische Darstellung der Mikrofazies-Typen (MF 1 - MF 9).

Milieu: seichtmarine, küstennahe, innere Plattform (subtidal bis intertidal) mit reicher angeschwemmter Fauna. Starker terrigener Einfluss. Geringe bis mässige Wasserturbulenz (EI: II–IV). Kurzfristige subaerische Phasen wahrscheinlich.

Probe: EC 73/211, Bona-Formation, Profil Greixa.

MF 4: Biogener Pelmikrit; Wackestone

Es sind feinkörnige Kalke mit gewellten Tonlagen, welche dem Gestein in der Anwitterung einen knolligen Aspekt verleihen (vgl. auch Fig. 5).

Die schwach tonige (15–20%) Mikritmatrix besteht grösstenteils aus Pellets und ist fleckenweise zu Pseudosparit rekristallisiert. In ihr «schwimmen» Fossilien, Fossilbruchstücke (Rudisten und andere Lamellibranchier, Echinodermen, porzellanschalige und agglutinierende Foraminiferen) und Intraklaste. Erkennbar sind *Lacazina elongata* (la), *Cuneolina/Dicyclina* (d), *Dictyopsella kiliani* (dy).

Milieu: geschützte Plattform im Lee einer Barriere. Subtidalbereich unterhalb Wellenbasis. Geringe Wasserturbulenz (EI: II).

Probe: EC 73/422, Bona-Formation, Profil Coll de Nargo.

MF 5: Mikritführender Intrasparit bzw. Peloidkalk; Grainstone–Packstone Granitstone–Packstone

Es handelt sich um hellgraue, spätige, biotritische Kalke, welche häufig Schrägschichtungs-Phänomene zeigen (vgl. auch Fig. 5).

Unter dem Mikroskop erkennt man ein Gerüst von sich gegenseitig abstützenden, gut gerundeten und sortierten Intra- und Bioklasten (Echinodermen, Lamellibranchier, Dasycladaceen, Lithothamnien, Bryozoen, Ostrakoden und Foraminiferen), von denen einige Mikritsäume (micrite envelopes) aufweisen. Erkennbar ist *Nummofallotia cretacea* (nc).

Milieu: seichtmarine Schwelle inkl. deren Lee-Abhang zur geschützten Plattform (oberer Subtiden- bis Intertidenbereich). Kein terrigener Einfluss. Grosse Wasserturbulenz (EI: IV) und kleine Sedimentationsrate.

Probe: EC 73/251, Bona-Formation, Profil Querforadat.

MF 6: Grobsandiger, mikritführender Biosparit; Grainstone–Packstone

Der grobgebankte Kalkarenit bildet charakteristisch rotbraun herauswitternde Steilwände mit häufig erkennbarer Gross-Kreuzschichtung und gewellter Bänderung (vgl. Fig. 6 und 7 auf Tafel 2).

Unter dem Mikroskop sieht man ein lockeres Gerüst (grain-supported) von gut gerundeten, gut bis sehr gut sortierten, siliziklastischen und bioklastischen [Echinodermen, Bryozoen (z. T. mit Glaukonit in Hohlräumen), Lamellibranchier, Lithothamnien, Gastropoden etc.] Komponenten. Bei den Foraminiferen dominieren die kalkig-perforierten und die Milioliden. Auf der Abbildung zu erkennen ist *Siderolites calcitrapoides* (sc).

Milieu: küstennahe, hochenergetische Strandbarre (EI: IV). Relativ geringe Sedimentationsgeschwindigkeit. Starker Terrigen-Einfluss.

Probe: EC 72/169, Aren-Formation, Profil Coll de Nargo (Lokalität Rio Sellent).

MF 7: Stark feinquarzsandiger, glimmerführender Biosparit; Packstone–Grainstone

Der braunrot herauswitternde «Kalksandstein» tritt als Einlagerung in den Knollenkalken der oberen Bona-Formation sowie – vergesellschaftet mit dem unter MF6 beschriebenen Gesteinstyp – in der Aren-Formation auf. Häufig können Schrägschichtung, Spuren von biogener Sedimentumlagerung, Pflanzenhäcksel und Tongallen beobachtet werden.

Im Mikrobereich erkennt man ein Gerüst von terrigenem (30%) und biogenem (40%) Detritus mit guter Sortierung und schlechter Rundung der Komponenten. Die Skelettfragmente stammen von Echinodermen (graue Partikel) und Lithothamnien (schwarze Partikel), letztere in Form von mässig gerundeten «Algenpeloiden». Untergeordnet kommen einige benthonische Kleinforaminiferen vor. Gut sichtbar sind die detritischen Hellglimmer.

Milieu: küstennahe Strandbarre bis Küstensand (subtidal bis intertidal) mit starkem terrigenem Zufluss und mässiger Wasserturbulenz (EI: III–IV). Hohe Sedimentationsrate.

Probe: EC 72/086, Bona-Formation, Profil La Nou.

MF 8: Schwach quarzsandiger Biomikrit mit Orbitoiden; Wackestone-Packstone

Es handelt sich um einen beige-grau verwitternden, im Bruch mittelgrauen, dm- bis m-gebankten Biogenkalk. Häufig sind gewellte, feindetritische Lagen, welche dem Gestein einen knolligen Aspekt verleihen (vgl. Fig. 4 und 6 auf Tafel 1).

Der Anteil der $\pm$ tonigen Mikritmatrix macht im Schliffbild ca. 60% aus. Die Biogenkomponenten zeigen deutliche Anzeichen von mechanischer Abrasion und setzen sich zusammen aus Echinodermen, Lamellibranchiern (keine Rudisten!), Bryozoen, Lithothamnien (auch Knollen) sowie kalkig-perforierten Grossforaminiferen (*Orbitoides media*, Rotaliiden), dem dominierenden Fossilinhalt. Einzelne primäre Hohlräume sind mit blockigem Calcit auszementiert.

Milieu: interne Teile der offenmarinen Plattform im Bereich der Barren-Luvseite. Wassertiefen liegen oberhalb bis höchstens knapp unterhalb der Wellenbasis; schwache bis mässige Wasserturbulenz (EI: II–III).

Probe: EC 72/107A, Bona-Formation, Profil Coll de Nargo.

MF 9: Spikulitischer Pelmikrit mit kalkig-perforierten Foraminiferen; Wackestone

Es ist ein feinkörniger, knolliger Kalk mit z.T. gut erhaltenen Schwammskeletten (vgl. Fig. 1–3 auf Tafel 2) und häufigen Silifizierungs-Phänomenen.

Im Schliffbild dominiert die mikritische Matrix, welche zu etwa 20% aus unscharf begrenzten Pellets besteht. Sie ist durchsetzt von limonitischen Partikeln (oxydierter Pyrit) und enthält in geringen Mengen (<1%) Glaukonit und Phosphorit. In der Matrix «schwimmt» der siliziklastische und biogene Detritus, welcher in Feinstsand- bis Siltfraction vorliegt und gut sortiert ist. Die biogenen Anteile setzen sich zusammen aus Echinodermen und Lamellibranchiern sowie aus calcitisierten Spongiennadeln und aus kalkig-perforierten Foraminiferen. Zu erkennen sind *Clypeorbis mamillata*, *Lepidorbitoides* sp. und *Goupillaudina* sp. Deutlich sichtbar sind auch Spuren von biogener Sedimentumlagerung.

Milieu: äusserer Teil der offenmarinen Plattform und Übergang zum «tieferen» Becken. Geringe Wasserturbulenz (EI: II) und teilweise reduzierende Bedingungen. Kleine Sedimentationsrate.

Probe: EC 73/449, Bona-Formation, Profil Coll de Nargo.

5. Sedimentologie

Eine zusammenfassende Darstellung über die Verteilung aller von uns ausgeschiedenen sedimentologischen Parameter auf die verschiedenen Ablagerungsbe-
reiche findet sich auf Figur 6. Einige ausgewählte sedimentologische Phänomene wurden mittels detaillierten Feldaufnahmen und Laboranalysen genauer untersucht. Insbesondere ging es darum, ihre Bedeutung als Indikation für bestimmte physikalisch-chemische Bedingungen im Ablagerungsraum des entsprechenden Sedimentes abzuklären.

a) Schrägschichtung

In den typischen mächtigen Konglomeratabfolgen der *Adrahent-Formation* zeigen nur ganz selten einzelne Grobkomponenten-Lagen Anzeichen von Schrägschichtung. Es dürfte sich dabei um grossmaßstäbliche, trogförmige Kreuzschichtung handeln, welche – innerhalb der fluviatilen Fazies – typisch ist für Ablagerungen in einem durch vielfache Barrenbildung stark zergliederten Fluss (braided river deposits). Hingegen konnte im Profil von Adrahent, im Dach der nach diesem Ort benannten Formation, Klein-Kreuzschichtung innerhalb eines tonigen Sandsteins beobachtet werden, und zwar direkt unterhalb der ersten marinen Kalke. Klein-Rippelschichtungen sind verschiedentlich aus dem oberen Teil von rezenten fluviatilen Zyklen beschrieben worden (COLEMAN 1969; DOEGLAS 1962).

Innerhalb der *Bona-Formation* sind Schrägschichtungs-Phänomene an hoch-energetische Sedimente der Mikrofazies-Typen MF 3 und MF 5 gebunden.

Schliesslich findet man auch häufig Schrägschichtung in den Sandbarren der *Aren-Formation*, wo im Zusammenhang damit auch grosse laterale Mächtigkeitsunterschiede einzelner Bänke sowie auch Auskeilen ganzer Arenitwände zu beobachten sind.

b) Lamination und Bänderung

Ein Beispiel von Lamination, die durch Algenwachstum (Charophyten) entstanden ist, wurde aus Süsswasserkalken der *Tremp-Formation* bereits beschrieben (MF1).

Anorganisch entstandene Laminationen sind die Folge von zeitweilig aussetzender Sedimentation, kleiner Wechsel in der Sedimentherkunft oder feiner Unterschiede in der Strömungsgeschwindigkeit des transportierenden Mediums. Sie sind nur dort erhaltungsfähig, wo die primäre Ablagerungstextur nicht durch benthonische Organismen durchwühlt wird, und sind deshalb im allgemeinen ein Hinweis auf lebensfeindliche Bedingungen im Sedimentationsraum.

Schöne Parallel-Laminationen supra- bis intertidalen Ursprungs finden sich in den dolomitischen Horizonten der Profile Querforadat und Greixa (*Bona-Formation*).

Im Gegensatz dazu sind die feinen, schwer erkennbaren Laminationen in einzelnen, den Knollenkalken eingelagerten Schichten (obere *Bona-Formation*, Coll de Nargo) durch offenmarine Strömungen im äusseren Schelf entstanden.

Innerhalb der grobgebankten Biosparite der *Aren-Formation* können charakteristische, durch die Verwitterung hervorgehobene cm-Bänderungen beobachtet werden (Fig. 6 und 7 auf Tafel 2). Auffallend sind dabei die dunklen Basallagen der einzelnen Lamellen (Anreicherung von Schweremineralien) sowie die gegen oben zunehmende Korngrösse (Übergang von Mikrofazies MF 7 zu MF 6). Solche inverse Gradierungen sind nach SANDERS (1965) häufig in «certain stream deposits and the seaward dipping beds of beach foreshores» (gewisse Flussablagerungen sowie meerwärtig einfallende Sedimentbänke des «Nassen Strandes»). Die marinen Strand-Laminierungen (beach lamination) sind von CLIFTON (1969) detailliert untersucht und ihre Bildung experimentell nachvollzogen worden. Die vom Autor beschriebenen Strukturen lassen sich durchaus mit den von uns beobachteten vergleichen und auch der Ablagerungsbereich – oberer Intertidenbereich des Strandes – dürfte weitgehend übereinstimmen.

c) Quarzkonglomerat-Schüttungen

Mächtige, nichtkarbonatische Konglomeratabfolgen bauen in den Profilen der Cadi-Zone die *Adrahent-Formation* auf. Dieser stark terrigenen klastischen Phase santonen Alters ordnen wir auch die Grobsand- bis Feinkonglomerat-Schüttungen innerhalb der *Bona-Formation* der südlicheren Profile (Coll de Nargo und La Nou) zu. Die Ablagerungen zeigen folgende sedimentologische Charakteristika:

- generelle Abnahme der maximalen Korngrössen von unten nach oben (fining-upward), sowohl in einzelnen Bänken wie auch über die gesamte Formation;

- der Rundungskoeffizient der Grobkomponenten (≥ 2 mm) variiert zwischen 2 und 4 (subangulär bis subgerundet). Er ist allgemein in den distaleren Teilen des alluvialen Schuttkegels grösser als in den proximalen (Grobkomponenten innerhalb der Kalklagen in den südlichen Profilen sind besser gerundet als diejenigen in den rein terrigenen Abfolgen der Cadi-Zone; vgl. Fig. 1–3 auf Tafel 1);
- die Komponenten weisen in allen untersuchten Profilen die gleiche monotone Zusammensetzung auf: Anteile von mehr als 2 mm $\varnothing$ bestehen zu über 90% aus weissem Quarzit (der Rest sind grüne und graue Quarzite und schwarze Horn-

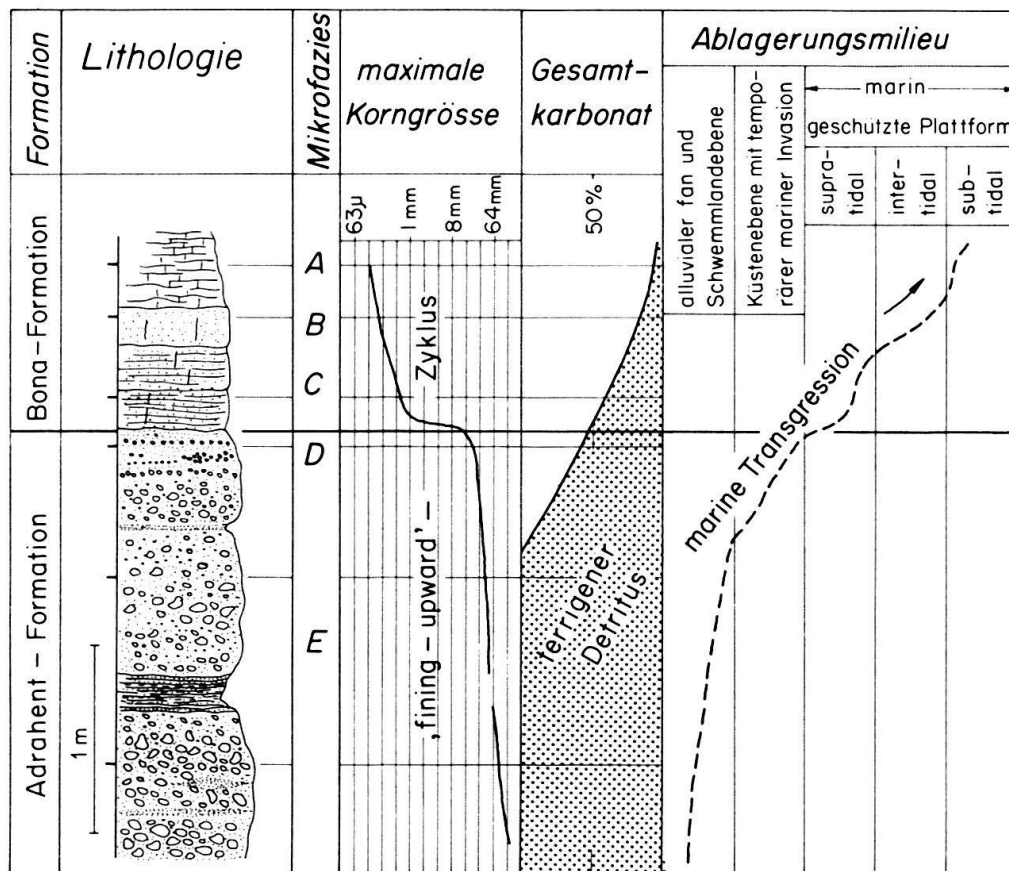


Fig. 3. Sedimentologie, Mikrofazies und Milieu-Interpretation des Übergangs von der terrestrischen Adraent- zur marinen Bona-Formation. Detail aus dem Profil Querforadat (vgl. auch Fig. 2 auf Tafel 1).

Mikrofazies:

A = mikritischer Kalk mit Schlieren von Dedolomit. Fossilien: Lithothamnen-, Rudisten-, Ostrakoden- und Echinodermen-Bruchstücke sowie Milioliden, Dicyclinen, Lacazinen und Rotaliiden. Terrigener Anteil < 1%.

B = quarzsandiger, spartitführender Intramikrit mit Bruchstücken von Echinodermen, Ostrakoden, Gastropoden und einigen Milioliden; schlierige Fe-Hydroxid-Anreicherungen und Spuren von Dedolomit.

C = parallel laminiertes, quarzsandiger Dedolomit mit Calcit-spartit in Hohlräumen (ca. 20%). Der Dedolomit ist durch feinverteiltes Fe rostig pigmentiert.

D = dedolomitischer Grobsandstein mit lagigen Feinkonglomerat-Schnüren.

E = tonige, schlecht sortierte Grobsandsteine und Konglomerate mit einzelnen Pflanzenhäckseln; zwischengelagert sind grüne und rote tonige Feinsandlagen.

- steine), die kleineren zu etwa gleichen Teilen aus Quarzit, Quarz und Feldspat. Daraus lässt sich mit Sicherheit auf ein sedimentäres Liefergebiet für die Adrahent-Formation schliessen;
- mit Ausnahme der obersten Bänke (vgl. Fig. 3) weisen die Konglomerate der Adrahent-Formation durchwegs eine tonige Matrix auf. Es handelt sich also um unreife Sedimente;
 - häufiger Wechsel von gröberen und feineren Lagen spiegelt die stark alternierenden Bedingungen von Sedimentation und Erosion wider, wie sie auch in rezenten Ablagerungen verzweigter Flussläufe beobachtet werden (DOEGLAS 1962);
 - es besteht ein gradueller Übergang von den rein kontinental-fluviatilen zu den subtidalen marinen Ablagerungen (vgl. Fig. 3). Wir stehen mit diesem Ergebnis im Widerspruch zu MEY et al. (1968), welche einen diskordanten Kontakt zwischen Adrahent- und Bona-Formation annehmen.

Aufgrund obenstehender Beobachtungen interpretieren wir die Quarzkonglomerat-Schüttungen als ein synchrones Ereignis, welches im gesamten Untersuchungsgebiet nachgewiesen werden kann. Der Ablagerungsraum der Konglomerate reicht von kontinental-fluvial (Cadi-Zone) zu fluvio-marin (Externzone), je nachdem ob es sich um einen proximalen oder distalen Teil des Schuttkegels handelt.

d) Emersionsflächen

Anzeichen für zeitweiliges Trockenfallen einzelner Schichtglieder konnten sowohl in der Adrahent- wie in der Bona-Formation gefunden werden. Erwartungsgemäss treten sie vor allem in den stratigraphisch stark reduzierten Profilen der Cadi-Zone auf.

An der Typlokalität der *Adrahent-Formation* fanden wir innerhalb einer den mächtigen Konglomeraten zwischengelagerten, sandig-siltigen Tonschiefer-Abfolge einen Horizont von 35 cm eines rostroten, «stark» eisenhaltigen, tonigen Siltsteines mit verstreuten Quarzitzeröllen (Probe A 1 im Profil Adrahent). Diese rostroten bis grünlichen, feinkörnigen Sedimente können als Ablagerungen auf zeitweilig überfluteten Uferwällen von mäandrierenden bzw. verflochtenen Flußsystemen aufgefasst werden (overbank deposits). Während Phasen geringerer Wasserführung wurden die Uferwälle trockengelegt, und die darauf liegenden Sedimente gelangten unter den Einfluss atmosphärischer Verwitterung; die damit verbundenen Stoffwanderungen und -umwandlungen sind – wenigstens teilweise – verantwortlich für die beobachtete Anreicherung von Fe-Hydroxiden. Wir deuten den oben beschriebenen Horizont A 1 im Profil Adrahent als verschwemmten, fossilen Boden («Paläolaterit»). Paläoböden, als Zwischenlage kontinentaler Flussablagerungen, sind aus verschiedenen Beispielen der tertiären Molasse (z.B. CROUZEL 1974) und auch der Oberkreide (FREYTET 1971) bekannt.

In den durchwegs sehr seichtmarinen Karbonat-Abfolgen (*Bona-Formation*) der Cadi-Zone konnten – vergesellschaftet mit Primärdolomit-Horizonten – mehrere subaerisch verwitterte Sedimentoberflächen beobachtet werden. Ein schönes Beispiel einer solchen Emersionsfläche findet sich im Profil Querforadat (Probe EC

73/250), am Kontakt zwischen einem kalkig-dolomitischen Sandstein und einem Biogenkalk mit Lithothamnienknollen. Die obersten Zentimeter der Sandsteinbank sind intensiv rotbraun verfärbt. Im Dünnschliff zeigen sich zudem konkretionäre Anreicherungen von Hämatit sowie Eisenhydroxid-Imprägnierungen entlang Korngrenzen des karbonatischen Bindemittels.

e) Bioturbation

Sedimentverwühlung durch benthonische Organismen kommt in verschiedenen Horizonten der *Bona-Formation* vor. Es handelt sich dabei um Auffüllungen von grösstenteils subhorizontalen Frassgängen mit Sediment, welche allerdings nur in seltenen Fällen – zum Beispiel an herauswitternden Schichtunterflächen oder in Gesteinen mit deutlichen primären Sedimentstrukturen (z. B. Parallel-Laminierung) – im Feld als solche erkennbar sind. Relativ häufig sind bioturbate Gefüge im mikrofaziellen Bild der spikulitischen Kalklutite erkennbar (vgl. Fig. 2). Sie treten bevorzugt in fossilreichen Horizonten auf und sind häufig vergesellschaftet mit dem Auftreten von *Glaukonit* und, seltener, *Phosphorit*. Nach neueren Untersuchungen an rezenten Beispielen bildet sich authigener Glaukonit in Wassertiefen von mehr als 125 Metern (PORRENGA 1967) bzw. von 50–250 Metern (GIRESSE & ODIN 1973) und bei kleiner Sedimentationsrate. Zusammen mit der beobachteten Fossilanreicherung ergeben sich damit Hinweise auf beginnende synsedimentäre Lithifikation.

Mehr oder weniger vertikale, bis zu 10 cm lange Frassgänge (Fluchtgänge?) wurden in der *Aren-Formation* beobachtet; es kann daraus auf eine beträchtliche Sedimentationsrate geschlossen werden.

f) Knollenbildung

Wir konnten in unserem Untersuchungsgebiet, innerhalb der *Bona-Formation*, sämtliche Übergänge von grobgebankten über schwach knollige Kalke zu eigentlichen Knollenkalk-Mergel-Alternationen beobachten. Es stellte sich nun die Frage, inwieweit mikrofazielle bzw. sedimentologische Kriterien den Grad der Verknollung eines Gesteins widerzuspiegeln und eventuell auch den Entstehungsmechanismus zu erklären vermöchten. An einem Beispiel aus La Nou wurde eine solche Verknollungs-Abfolge detailliert untersucht (Fig. 4). Die wichtigsten Ergebnisse, bestätigt durch Feldbeobachtungen an anderen Lokalitäten, lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- die Knollenkalk-Mergel-Alternationen entwickeln sich graduell aus quarzsandigen, bioklastischen Kalken;
- die Knollenkalken sind offenmarine, aber seichte (≤ 200 m) Bildungen der Plattform mit z. T. reicher Makro- und Mikrofauna [Spongien, Pecten, Austern (vgl. Fig. 7 auf Tafel 1), einzelne Inoceramen, Brachiopoden, Bryozoen, kalkig-perforierte Foraminiferen etc.]. Anreicherungen von Fossilien sind auf einzelne Bänke bzw. Bankoberflächen beschränkt, welche sich zur Zeit ihrer Bildung durch besonders günstige Siedlungsmöglichkeiten, also durch ein relativ hartes Substrat, ausgezeichnet haben müssen. Die Anwesenheit von *Omissionsflächen*

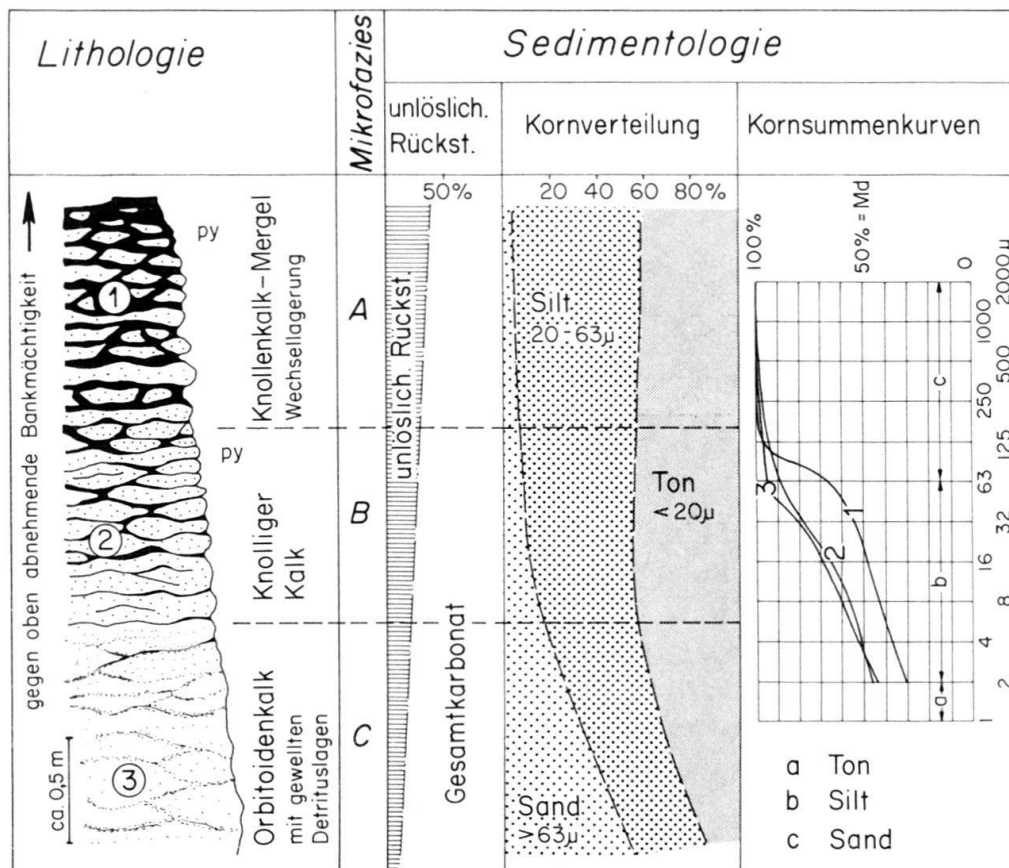


Fig. 4. Untersuchung einer vertikalen Verknollungs-Abfolge; Detail aus dem Profil La Nou.

Mikrofazies:

A = stark siltiger, pelletführender Biomikrit; Biogenanteil besteht ausschliesslich aus feinstem Detritus (Echinodermen, Lamellibranchier, Spongiennadeln) sowie aus einigen Rotaliiden und selten planktonischen Foraminiferen. Spuren von Phosphorit.

B = stark siltiger, pelletführender Biomikrit mit einzelnen kalkig-perforierten Foraminiferen sowie Bruchstücken von Echinodermen, Lamellibranchiern, Bryozoen und Spongiennadeln.

C = feinsandiger bis schwach siltiger Biomikrit mit stark abradierten kalkig-perforierten Foraminiferen sowie Fragmenten von Echinodermen, Lamellibranchiern, Bryozoen und Lithothamnien.

Ablagerungsmilieu:

Äussere Plattform mit gegen oben zunehmend offener Charakter. Die Wasserturbulenz ist durchwegs gering und nimmt gegen oben ab, was ein verstärktes Abregnen von feinstdetritischem Material zur Folge hat.

mit beginnender «hardground»-Bildung fügt sich gut in das allgemeine fazielle Bild der Knollenkalk (grösstenteils spikulitische Kalklutite) ein, welches charakterisiert ist durch eine kleine Sedimentationsrate (Anwesenheit von Glaukonit, Phosphorit und subhorizontalen Fraßspuren). Von VOIGT (1974) kennen wir solche fossilreiche «Hartgründe» auch aus der Maastrichter Tuffkreide;

- mit zunehmendem prozentualem Silt- und Tonanteil nimmt die Bankmächtigkeit der Kalke ab und der Grad ihrer Verknollung zu (Fig. 4). Diese Beobachtung stimmt überein mit den Ergebnissen von chemischen Untersuchungen im ausseralpinen Malm Süddeutschlands (SEIBOLD 1952) und im Malm der Nördlichen Kalkalpen (FLUEGEL 1968);

- mikrofaziell zeigt sich in der auf Figur 4 abgebildeten vertikalen Abfolge zunehmender Verknollung kein wesentlicher Unterschied, mit Ausnahme einer Verarmung der Fauna und dem Neuauftreten von planktonischen Fossilbruchstücken. Es ist anzunehmen, dass letztere eine leichte beckenwärtige Verschiebung des Ablagerungsraumes anzeigen, begleitet von einem Abnehmen der Wasserturbulenz.

Schlussfolgerung: Im Gegensatz zu den rhythmischen (flyschartigen!) Kalk-Mergel-Wechsellagerungen mit scharf begrenzten, ebenen Schichtflächen sind die neritischen Knollenkalke durch wiederholte, allmähliche Änderungen im Anfall des feinstdetritischen Materials entstanden. Die «Knolligkeit», welche bis zur Auflösung einzelner Bänke in isolierte, lateral nicht mehr verfolgbare Bänder gehen kann, ist eine Folge der nach der Ablagerung erfolgten Kompaktion des Sediments. Dabei verhielten sich tonreichere Kalkbänke plastischer und gegenüber Verhärtung resistenter als tonärmere.

6. Paläontologie

(Ökologische und stratigraphische Bedeutung wichtiger Fossilien und Fossilgruppen)

a) Algen

Charophyten

Charophyten treten gesteinsbildend einzig in den sapropelitischen Stinkkalken beim Rio Sellent auf (Profil Coll de Nargo, Mikrofazies MF 1), wo sie mit geringmächtigen Kohlebänken (wenige Zentimeter) wechsellagern. Andernorts sind sie fossil nur in Form von einzelnen Oogonien und Bruchstücken von Wirtelästen erhalten, welche nicht in ihrem primären Lebensraum einsedimentiert worden sein müssen. Allerdings deutet ihre ausschliessliche Verbreitung in mehr oder weniger bituminösen Mikriten sowie deren charakteristische Sedimentstrukturen (anorganische Feinlamination, «birds-eyes», primäre Dolomitbildung) auf einen höchstens kurzen Transportweg hin.

Das erste Auftreten der Charophyten interpretieren wir arbeitshypothetisch als Wechsel von der marinen Bona- zur lagunär-lakustrischen Tresp-Formation («Garumnium-Fazies»).

Dasycladaceen

Vertreter konnten in den Mikrofazies-Typen MF 3, MF 5 und MF 6 gefunden werden. Am weitaus häufigsten kommen die Dasycladaceen in den Schwellensedimenten (MF 6) vor, wo sie – zusammen mit den übrigen Bio- und Intraklasten gleicher Korngrösse – durch die Wellenwirkung transportiert und fraktioniert angereichert worden sind. Sehr oft sind die Dasycladaceen-Fragmente mikritisch umkrustet, was auf die Tätigkeit bohrender Algen zurückzuführen ist. Ihre ökologische Verbreitung kann folgendermassen umschrieben werden: sehr seichte, geschützte Plattform ohne starken terrigenen Einfluss. Schwache bis mässige Wasserturbulenz.

Coralline Algen

Sie treten hauptsächlich in folgenden Gesteinen auf:

- in hochenergetischen (EI: IV) Schwellenkalken als kleine, gerundete Bruchstücke («Algenpeloide»). Häufig sind sie dabei selektiv mechanisch angereichert und bilden den dominierenden Fossilinhalt (MF 7);
- in Sedimenten mittlerer Bildungsenergie (EI: II–III) der küstennahen, inneren Plattform (intertidal und seicht subtidal) als Umkrustungen von Organismenbruchstücken (z. B. Bryozoen, Rudisten u. a.) sowie als kugelige und verästelte Knollen;
- in den leicht knolligen Orbitoidenkalken (MF 8) der internen, mässig bewegten Teile der offenen Plattform als mehr oder weniger abradierte Bruchstücke, die dem übrigen Fossilinhalt quantitativ stark untergeordnet sind.

Der primäre Lebensraum der corallinen Algen (hauptsächlich *Archaeolithothamnium*) lässt sich aus den obenstehenden Beobachtungen ableiten als sehr seichte marine Plattform (subtidal bis intertidal) mit mässiger bis starker Wasserturbulenz.

b) Spongien

Von den fossil erhaltungsfähigen Schwammarten, den Silicispongien (Kiesel Schwämme) und Calcispongien (Kalkschwämme), sind nur die erstgenannten in genügend grosser Anzahl vertreten, um daraus ökologische Schlüsse ziehen zu dürfen. Es ist also im folgenden ausschliesslich von den *Silicispongien* die Rede.

In der Art ihres Auftretens unterscheiden wir (1) einzelne Nadeln (Skleren), welche über weitere Strecken verschwemmt sein können, und (2) vollständig erhaltene Schwammskelette (vgl. Fig. 1–3 auf Tafel 2), deren ausserordentlich grosse Zerbrechlichkeit eine Einsedimentation und Fossilisation «in situ» erfordert und die deshalb für ökologische Schlüsse wesentlich aussagekräftiger sind. In ihrer regionalen Verbreitung beschränken sich die Spongien auf den südlichen Faziesraum (Profil La Nou und Coll de Nargo), wobei allein in dessen westlichem Teil (Profil Coll de Nargo) auch ganze Schwammskelette erhalten sind.

Stratigraphisch konzentrieren sich die Spongien auf die mittlere und obere Bona-Formation, jeweils an den Mikrofazies-Typ MF 9 gebunden.

Die einzelnen Skleren sind grösstenteils calcitisiert und haben wohl – neben den ebenfalls calcitisierten Radiolarien (?) – als SiO_2 -Lieferanten für die in eben diesen und benachbarten Schichtgliedern auftretenden Silexknollen gedient. Im Gegensatz dazu bestehen die Schwammskelette noch durchwegs aus primärem (?) Chalcedon. Was die systematische Zuordnung betrifft, halten wir uns an die Klassifikation von MORET (1925). Die untersuchten Individuen von Schwämmen gehören zur Gruppe der Lithistiden, für welche MORET, gestützt auf rezente Beobachtungen der Challenger-Expedition im Golf von Mexico, folgenden Lebensraum angibt: tropische Gewässer mit Tiefen von 90–350 Metern, auf korrallinem oder felsigem Substrat festgewachsen. Auch spätere Autoren (DELAUBENFELS 1957; LAGNEAU-HÉRENGER 1959; MÜLLER 1963) stimmen mit diesen Angaben weitgehend überein.

In unserem paläogeographischen Faziesmodell lässt sich die ökologische Verbreitung der Silicispongien wie folgt abgrenzen: äusserer Teil der offenmarinen Plattform und tieferes Becken mit geringer Wasserturbulenz (EI: II) und sehr kleiner Sedimentationsrate. Letzteres folgt aus der Anwesenheit von Glaukonit und Phosphorit. Wie beim optimalen Lebensraum der Bryozoen (siehe unten) muss die Sedimentation zeitweilig ganz unterbrochen gewesen sein und einer synsedimentären Verhärtung des Meeresbodens Platz gemacht haben.

c) Bryozoen

Die Lebensbedingungen der Bryozoen sind mehrfach an rezenten und fossilen Beispielen studiert worden (STACH 1936; LAGAIJ & GAUTIER 1965; VOIGT 1967, 1974; SCHOPF 1969). Die Autoren konnten Zusammenhänge zwischen den Wachstumsformen der Zoarien und den physikalisch-chemischen Bedingungen in den entsprechenden Lebensräumen aufdecken. Es zeigte sich dabei insbesondere die überragende Bedeutung von Sedimentationsrate, Substrat und Wasserturbulenz, während Temperatur, Salinität, Nahrungsangebot etc. von untergeordneter Wichtigkeit für die ökologische Verteilung der Bryozoen sind.

In den mikrofaziellen Untersuchungen müssen wir uns beschränken auf das Ausscheiden der beiden charakteristischen Ordnungen der Bryozoen (Ectoprocta), den *Cyclostomata* und den *Cheilostomata*. Dabei ist zu beachten, dass diese beiden Gruppen nicht nur Faziesindikatoren sind, sondern dass sie – im gleichbleibenden Milieu – in einer Faunenfolge auftreten, welche VOIGT (1972) stratigraphisch verwertet hat: das numerische Verhältnis der Arten der *Cheilostomata* zu denjenigen der *Cyclostomata* wird im Verlauf der Kreide immer grösser. Wir haben uns deshalb bemüht, für die Betrachtungen zur ökologischen Verteilung nur solche Bryozoenfaunen zu vergleichen, die möglichst aus zeitäquivalenten Schichten stammen. Dabei ergaben sich folgende Tendenzen:

- Bryozoen kommen in jedem der von uns ausgeschiedenen marinen Ablagerungsbereiche vor.
- *Cheilostomata* sind terrigenen Einflüssen (bei hoher Sedimentationsrate), Wellentätigkeit und Schwebestoffen (Ablagerungsbereich 4) gegenüber resistenter, d. h. «anspruchloser» als die *Cyclostomata*. Im Profil Querforadat kommen z. B. *Cheilostomata* in einem stark feinsandigen Primärdolomit vor!
- Besonders reiche Bryozoenfaunen (hauptsächlich *Cheilostomata*) fanden wir in einzelnen Horizonten der oberen Bona-Formation in den spikulitischen Kalkluten. In denselben Kalken finden sich auch kleine Mengen von Glaukonit und Phosphorit – Hinweise für sehr geringe bis fehlende Sedimentationsrate.

d) Korallen

Ahermatype Korallen finden sich vereinzelt in verschiedenen Profilen, jedoch ausschliesslich in Sedimenten, welche ein niedrig-energetisches, nicht allzu seichtes Ablagerungsmilieu mit geringer Sedimentationsrate repräsentieren (MF 4).

Die Wassertiefe liegt im allgemeinen deutlich unterhalb derjenigen der Grün- und Rotalgen. WELLS (1967) hat rezente und fossile Korallen auf ihre bathyme-

trische Aussagekraft hin untersucht; er gelangt für die ahermatypen Genera auf ein relativ weites Tiefenspektrum mit Artenhäufungen zwischen 50 und 300 Metern. In unserem Fall dürfte jedoch der Lebensraum der Einzelkorallen aufgrund der begleitenden Grossforaminiferen kaum tiefer als 50 Meter gewesen sein.

Hermatype Korallen treten in den von uns untersuchten Profilen nur an zwei Lokalitäten auf: in der Bona-Formation von Greixa und La Nou, in Form von linsenförmigen Kolonien mit bis zu 20 cm Ø. Ökologisch sind riffbildende Korallen beschränkt auf die euphotische Zone (Symbiose mit Zooxanthellae) und erreichen ihre beste Entwicklung in Tiefen um 20 Meter herum. Es können jedoch lokale Ausnahmsbedingungen in einem an sich ungeeigneten Faziesraum genügen, damit einzelne Korallenknollen, deren biohermale Entwicklung in einem Anfangsstadium stehengeblieben ist, überleben können. Dabei benötigen sie auch nicht unbedingt ein hartes Substrat in Form einer mehr oder weniger verhärteten Sedimentoberfläche, sondern können sich an einen losen, harten Gegenstand (z. B. Fossilbruchstück) anheften.

Die geringe Verbreitung der Korallen in unserem Untersuchungsgebiet erlaubt einzig die Aussage, dass es sich bei den entsprechenden Sedimenten um Bildungen in Bereichen relativ warmen Wassers handelt.

e) *Rudisten*

Rudisten treten im Untersuchungsgebiet einerseits als Bruchstücke auf, teilweise akkumuliert in sogenannten Rudistenbrekzien (Fig. 5), andererseits als Kolonien von vollständigen Individuen in Lebensstellung, welche eigentliche Rudistenriffe (Fig. 4 und 5 auf Tafel 2) aufbauen.

Rudistenbrekzien kommen in sämtlichen gemessenen Sektionen vor. Es handelt sich jeweils um knollige, schwach tonige Foraminiferenkalke vom Mikrofazies-Typ MF 4. Einzelne Rudisten-Bruchstücke, nicht selten umwachsen von corallinen Algen, finden sich auch in sandigen biotritischen Kalken vom Mikrofazies-Typ MF 8. Die charakteristische Begleitfauna der Rudisten besteht aus agglutinierenden Foraminiferen (*Dicyclina*, *Cuneolina*, *Dictyopsella*, *Minouxia*, *Accordiella* etc.), Rotaliiden, Milioliden (*Lacazina* u. a.) sowie Pelecypoden und seltenen Einzelkorallen. Eine typische vertikale Gesteinsassoziation mit einem Wechsel von Foraminiferen- und Rudistenkalken, welche von einer hochenergetischen Sandbarre gekappt werden, ist auf Figur 5 dargestellt.

Milieumässig stufen wir die Rudistenbrekzien auf den bewegteren internen Teilen der geschützten Plattform ein. Im Gegensatz zu den Knollenkalken im oberen Teil der Bona-Formation («Valldarques-Serie»), deren Bildungsmechanismus weiter oben besprochen wurde, beruht die Knolligkeit der Rudistenbrekzien hauptsächlich auf der intensiven biogenen Sedimentdurchwühlung und dem heterogenen Charakter (biogene Grobkomponenten in feinkörniger Mikritmatrix) des Gesteins.

Rudistenriffe sind wesentlich seltener als Brekzien. In ihrer schönsten Ausbildung liegen sie im oberen Santon von Adrahent vor (Fig. 5 auf Tafel 2). Es handelt sich

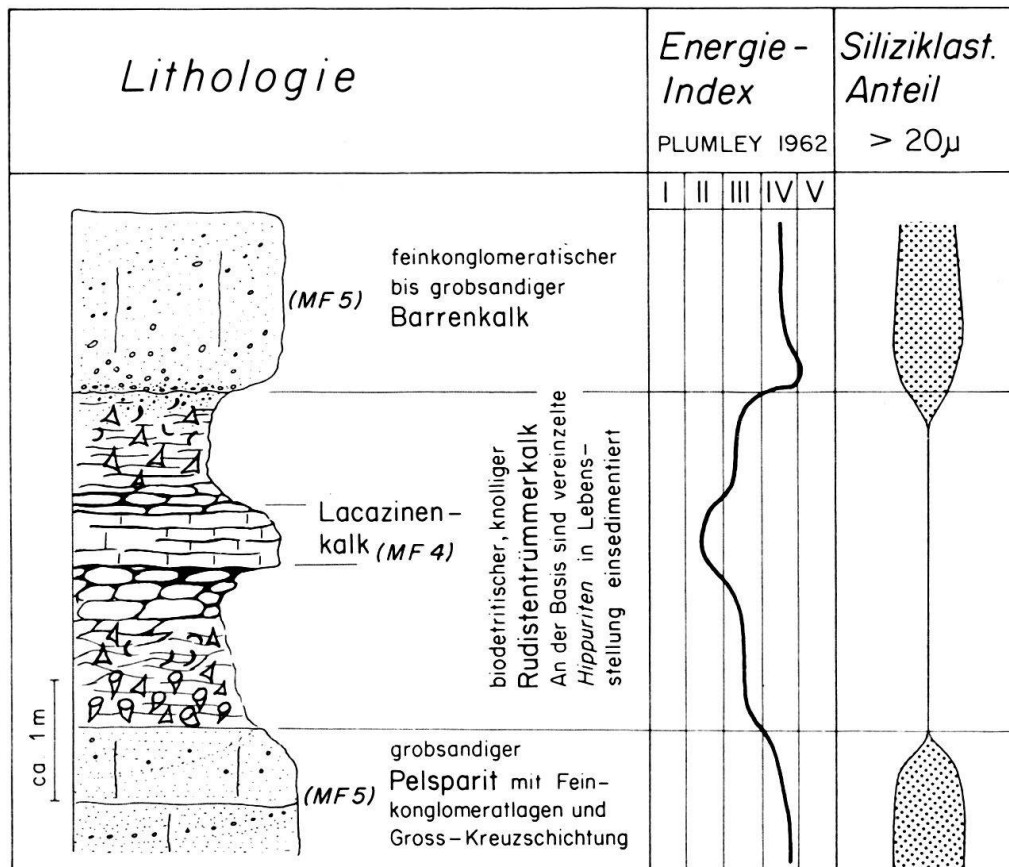


Fig. 5. Alternation von hochenergetischen Sandbarren und Rudistenkalken; Detail aus dem Profil von Coll de Nargo (Basis der Bona-Formation).

dort um büschelige Kolonien von *Hippurites* sp., vergesellschaftet mit lokal stark angehäuften verästelten Lithothamnien und einigen Einzelkorallen. Diese biohermale Aufwölbung, deren Höhe selten mehr als 1 Meter beträgt, keilt lateral nach knapp 20 Metern aus in knollige biotritische Rudisten-Trümmerkalke mit vegetativen Resten.

Ein weiteres Beispiel einer riffartigen Ansammlung von Rudisten fanden wir westlich von Aspa, zwischen Saldes und Tuxent (Fig. 4 auf Tafel 2). Das Rudisten-Biostrom ist aufgebaut aus *Radiolites* sp., hat eine Mächtigkeit von durchschnittlich 1,5 Metern und eine seitliche Ausdehnung von mehr als 100 Metern.

Die Rudistenkolonien sind räumlich beschränkt auf leicht erhöhte Bereiche der geschützten Plattform mit fehlendem oder sehr geringem terrigenem Anfall. Diese starke fazielle Abhängigkeit erklärt die Tatsache, dass in den von uns untersuchten Profilen die Rudisten fast ausschliesslich auf das Santon beschränkt sind.

Nach MATTHEWS (1951) und DAMESTOY (1967) leben Rudisten bevorzugt in Tiefen von 17–34 Faden (31–62 m) bei Wassertemperaturen von 19–22 °C. Für detaillierte ökologische und stratigraphische Untersuchungen an oberkretazischen (Cenoman–Santon) Rudisten Südfrankreichs verweisen wir auf PHILIP (1970, 1972). Der Autor stellt seine «formation à Rudistes» in den bathymetrischen Bereich des Infralitorals und zeigt insbesondere auch die Abhängigkeit der verschie-

denen Assoziationen in bezug auf das Substrat – eine Frage, auf die wir im Rahmen unserer mikrofaziellen Betrachtungen nicht näher eingegangen sind.

Ein gutes Faziesmodell aus der Unterkreide Nordafrikas stammt von DUBOURDIEU (1956). In einem hypothetischen Querschnitt durch ein Apt-Atoll stellt dieser Autor die biohermalen Rudisten-Aufwölbungen in die Lagune und bezeichnet sie als «pinnacles de Rudistes». Letzteren entsprechen unsere «Rudisten-Fleckriffe» in Figur 6.

f) Foraminiferen

Die in den Profildarstellungen gewählte Grobunterteilung der Foraminiferen in Sandschaler (agglutinierend), Porzellanschaler, Orbitoiden, übrige kalkig-perforierte und planktonische Foraminiferen ergibt folgende paläoökologische Zusammenhänge:

- Agglutinierende Gross- und Kleinforaminiferen (*Pseudocyclamina*, *Dicyclina*, *Cuneolina*, *Cyclopsinella*, *Cyclolina*, *Dictyopsella*, *Minouxia*, *Abrardia*, *Accordiella*, *Valvulammina*, Textulariden u. a.): Sie sind prozentual in den nördlichen Sektionen (Cadi-Zone) häufiger als in den südlicheren (Coll de Nargo, La Nou), insbesondere fehlen sie, mit Ausnahme der Textulariden, in den spikulitischen Knollenkalken der oberen Bona-Formation («Valldarques-Serie»), welche am prägnantesten offenmarine Bedingungen widerspiegeln.
Als Thanatocoenose kommen die agglutinierenden Grossforaminiferen von der Barren-Luvseite («Orbitoidenfazies») bis in den intertidalen Küstenbereich vor und fehlen einzig auf der tieferen, ungeschützten Plattform (Mikrofazies 9).
Als bevorzugten Lebensraum der sandschaligen Grossforaminiferen erweist sich der subtidale Bereich der geschützten Plattform unterhalb des Niveaus der Wellenbasis (Ablagerungsraum 4 auf Fig. 6). Die entsprechenden Sedimente enthalten zum Teil Anhäufungen sandschaliger Foraminiferen mit nur geringen oder fehlenden Abrasionsspuren, so dass auf eine Einsedimentierung in situ geschlossen werden darf. Je nach der verfügbaren Menge und Fraktion des siliziklastischen Materials ist die Agglutination stärker oder schwächer bzw. feiner oder gröber.
- Porzellanschalige Grossforaminiferen (*Fascispira*, *Fallotia*, *Rhapydionina*, *Meandropsina*, *Lacazina* u. a.) zeigen als Gruppe ebenfalls eine grosse Variationsbreite in bezug auf gewisse ökologische Bedingungen. Besonders hervorheben möchten wir die Tatsache, dass sie sowohl in stark kohligten Mergeln (Rio Sellent, Profil No. 1) wie auch in Orbitoiden führenden, feinbiodetritischen Kalken (Profil La Nou) vorkommen, dass sie also vollmarine Plattform- bis partiell ausgesüßte Lagune-Bedingungen ertragen. Die Verbreitung der einzelnen Genera ist aus Figur 7 ersichtlich.
- Porzellanschalige Kleinforaminiferen (Milioliden, insbesondere *Biloculina*, *Quinqueloculina* und «agglutinierende Milioliden»; *Periloculina* u. a.) kommen in allen Milieubereichen der von uns untersuchten Schelfablagerungen vor. Ihre grösste Häufigkeit zeigen sie jedoch im energiearmen, subtidalen Bereich der geschützten Plattform (Ablagerungsraum 4, Fig. 6).

- Orbitoiden (*Orbitoides*, *Lepidorbitoides*, *Clypeorbis*, *Omphalocyclus*) und übrige kalkig perforierte Foraminiferen, insbesondere *Rotalia*, *Pseudosiderolites*, *Siderolites*, *Goupillaudina*, *Sulcoperculina*, Anomaliniden, Cibiciden, Lageniden etc. kennzeichnen mit ihrer grössten Häufigkeit den Faziesbereich der Schwellensedimente und der offemarinen Plattform. Weitere Informationen ergeben sich aus der differenzierten Betrachtung einzelner Genera (vgl. Fig. 7).
- Planktonische Foraminiferen (*Globotruncana*, *Praeglobotruncana*, *Heterohelix*) sind sehr selten und machen in keinem Fall mehr als 1% der Mikrofauna aus. Ihr Auftreten beschränkt sich zudem auf einzelne Horizonte innerhalb der spikulitischen, Chert führenden Kalklutite, welche zur Bona-Formation gehören und faziell den «tiefermarinen» Bereich der offenen Plattform (Ablagerungsraum 1, Fig. 6) repräsentieren.

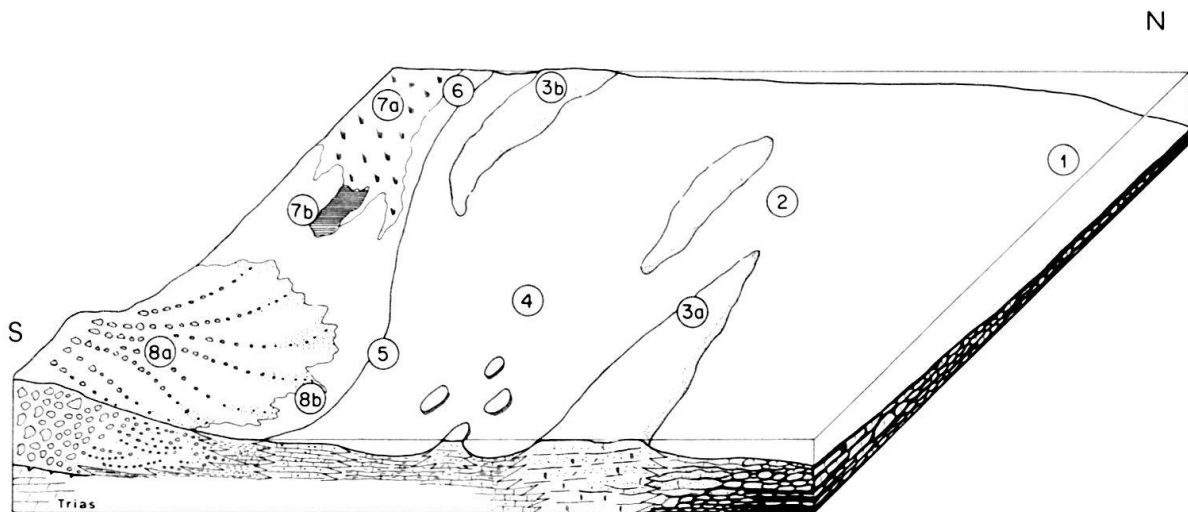


Fig. 6. Schematisches Blockdiagramm mit rekonstruierten Ablagerungsräumen.

Legende zu Figur 6

- 1 Tiefere, energiearme Teile der offemarinen Plattform.
Ablagerungen: siltig-tonige Knollenkalk-Mergel-Wechselagerungen mit einzelnen, gut erhaltenen Spongienskeletten, kalkig-perforierten Grossforaminiferen, Chertknollen, Glaukonit und selten Phosphorit (MF 9). Planktonische Foraminiferen äusserst selten.
- 2 Seichtere, schwellennahe Teile der offemarinen Plattform.
Ablagerungen: knollige, siltig-tonige bis feinsandige Kalke und Knollenkalk-Mergel-Wechselagerungen; reich an kalkig-perforierten Grossforaminiferen (Orbitoiden!), Spongiennadeln, Glaukonit, Chertknollen (MF 8).
- 3 Hochenergetische, subaquatische Schwellen und Barren (oberhalb Wellenbasis, entstanden durch Küsten-Längsströmungen).
 - a) Relativ küstenferne Sandbarren ohne Terrigeneinfluss.
Ablagerungen: Intra-Biosparite mit gut gerundeten Bruchstücken von Echinodermen, Dasycladaceen, Lithothamnien, kalkig-perforierten Grossforaminiferen etc. (MF 5).
 - b) Strandbarren mit starkem Terrigeneinfluss.
Ablagerungen: stark sandige, teilweise glimmerführende Biosparite (MF 6, 7).
- 4 Subtidale Teile der geschützten Plattform unterhalb der Wellenbasis.
Ablagerungen: feinkörnige, tonige, leicht knollige Kalke mit porzellanschalen und agglutinierenden Grossforaminiferen, Rudisten, Einzelkorallen etc. Lokal kleine Rudistenriffe und Zusammenschwemmungen von Grossforaminiferen (MF 4).

- 5 Relativ hochenergetischer, küstennaher Bereich der inneren Plattform (obere Subtiden- bis Intertidenzone) mit kurzfristigen, subaerischen Phasen.
Ablagerungen: dichtgepackte, schlecht sortierte Biogentrümmerkalke; z.T. schräggeschichtet und reich an detritischem Quarz verschiedenster Korngrößen. Der Fossilinhalt besteht hauptsächlich aus – grösstenteils aufgearbeiteten – Lamellibranchiern, Gastropoden, Echinodermen, Lithothamnienknollen, agglutinierenden Grossforaminiferen etc. (MF 3).
- 6 Intertidaler Küstenbereich (im Schutze der Strandbarren).
Ablagerungen: dichte, mikritische Kalke (z.T. dolomitisch) mit Gastropoden, Lamellibranchiern, Ostrakoden und einzelnen Charophyten-Oogonien (MF 2).
- 7 Marginalzone (supratidale Küstenebene und Marsch) mit wechselhafter Salinität (partiell ausgesüsst bis supersalin).
Ablagerungen: laminierte Dolomite und Dedolomite, Charophyten führende Kalkmikrite mit Einlagerungen von lakustrischen Kalken. Sporadisch mit einzelnen Grobsand- bis Feinkonglomerateinschwemmungen (MF 2, 1).
- 8a Fluviale Schuttkegel und alluviale Schwemmlandebene (kontinental).
Ablagerungen: schlecht sortierte Konglomerate mit toniger Matrix (channel lag deposits). Zwischenlagerungen von Silt- und Tonlagen (overbank deposits). Vereinzelte Pflanzenreste, sonst fossilileer.
- 8b Distale Teile des fluvialen Schuttkegels mit temporärer mariner Invasion.
Ablagerungen: fluviomarine, karbonatische Konglomerate mit aufgearbeiteter, mariner Fauna.

7. Ablagerungsbereiche

Figur 6 zeigt ein verallgemeinertes Milieumodell, bei welchem versucht wurde, alle in den Detailsektionen erarbeiteten, vertikalen Faziesabfolgen in einen räumlichen Zusammenhang zu bringen. Es handelt sich bei diesem Blockdiagramm jedoch nicht um einen rekonstruierten Beckenquerschnitt zu einer bestimmten geologischen Zeit, sondern um eine modellhafte Darstellung aller beobachteten Fazies-Assoziationen in unserem Untersuchungsgebiet vom Santon bis ins Maastricht.

Eine Übersicht über die den acht *Hauptablagerungsbereichen* zugeordneten Gesteins- und Mikrofazies-Typen, Sedimentstrukturen etc. gibt Figur 7.

8. Alter

Die Biozonierung basiert hauptsächlich auf Leit- und Faziesformen von Grossforaminiferen. Der Faziesprung an der Grenze zwischen Adrahent- und Bona-Formation fällt mit der Stufenunterteilung Santon I–Santon II zusammen. Die Grenze zwischen unterer und oberer Bona-Formation stimmt im Rio-Segre-Querschnitt überein mit der Campan–Maastricht-Grenze. Die Untergrenze der Aren-Formation liegt im Unter-Maastricht. Die vertikale Verbreitung der Leitforaminiferen im untersuchten Gebiet stimmt gut mit jener der bekannten Oberkreide-Fossilfundstellen und -Profile in Spanien, Frankreich und Holland überein. Die Altersdatierung fusst denn auch auf interregionalen Vergleichen des Leitwertes entsprechender Grossforaminiferen und Assoziationen.

Die wichtigste Literatur findet sich – das untersuchte Gebiet betreffend – in SOUQUET (1967) und HOTTINGER (1966). Für die Profile in Frankreich und Holland wird auf die Bibliographie in VAN GORSEL (1973) und NEUMANN (1972) hingewiesen. Dabei ergibt sich generell für den Leitwert der unten angeführten Formen, die sowohl im Untersuchungsgebiet wie auch anderswo auftreten, folgendes:

Santon. – Auf die Stufe beschränkt sind: *Pseudolituonella*, *Spirocyclina choffati*, *Cyclolina cretacea*, *Rhapydionina liburnica*.

Diese Leitformen sind meist mit den stratigraphisch weniger wichtigen *Cuneolina pavonica*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Valvulammina*, *Dictyopsella kiliani* (bis Unter-Campan), *Abrardia mosae* (bis unteres Unter-Campan), *Lacazina* (bis Campan), *Vidalina hispanica* (bis Unter-Campan), *Nummofallotia cretacea* (Santon – Unter-Maastricht), *Fascispira colomi* (Santon-Maastricht), *Meandropsina vidali* (Santon-Maastricht), *Orbitoides douvillei* (Ober-Santon – Unter-Campan) vergesellschaftet. *Orbitoides hottingeri* gilt als typische Santon-Leitform. Eine nur mit dieser Species vergleichbare Form wird allerdings im La Nou-Profil zudem auch an der Campan-Maastricht-Grenze gefunden.

Campan. – Auf die Stufe beschränkt finden sich die Formen: *Orbitoides tissoti* und *Sulcoperculina*.

Campan – Unter-Maastricht. – *Goupillaudina*, *Clypeorbis mamillata*, *Pseudosiderolites vidali*, *Orbitoides media*, *Lepidorbitoides*, *Arnaudiella grossouvrei* und *Fallotia jacquoti*.

Maastricht. – *Siderolites calcitrapoides* und *Omphalocyclus macroporus*.

Die Globotruncanenfunde sind äusserst dürftig und deswegen ungeeignet für eine stratigraphische Grenzziehung oder gar Unterteilung der Serien. Die seltenen Funde bestätigen hingegen die Altersdatierung durch benthonische Foraminiferen.

Die vier, freundlicherweise von Dr. J. Philip (Marseille) bestimmten Rudistenmuster bestätigen in zwei Fällen das durch Grossforaminiferen fixierte Santon-Alter. In zwei andern weicht das angegebene Alter beträchtlich von den durch reichliche Grossforaminiferen-Funde hinreichend belegten Datierungen ab.

9. Paläogeographische Interpretation

Anhand von vier Skizzen (Fig. 11) wird der oberkretazische Sedimentationszyklus in unserem Untersuchungsgebiet paläogeographisch dargestellt. Auf die Problematik der dabei verwendeten Isochronen sind wir im vorangehenden Kapitel eingegangen. Die Rekonstruktion der ursprünglichen Deckenpositionen (Fig. 10) basiert auf den tektonischen Auffassungen von SEGURET (1972), wie sie in Figur 1 verarbeitet wurden.

Santon I

Das dominierende Element sind die *grobklastischen Schüttungen*, welche sich von Süden her aus einem sedimentären Liefergebiet («Ebro-Massiv») in nordöstliche und westliche³⁾ Richtung in ein sehr seichtes Schelfmeer vorbauen.

Die Grenzen von rein kontinentalen Schuttkegel-Ablagerungen mit lokal beträchtlicher Sedimentationsrate (Adrahent) zu zeitweilig marin überfluteten

³⁾ Wir korrelieren die Adrahent-Formation mit dem «nivel detritico de Vilanova» (kontinentale Konglomerate), welches von PONS & ROSELL (1973) aus der Gegend südlich des Montsecs an der Basis der Oberkreide-Schichtreihen beschrieben wurde.

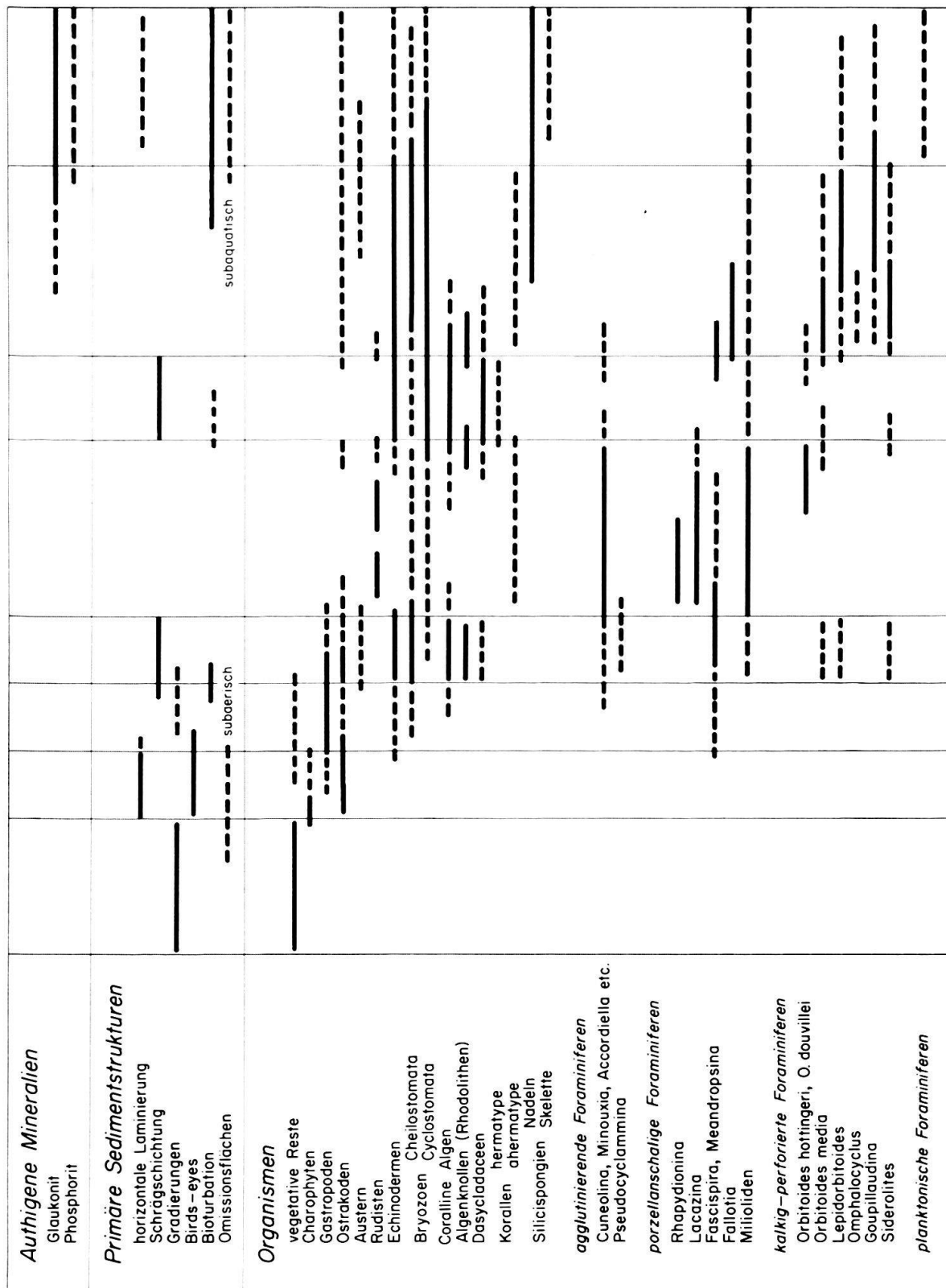


Fig. 7. Schematisches Faziesmodell mit ökologischer Verbreitung wichtiger sedimentologischer und biogener Parameter.

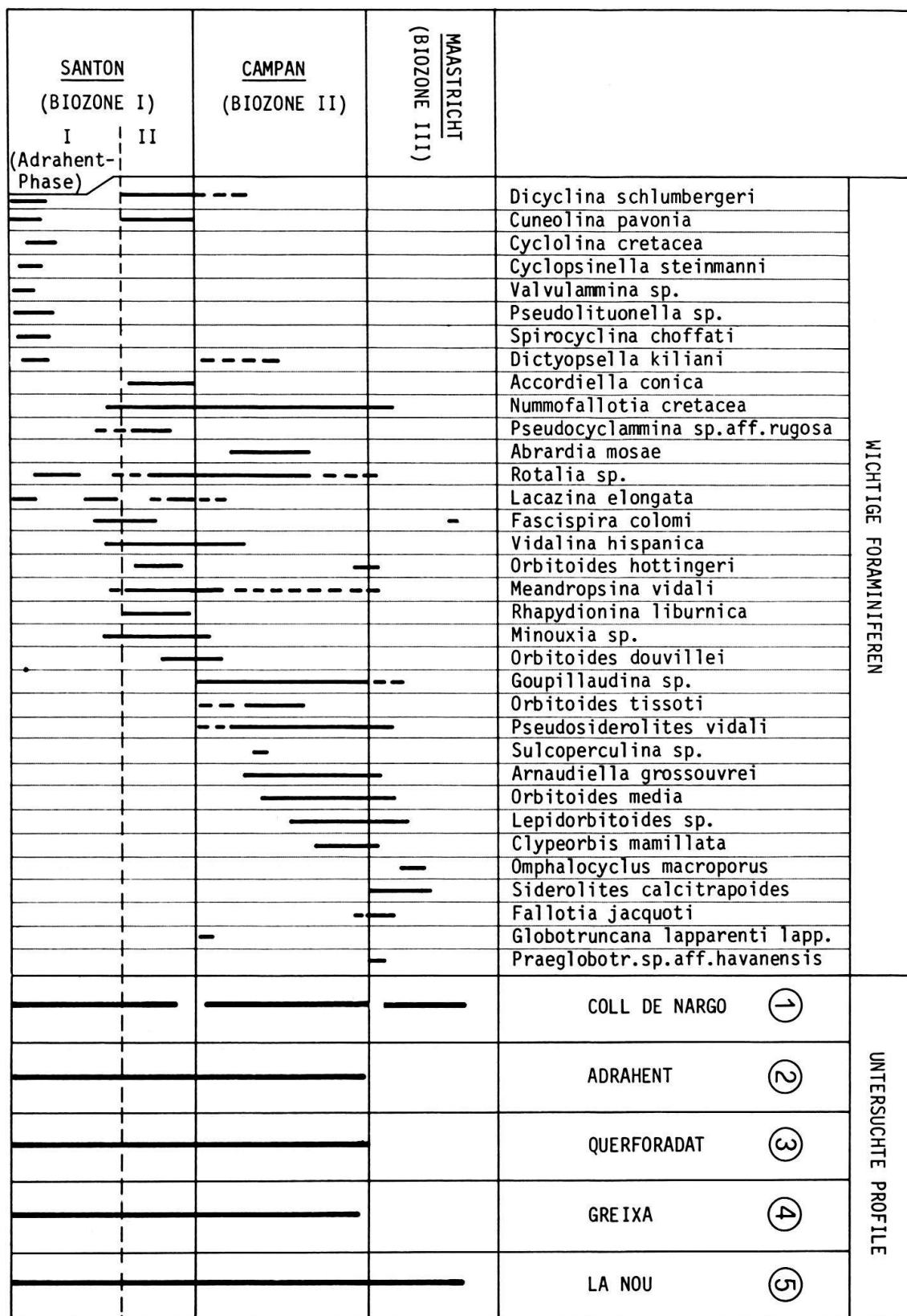


Fig.8. Vertikale Verbreitung wichtiger Foraminiferen und chronostratigraphische Stellung der Detailsektionen.

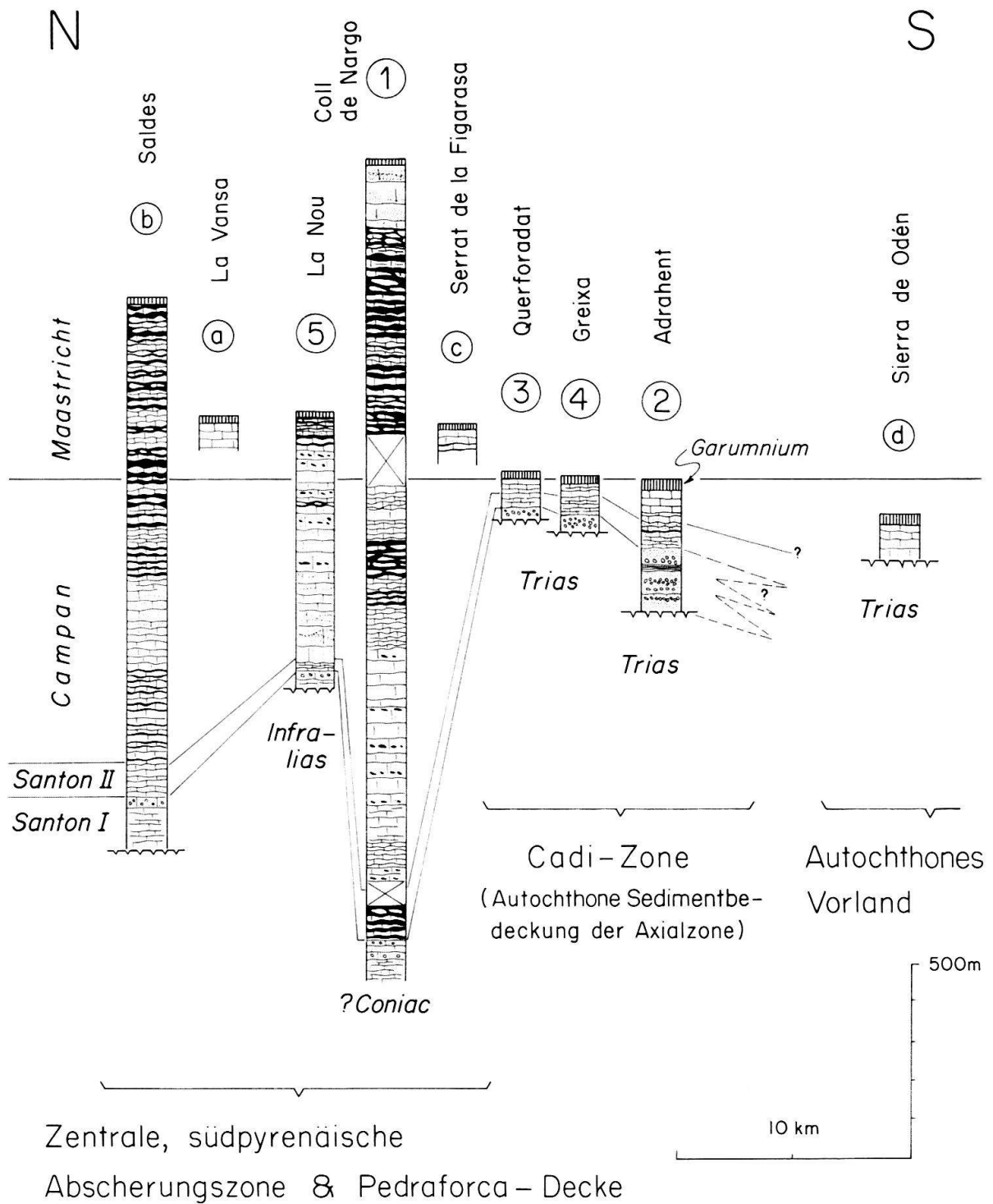


Fig. 9. Zusammenfassende Darstellung und Korrelation der schematischen Haupt- und Zusatzprofile.

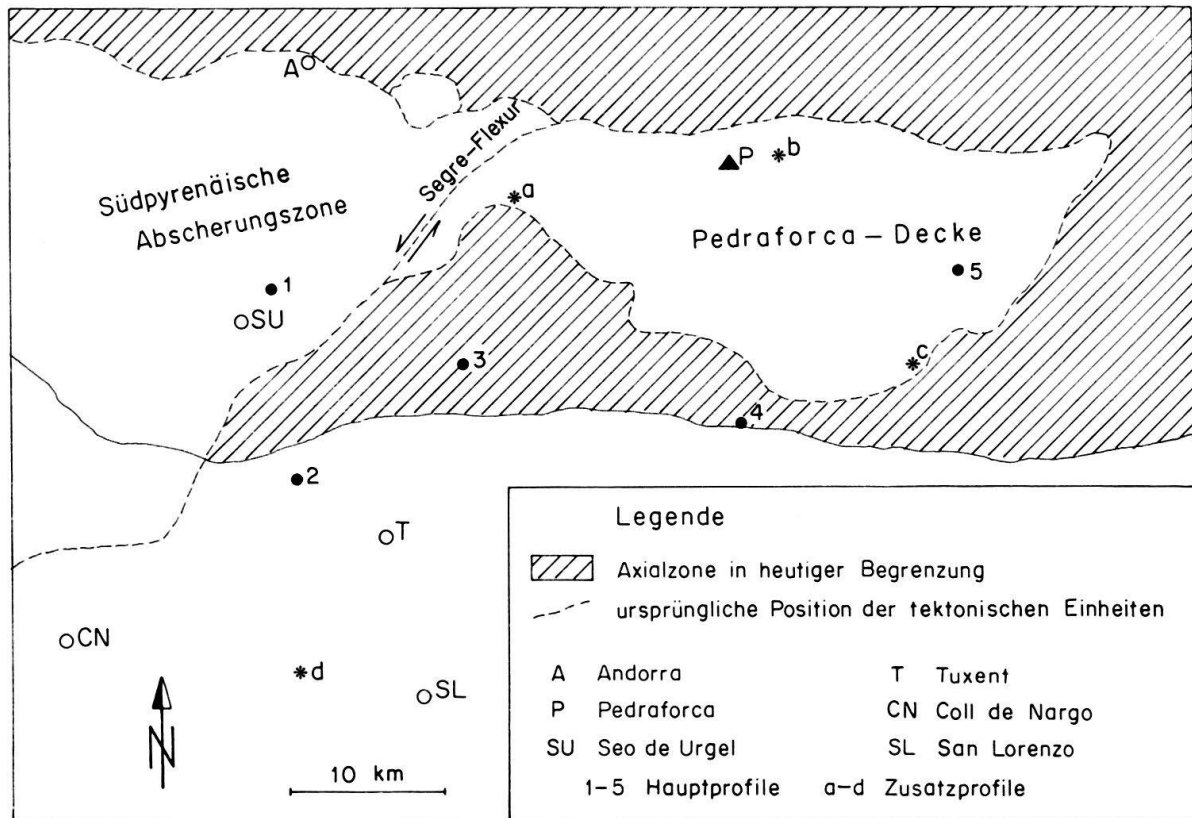


Fig. 10. Rekonstruierte Position der tektonischen Einheiten vor der pyrenäischen Gebirgsbildung; gezeichnet nach den Grundlagen von SEGURET (1972).

Die südpirenäische Abscherungszone und die Pedraforca-Decke sind in ihrer heutigen tektonischen Umgrenzung (ohne Ausglättung der Faltung!) um den Betrag von ca. 35 km nach Nordosten verschoben worden (vgl. Fig. 1).

Schwemmbildungen (La Nou) und vollmarinen Plattform-Ablagerungen mit einzelnen Konglomeratschüttungen (Coll de Nargo) sind unscharf und verschieben sich bei vermehrtem Terrigenanfall in nördliche Richtung, was einer Einengung des marinen Bereiches gleichkommt. Während Phasen geringer klastischer Einschwemmungen kommen entlang dem Südrand des Beckens Sedimente der *geschützten Plattform* mit lokal stark gehäuftem agglutinierenden und porzellanschaligen Grossforaminiferen («Lacazinenkalke») und einzelnen *Rudistenriffen* zur Ablagerung.

Die von Westen her kommende Transgression des seichten Santonmeeres überflutet im östlichen, grössten Teil des Untersuchungsgebietes direkt den triadischen Untergrund (Cadi-Zone und La Nou). Einzig im Querschnitt des Rio Segre (Profil Coll de Nargo) kann ein kontinuierlicher Übergang von Stomiosphären führenden Coniac-Kalken zu den neritischen, sandigen Mikriten santonen Alters beobachtet werden.

Der beträchtliche Anfall an terrigenem Grobschutt (Hebung) sowie die Ausdehnung des Oberkreidemeeres gegen Osten (Senkung) sind eine Folge der im Santon reaktivierten *epirogenetischen Vertikalbewegungen*, welche in den tektonischen Rahmen der gesamtpyrenäischen kretazischen Dehnungsphase zu stellen sind.

Santon II

Der Wechsel von den grobklastisch beeinflussten Ablagerungen der Adrahent-Phase (Santon I) zu den darüberfolgenden, stärker *marinen Schelfsedimenten* (Santon II = basale Bona-Formation) ist abrupt, aber konkordant (vgl. Fig. 3) und zeugt von einer *tektonischen Beruhigung* im Hinterland, kombiniert mit einer sich allmählich *verstärkenden Subsidenz* im Ablagerungsraum.

Im Süden finden wir küstennahe, mikritische Kalke der *inneren Plattform* mit porzellanschalenigen und agglutinierenden Grossforaminiferen; begünstigt durch den sehr geringen oder fehlenden Terrigenanfall bilden sich auch vereinzelte Rudisten-Fleckriffe. Der Bereich der Küstenlinie, welche etwa innerhalb und südlich der heutigen Cadi-Zone fluktuiert hat, zeichnet sich ab durch vereinzelte primäre Dolomite und siderolithische Emersionshorizonte.

Gegen Nordwesten (Profil Coll de Nargo, Saldes und La Nou) finden sich in den Serien des Santons II einzelne Ablagerungen der *äusseren Plattform* eingeschaltet (Orbitoidenkalk, MF 8), ein Hinweis für ein Tieferwerden des Oberkreidemeeres in dieser Richtung. Gegen Westen, ausserhalb des Untersuchungsgebietes, gehen die beschriebenen Plattformsedimente über in die tiefermarinen Knollenkalke und Turbidit-Ablagerungen der Vallcarga-Formation (HOORN 1970).

Campan

Charakteristisch für die Paläogeographie des Campans ist die ausgeprägte *Zweiteilung des Ablagerungsraumes* in einen stark subsidierenden nördlichen und einen stabilen, seichten südlicheren Teil. Während die Nordfazies gekennzeichnet ist durch biodetritische Orbitoidenkalke mit gewellten Schichtflächen und spikulitische, Chert führende Kalkmikrite, kommen in der Südfazies hauptsächlich grobklastische, z. T. stark quarzsandige Biogenkalke zur Ablagerung.

Das weitgehende Fehlen von Rudisten erklärt sich aus dem durchwegs relativ hohen Terrigenanfall sämtlicher Campan-Ablagerungen (Ausnahme: Basis Coll de Nargo).

Als Trennlinie der beiden Faziesbereiche bietet sich eine Frühphase der während der Decken-Platznahme (Eozän) wirksamen *Segre-Flexur* an, eventuell verlängert entlang der heutigen N-Überschiebungslinie der Pedraforca-Decke. Eine trennende Flexurzone vermag auch die gewaltigen Mächtigkeitsunterschiede von relativ nahe beieinanderliegenden Profilen zwanglos zu erklären.

Ein weiteres Kennzeichen des Campans ist die innerhalb dieser Zeitspanne erreichte *grösste Südausdehnung der marinen Oberkreide-Plattform*. Im Profil Sierra de Odén (Profil d, Fig. 9) überlagern die Campankalke direkt die triadische Landoberfläche. Die Südgrenze der marinen Ablagerungen bleibt jedoch unsicher, da entsprechende Aufschlüsse durch die oligozänen Konglomerate verdeckt sind. Immerhin kann der Verlauf mit Hilfe der wenigen bekannten Öl-Tiefbohrungen (SEGURET 1972, geol. Karte 1:250 000) einigermaßen abgeschätzt werden.

Im oberen Campan (? unt. Maastricht) beginnt die *Regression* des seichten Schelfmeeres Richtung Norden. Auf dem verflachten Relief kommen die ersten lagunär-lakustrischen Sedimente in beginnender Garumnium-Fazies zur Ablage-

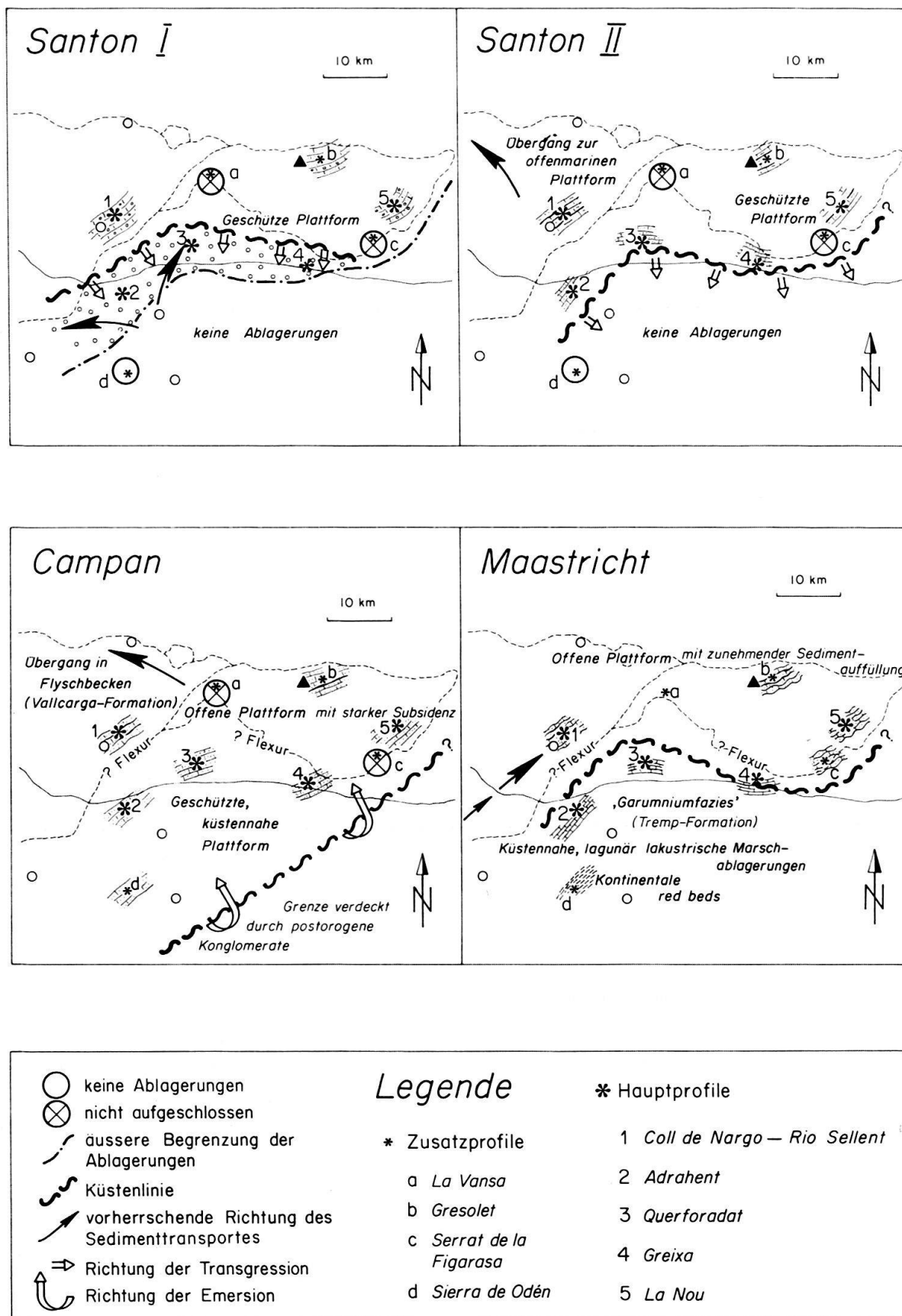


Fig. 11. Paläogeographie der Präpyrenäen zwischen Rio Segre und Llobregat in der Oberkreide.

rung. Im Zusammenhang damit kommt es lokal auch wieder, wie schon im Santon II, zu subaerischen Erosionsphasen (Profil Greixa).

Maastricht

Die *verlangsamte Subsidenz* (Hebung als Folge der beginnenden pyrenäischen Kompressionsphase!), welche sich während des obersten Campans im südlichen Teil des Beckens abzuzeichnen begann, erfasst im Verlaufe des Maastrichts allmählich auch die nördlichen Bereiche und bewirkt eine von Süden nach Norden und Nordwesten fortschreitende Einengung und Verflachung des Oberkreide-Schelfmeeres. Parallel dazu dringt der lagunär-lakustrische bzw. kontinentale Faziesraum (*Garumnium*) in nordwestlicher Richtung vor und überlagert heterochron die gegen Nordwesten zu immer jünger werdende Unterlage mariner Sedimente.

Die marinen Maastricht-Ablagerungen haben einen gegenüber dem Campan gleichen bis leicht erhöhten Terrigenanteil, welcher sich mineralogisch zudem auch durch die Anwesenheit von Glimmer auszeichnet. In den Knollenkalken ist ausserdem das sporadische Auftreten von Glaukonit und Phosphorit charakteristisch, also Anzeichen für Ablagerungstiefen von mehr als 50 Metern und kleiner Sedimentationsrate. Die paläogeographischen Verhältnisse des Untersuchungsgebietes zeigen demnach im unteren Maastricht noch eine ausgeprägte Zweiteilung in einen südlichen, lagunär-lakustrischen Marginalbereich⁴⁾ und einen nördlichen, vollmarinen Sedimentationsraum. Im letzteren wird die verminderte Subsidenz bereits im unteren Maastricht episodisch durch die Sedimentation kompensiert, wobei es zur Ablagerung von hochenergetischen Sandkalkbänken kommt, welche mikrofaziell weitgehend der überlagernden Aren-Formation entsprechen. Schliesslich setzt die Subsidenz im oberen Maastricht vollständig aus, wodurch das Sedimentationsbecken auch im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes zunehmend aufgefüllt wird und verlandet. Während dabei im Llobregat-Querschnitt (Profil La Nou) der terrigene Anfall schwankt, aber gesamthaft relativ gering bleibt, steigt er im Segre-Querschnitt (Profil Coll de Nargo) sprunghaft an auf teilweise über 50% und setzt beim Übergang in die Garumnium-Fazies (Trempe-Formation) auch abrupt wieder aus. Diese stark siliziklastisch beeinflusste Endphase des marinen Oberkreide-Zyklus wird in ihrer lithologischen Gesamtheit als *Aren-Formation* zusammengefasst. Wir interpretieren diese stark sandigen, hochenergetischen Biosparite als *küstenparallele Strandbarren*, welche durch das Zusammenwirken von Brandung und Küstenlängsströmungen – letztere ausserdem verantwortlich für den Terrigentransport – entstanden sind. Innerhalb des Untersuchungsgebietes nimmt die Mächtigkeit der Formation gegen Osten stark ab, ohne dass wir jedoch in diesem Gebiet ein Delta lokalisieren könnten. In westlicher Richtung, gegen das Becken von Trempe, nimmt die Mächtigkeit der Aren-Formation auf über 200 Meter zu (vgl. «Biscarri-Serie» von LIEBAU 1967). Für die Aren-Schüttung können wir deshalb

⁴⁾ Das Fehlen von marinen Maastricht-Ablagerungen in der autochthonen Cadi-Zone steht im Widerspruch zu den Auffassungen einiger früherer Autoren (DALLONI 1930; BOISSEVAIN 1934; GUÉRIN-DESJARDINS 1961 u. a.). Auf einer Kartengrundlage mit rekonstruierten Positionen der heutigen Deckenumrisse vor der Überschiebung (Fig. 10) ergibt sich jedoch gute Übereinstimmung unserer Faziesgrenzen mit denjenigen von SOUQUET (1967) und HOORN (1970) für das Gebiet westlich des Rio Segre.

eine südwestliche Herkunft annehmen; die ursprüngliche Deltamündung dürfte im Gebiet südlich von Peramola gelegen haben und ist heute verdeckt von den postorogenen Oligozän-Konglomeraten.

10. Schlussfolgerungen

Das Arbeitsgebiet umfasst die spanischen Zentralpyrenäen zwischen den Flüssen Segre und Llobregat (Fig. 1). Gegenstand unserer Untersuchungen waren die Oberkreide-Vorkommen, welche einen grossen Teil dieses Gebietes bedecken.

Fünf Sektionen durch die Schichtreihen der Oberkreide wurden detailliert aufgenommen und beprobt; als Ergänzung dienten kursorisch begangene Zusatzprofile und Einzelaufschlüsse. Die lithologische Abfolge der Oberkreide repräsentiert einen *vollständigen Sedimentationszyklus*; er beginnt mit kontinentalen Konglomeraten (Adrahent-Formation), welche übergehen in geschützte und offenmarine Plattform-Ablagerungen (Bona- und Aren-Formation) und schliesslich in lagunär-lakustrische Bildungen (Tresp-Formation oder «Garumnium»).

Die verschiedenen lithologischen Einheiten wurden anhand von rund 500 Dünnschliffen genau untersucht. Die mikrofaziellen Daten sind in den Profildarstellungen (Tafeln 3 und 4) semiquantitativ aufgetragen. Die Vielfalt der karbonatischen Gesteine wurde aufgegliedert in 9 *Mikrofazies-Typen* (vgl. Fig. 2), welche – basierend auf Vergleichen mit beschriebenen rezenten Modellen – einem bestimmten *Ablagerungsbereich* (1. «tiefere», offenmarine Plattform; 2. schwellennahe, offenmarine Plattform; 3. hochenergetische, subaquatische Schwelle; 4. subtidale, geschützte Plattform; 5. küstennahe, geschützte Plattform; 6. intertidaler Küstenbereich; 7. lagunär-lakustrische Marginalzone; 8. fluviatile Schuttkegel und Schwemmlandebene) zugeordnet werden konnten (Fig. 6).

In einem *sedimentologischen Teil* wurden die im Feld beobachteten primären Sedimentstrukturen (Schrägschichtung, Lamination und Bänderung, Quarzkonglomerat-Schüttungen, Emersionsflächen, Bioturbation u. a.) auf ihre Verwendbarkeit als Fazies-Indikatoren untersucht. Mit Gesamtkarbonats-Bestimmungen und Korngrössenanalysen des unlöslichen Rückstandes konnte ein Zusammenhang zwischen dem Grad der Knolligkeit der Kalkbänke und ihrem relativen Tonanteil gezeigt werden (vgl. Fig. 4). Der Übergang von den fluviatilen Schuttkegel-Ablagerungen der Adrahent-Formation zu den marinen Plattformkalken der Bona-Formation wurde ebenfalls detailliert untersucht und graphisch dargestellt (Fig. 3).

Im Kapitel «Paläontologie» wird die *ökologische Verbreitung* verschiedener Fossilgruppen (Algen, Spongien, Bryozoen, Korallen, Rudisten, Foraminiferen) diskutiert (vgl. Fig. 7).

Die vertikale Verbreitung der in den verschiedenen Sektionen identifizierten Foraminiferen (34 Arten) erlaubt eine *biostratigraphische Unterteilung* der vollständigen Schichtreihen in drei Zonen, welche wir den drei Stufen Santon, Campan und Maastricht gleichsetzen können. Eine weitere, zur Korrelation der Profile verwendbare Zeitmarke liefert die Obergrenze der grobdetritischen Adrahent-Schüttung; es ergibt sich daraus eine zusätzliche Unterteilung des Santons.

Anhand von vier paläogeographischen Skizzen (Fig. 11) wird die *paläogeographische Entwicklungsgeschichte* des Untersuchungsgebietes dargestellt.

LITERATURVERZEICHNIS

- ANDREIEFF, P., & MARIONNAUD, J. M. (1973): *Le Sénonien supérieur des falaises de la Gironde. Exemple d'appui de la micropaléontologie à la cartographie géologique.* – Bull. Bur. Rech. géol. min. [Sect. I] 1973/1, 39–44.
- BATHURST, R. G. C. (1971): *Carbonate sediments and their diagenesis.* – Dev. Sedimentol. 12 (Elsevier, Amsterdam/London/New York).
- BAUSCH, W. M. (1968): *Clay content and calcite crystal size of limestones.* – Sedimentology 10, 71–75.
- BLISSENBACH, E. (1954): *Geology of alluvial fans in semiarid regions.* – Bull. geol. Soc. Amer. 65/2, 175–190.
- BOISSEVAIN, H. (1934): *Etude géologique et morphologie de la vallée de la Haute-Sègre.* – Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse 66, 33–170.
- CHOUKROUNE, P., PICHON, X. LE, SEGURET, M., & SIBUET, J. (1973): *Bay of Biscay and Pyrenees.* – Earth and planet. Sci. Lett. 18, 109–118.
- CHOUKROUNE, P., & SEGURET, M. (1972): *Tectonics of the Pyrenees: role of compression and gravity.* – Tectonics, Interscience, 141–156.
- CIRY, R. (1966): *Note de micropaléontologie périgourdine.* – Rev. Micropaléont. 9/4, 209–218.
- CLIFTON, H. E. (1969): *Beach lamination: nature and origin.* – Marine Geol. 7, 553–559.
- COLEMAN, J. M. (1969): *Brahmaputra River: channel processes and sedimentation.* – Sediment. Geol. 3, 129–239.
- COLIN, J.-P. (1974): *Précisions sur le Campanien de Dordogne.* – Newsl. Stratigr. 3/3, 139–151.
- COSTELLO, W. R., & WALKER, R. G. (1972): *Pleistocene sedimentology, Credit River, southern Ontario: a new component of the braided river model.* – J. sediment. Petrol. 42, 389–400.
- CROUZEL, F. (1974): *Les dépôts détritiques fluvio-lacustres.* – Bull. Cent. Rech. Pau – SNPA 8/1, 189–208.
- DALLONI (1930): *Etude géologique des Pyrénées Catalanes.* – Ann. Fac. Sci. Marseille 26, 1–365.
- DAMESTOY, G. (1967): *Der Einfluss der Paläotemperaturen auf die Ökologie der Rudisten während der Kreidezeit.* – Mitt. geol. Ges. Wien 60, 1–4.
- DAVIES, D. K. (1969): *Shelf sedimentation: an example from the Jurassic of Britain.* – J. sediment. Petrol. 39, 1344–1370.
- DAVIES, D. K., ETHRIDGE, F. K., & BERG, R. R. (1972): *Recognition of barrier environments.* – Bull. geol. Soc. Amer. 55/4, 550–565.
- DELAUBENFELS, M. W. (1957): *Marine Sponges.* – Mem. geol. Soc. Amer. 67/1, 1083–1086.
- DOEGLAS, D. J. (1962): *The structure of sedimentary deposits of braided rivers.* – Sedimentology 1, 167–190.
- DUBOURDIEU, G. (1956): *Etude géologique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisiens).* – Publ. Serv. Carte géol. Algér. 10, 116–143.
- DUNHAM, R. J. (1962): *Classification of carbonate rocks according to depositional texture.* In: HAM, W. E. (Ed.): *Classification of carbonate rocks.* – Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol. 1, 108–121.
- FLUEGEL, H. W. (1968): *Some notes on the insoluble residues in limestones.* In: MUELLER, G., & FRIEDMAN, G. M.: *Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe* (p. 46–54). – Springer, Berlin.
- FREYTET, P. (1971): *Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Eocène en Languedoc.* – Bull. Bur. Rech. géol. min. [Sect. I] 1971/4, 1–54.
- GARRIDO-MEGIAS, A. (1973): *El Cretacio superior de la zona central de la vertiente surpirenaica dentro del contexto general de la cadena pirenaica.* – Comunic. «Coloq. Estratigr. Paleogeogr. Cretacico de España», Bellaterra-Tremp.
- GENDROT, C. (1968): *Stratigraphie et micropaléontologie du Sénonien de la région des Martigues (Bouches-du-Rhône).* – Eclogae geol. Helv. 61/2, 657–694.
- GIRESSE, P., & ODIN, G. S. (1973): *Nature minéralogique et origine des glauconies du plateau continental du Gabon et du Congo.* – Sedimentology 20, 457–488.
- GOHARIAN, F. (1971): *Etude micropaléontologique du Campanien-Type des Charentes. Conséquences stratigraphiques.* – Rev. Micropaléont. 14/1, 20–34.
- GORSEL, J. T. VAN (1973): *The type Campanian and the Campanian-Maastrichtian boundary in Europe.* – Geol. en Mijnb. 52/3, 141–146.
- GUÉRIN-DESJARDINS, B., & LATREILLE, M. (1961): *Etude géologique dans les Pyrénées espagnoles entre les rios Segre et Llobregat.* – Rev. Inst. franç. Pétrole 16/9, 922–940.

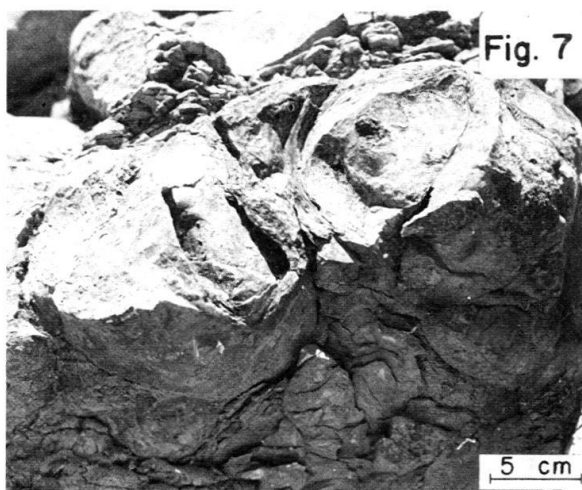
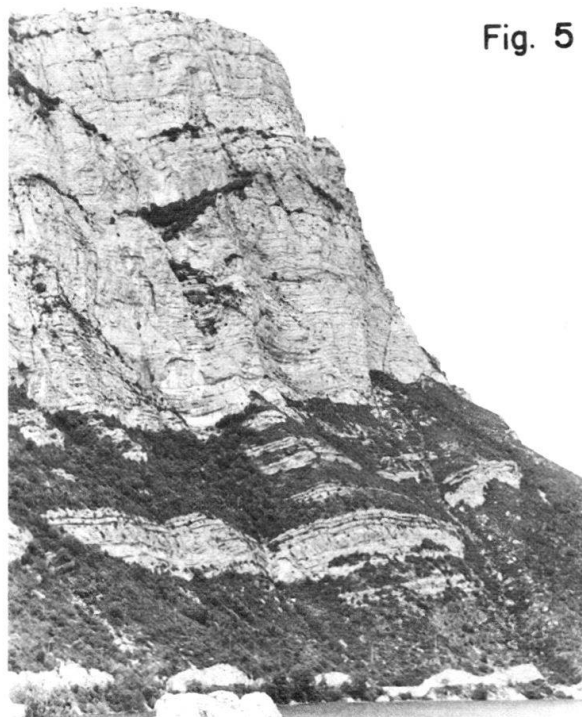
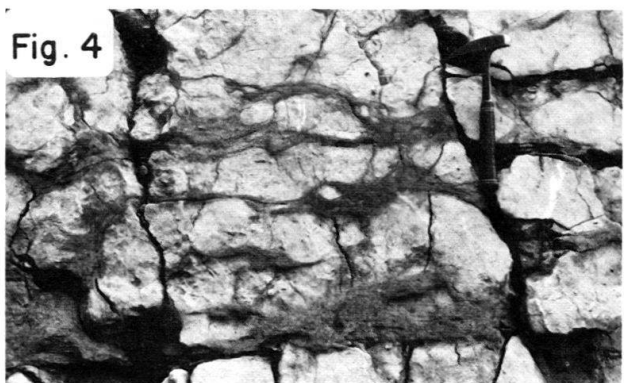
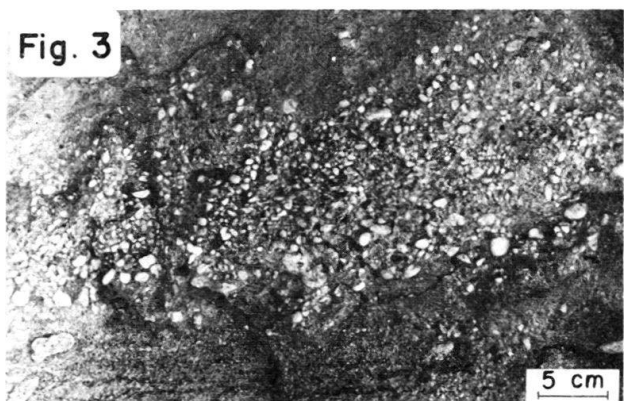
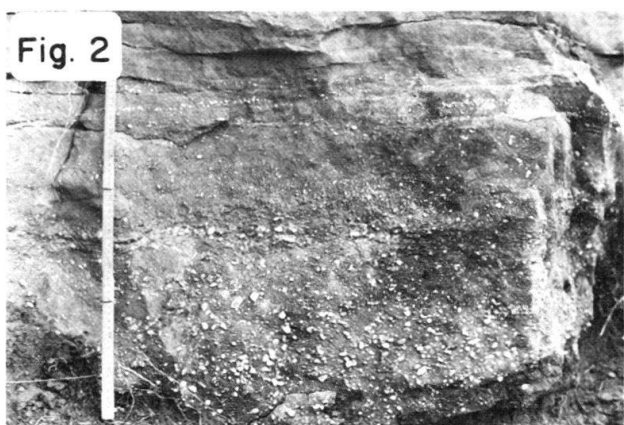
- HARTEVELT, J.J.A. (1970): *Geology of the upper Segre and Valira valleys, central Pyrenees, Andorra/Spain*. – Leidse geol. Meded. 45, 167–236.
- HINTE, J.E. VAN (1965): *An approach to Orbitoides*. – Proc. k. nederl. Akad. Wetensch. Amsterdam (B), 68/2, 57–71.
- (1966a): *Orbitoides from the Campanian type section*. – Proc. k. nederl. Akad. Wetensch. Amsterdam (B), 69/1, 79–110.
- (1966b): *Orbitoides hottingeri n.sp. from northern Spain*. – Proc. k. nederl. Akad. Wetensch. Amsterdam (B), 69/3, 388–402.
- (1968): *The late Cretaceous larger foraminifera Orbitoides douvillei (silvestri) at its type locality Belvès, SW France*. – Proc. k. nederl. Akad. Wetensch. Amsterdam (B), 71/5, 359–372.
- HOFKER, M.J. (1959): *Les foraminifères des craies tuffoïdes de Charente et Dordogne de l'Aquitaine, France Sud-Ouest*. – C.R. Soc. Sav. (Dijon); Colloq. Crétacé sup. franç., 253–368.
- (1967): *Primitive Orbitoids from Spain*. – Micropaleontology 13/2, 243–249.
- HOORN, B. VAN (1970): *Sedimentology and paleogeography of an upper Cretaceous turbidite basin in the south-central Pyrenees, Spain*. – Leidse geol. Meded. 45, 73–154.
- HOTTINGER, L. (1966): *Foraminifères rotaliformes et Orbitoides du Sénonien inférieur pyrénéen*. – Eclogae geol. Helv. 59/1, 277–301.
- HOTTINGER, L., & ROSELL, J. (1973): *El Cretacico superior del Montsec*. – XIII. Coloq. europ. Micropaleont. (España), 73–86.
- KLEIN, G. DE VRIES (1974): *Estimating water depths from analysis of barrier island and deltaic sedimentary sequences*. – Geology 2/8, 409–412.
- LAGAIJ, R., & GAUTIER, Y.V. (1965): *Bryozoan assemblages from marine sediments of the Rhône delta, France*. – Micropaleontology 11/1, 39–58.
- LAGNEAU-HÉRENGER, L. (1959): *Les spongiaires silicieux du Crétacé supérieur français*. – C.R. Soc. Sav. (Dijon); Colloq. Crétacé sup. franç., 399–413.
- (1962): *Contribution à l'étude des spongiaires silicieux du Crétacé inférieur*. – Mém. Soc. géol. France [n.s.] 95, 1–252.
- LEYMERIE, A. (1862): *Compte rendu de la réunion de la société géologique de France à Saint-Gaudens*. – Bull. Soc. géol. France 2/19, 1089–1136.
- LIEBAU, A. (1967): *Das lagunäre Maastricht von Isona (Südpirenen)*. – Unveröff. Diplomarb., Freie Univ. Berlin.
- (1970): *Die Ableitung der paläoökologischen Systematik einer oberkretazischen Lagune*. In: OERTLI, H.J. (Ed.): *Paléocologie des Ostracodes*. – Bull. Cent. Rech. Pau – SNPA (5^e suppl.), 577–599.
- MACGILLAVRY, H.J. (1963): *Phylomorphogenesis and evolutionary trends of Cretaceous orbitoidal foraminifera*. In: *Evolutionary trends in foraminifera*. – Elsevier, Amsterdam/London/New York.
- MASTERS, C.D. (1967): *Use of sedimentary structures in determination of depositional environments, Mesaverde-Formation, Colorado*. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 51/10, 2033–2043.
- MATTHEWS, W.H. (1951): *Some aspects of reef paleontology and lithology in the Edwards-Formation, Texas*. – Texas J. Sci. 2, 217–226.
- MEY, P.H.W., NAGTEGAAL, P.J.C., ROBERTI, K.J., & HARTEVELT, J.J.A. (1968): *Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain*. – Leidse geol. Meded. 41, 221–228.
- MOERI, E. (1974): *Oberkretazische Schelfsedimente in den spanischen Zentralpyrenäen*. – Unveröff. Diss., Univ. Bern.
- MORET, L. (1925): *Contribution à l'étude des spongiaires silicieux du Crétacé supérieur français*. – Mém. Soc. géol. France [n.s.] 5.
- MÜLLER, A.H. (1963): *Lehrbuch der Paläozoologie* (Bd. II/1). – Fischer, Jena.
- MURRAY, J.W. (1973): *Distribution and ecology of living benthic foraminiferids*. – Heinemann Educational Books Ltd., London.
- NAGTEGAAL, P.J.C. (1972): *Depositional history and clay minerals of the upper Cretaceous basin in the south-central Pyrenees, Spain*. – Leidse geol. Meded. 47, 251–275.
- NEUMANN, M. (1958): *Révision des Orbitoïdes du Crétacé et de l'Eocène en Aquitaine occidentale*. – Mém. Soc. géol. France [n.s.] 83.
- (1972): *A propos des Orbitoides du Crétacé supérieur et de leur signification stratigraphique. I.: Genre Orbitoides d'Orbigny*. – Rev. Micropaléont. 14/4, 197–226.

- PAPP, A. (1956): *Die morphologisch-genetische Entwicklung von Orbitoiden und ihre stratigraphische Bedeutung im Senon.* – Paläont. Z. 30 [Sonderh.], 45–49.
- PHILIP, J. (1970): *Les formations à rudistes du Crétacé supérieur Provençal et Rhodanien.* – Thèse Fac. Sci. Marseille.
- (1972): *Paléoécologie des formations à rudistes du Crétacé supérieur – l'exemple du sud-est de la France.* – Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol. 12, 205–222.
- PLUMLEY, W.J., RISLEY, G.A., GRAVES, R.W., & KALEY, M.E. (1962): *Energy index for limestone interpretation and classification.* In: HAM, W.E. (Ed.): *Classification of carbonate rocks* (p. 85–107). – Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol. 1.
- PONS, J.M., & ROSELL, J. (1973): *Síntesis sedimentológica y paleogeográfica del Cretácico superior en el Prepirineo de la Provincia de Lerida (entre los ríos Segre y Noguera Ribagorçana).* – Comunic. «Coloq. Estratigr. Paleogeogr. Cretácico de España», Bellaterra-Tremp.
- PORRENGA, D.H. (1967): *Glauconite and chamosite as depth indicators in the marine environment.* – Marine Geol. 5, 495–501.
- RAMIREZ, J. DEL POZO (1971): *Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del norte de España.* – Mem. Inst. geol. min. España 78.
- SANDERS, J.E. (1965): *Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms.* In: MIDDLETON, G.V. (Ed.): *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation.* – Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. 12, 192–219.
- SCHOPF, T.J.M. (1969): *Paleoecology of ectoprocts (Bryozoans).* – J. Paleont. 43, 234–244.
- SEGURET, M. (1969a): *La nappe de Pedraforca, nouvelle unité allochtone du versant sud des Pyrénées.* – C.R. Acad. Sci. (Paris) 269, 552–555.
- (1969b): *Sur la présence d'olistolithes dans l'Eocène marin de la Sierra del Cadi.* – C.R. Acad. Sci. (Paris) 268, 1845–1848.
- (1969c): *Contribution à l'étude de la tectonique sud-pyrénéenne.* – C.R. Acad. Sci. (Paris) 268, 907–910.
- (1972): *Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées.* – Publ. USTELA, Montpellier (Géol. struct.) 2, 1–155.
- SEIBOLD, E. (1952): *Chemische Untersuchungen zur Kalk-Mergel-Sedimentation.* – Geol. Rdsch. 40/2, 284.
- SEIBOLD, E., & SEIBOLD, I. (1958): *Kalkbankung und Foraminiferen.* – Eclogae geol. Helv. 51/3, 729–737.
- SÉRONIE-VIVIEN, M. (1972): *Réflexions sur le Sénonien nord-aquitain.* – Soc. linn. (Bordeaux), séance du 6 novembre 1971.
- SHELTON, J.W. (1967): *Stratigraphic models and general criteria for recognition of alluvial, barrier-bar and turbidity-current deposits.* – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 51/12, 2441–2461.
- SOLE-SUGRAÑES, L. (1970): *Estudio geológico del Prepirineo entre los ríos Segre y Llobregat.* – Tesis Fac. Cienc. Barcelona (unveröff.).
- SOUQUET, P. (1967): *Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre.* – Edouard Privat, Toulouse.
- STACH, L.W. (1936): *Correlation of zoarial form with habitat.* – J. Geol. 44/1, 60–65.
- TAN SIN HOK (1935): *Die periembryonalen Äquatorialkammern bei einigen Orbitoiden.* – Ing. Nederl.-Indie 4/2, 113–126.
- VISSER, A.M. (1951): *Monograph of the foraminifera of the type-locality of the Maastrichtian (South Limburg, Netherlands).* – Leidse geol. Meded. 16, 197–359.
- VOIGT, E. (1967): *Ökologische und stratigraphische Untersuchungen an Bryozoen der oberen Kreide.* – Ber. dtsh. Ges. geol. Wiss. (A), 12, 479–491.
- (1972): *Les méthodes d'utilisation stratigraphique des bryozoaires du Crétacé supérieur.* – Mém. Bur. Rech. géol. min. 77/1, 45–53.
- (1974): *Über die Bedeutung der Hartgründe für die Evertrebratenfauna der Maastrichter Tuffkreide.* – Nathist. Maandbl. 63/2, 32–39.
- WELLS, J.W. (1967): *Corals as bathometers.* – Marine Geol. 5, 349–365.

Tafel 1

Sedimentologie der Adrahent- und Bona-Formation

- Fig. 1 Kontinentale Flussbett-Ablagerungen der Adrahent-Formation. Die Grobkieslagen zeigen flachwinklige Schrägschichtung (channel lag deposits). Profil Adrahent, Probe EC 73/290 (vgl. Tafel 3).
- Fig. 2 Übergangsbereich von Adrahent- zu Bona-Formation (vgl. Textfig. 3). Innerhalb des Bildausschnittes nimmt der maximale Korndurchmesser der durchwegs schlecht gerundeten Körner gegen oben ab, während der Karbonatgehalt (Dedolomit!) in gleicher Richtung stark zunimmt. In bezug auf das Ablagerungsmilieu widerspiegelt die Abfolge den Wechsel von einer sporadisch marin beeinflussten Schwemmlandebene zu einer supratidalen Plattform.
Detail aus dem Profil von Querforadat.
- Fig. 3 Grobklastische, fluviomarine Schüttung der «Adrahent-Phase». Es handelt sich um die Zwischenlage eines schwach karbonatischen Quarzitkonglomerates innerhalb der Rudisten führenden Kalkmikrite der basalen Bona-Formation. Zu beachten ist die bedeutend bessere Rundung der Komponenten gegenüber der eigentlichen Adrahent-Formation (vgl. Fig. 1).
Detail aus dem Profil von La Nou.
- Fig. 4 Herauswitternde, gewellte Detrituslagen in Orbitoiden führenden Biomikriten (MF 8) der mittleren Bona-Formation.
Profil La Nou (vgl. Textfig. 4).
- Fig. 5 Wandbildende Campan-Kalke («calcaires des Sierras») oberhalb Stausee von Oliana. Profil von Coll de Nargo, untere Bona-Formation.
- Fig. 6 Knollenkalk-Abfolge aus dem oberen Teil der Bona-Formation («serie de Valldarques»). Strassenaufschluss zwischen Coll de Nargo und Boixols, ca. bei km 12.
- Fig. 7 Knollenkalkbank mit Austernpflaster. Ausschnitt aus Figur 6.



Tafel 2

Spongien und Rudisten der Bona-Formation; Sedimentologie der Aren-Formation

- Fig. 1 Auf Sedimentsubstrat aufgewachsenes Spongienskelett aus der Familie der Lithistiden. Oberer Teil der Bona-Formation (Knollenkalke). Profil Coll de Nargo, Probe EC 73/477, Campan.
- Fig. 2 Ausschnitt aus einem Längsschnitt durch einen der auf Figur 1 sichtbaren «Wurzeläste». SEM-Aufnahme; Vergrößerung: $\times 22$.
- Fig. 3 Ausschnitt aus einem Spongienskelett. SEM-Aufnahme, Vergrößerung: $\times 8,5$. Profil Coll de Nargo, Probe EC 73/432, Campan (unterer Teil der Bona-Formation).
- Fig. 4 Rudistenriff, aufgebaut aus *Vaccinites* cf. *galloprovincialis*. Aufschluss oberhalb Strasse zwischen Tuxent und Saldes, ca. 1 km vor Aspa. Santon.
- Fig. 5 Büschelförmiges Rudisten-Fleckriff, aufgebaut aus juvenilen *Hippurites* sp. Profil Adrahent, Probe EC 73/293A, Santon (untere Bona-Formation).
- Fig. 6 Wellige, subparallele Bänderung («beach lamination») mit charakteristischer Verwitterung im oberen Teil der Aren-Formation. Profil Coll de Nargo, Probe EC 73/601, Maastricht (Lokalität Rio Sellent).
- Fig. 7 Poliertes Handstück aus dem Aufschluss von Figur 6 («beach lamination»). Gut sichtbar sind die dunklen Basallagen (Anreicherung von Schwermineralien) sowie die gegen oben zunehmende Korngrösse einzelner Bänder (inverse Gradierung), welche einem Wechsel der Mikrofazies-Typen entspricht (Übergang von MF 7 zu MF 6).

Fig. 1

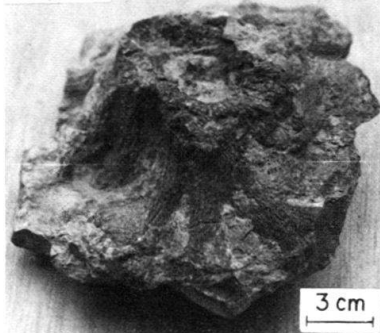


Fig. 2

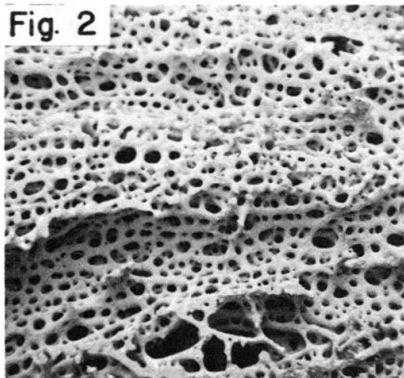


Fig. 3

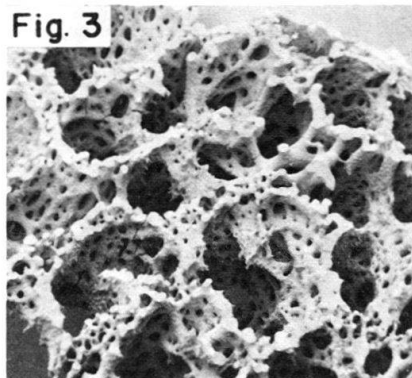


Fig. 4

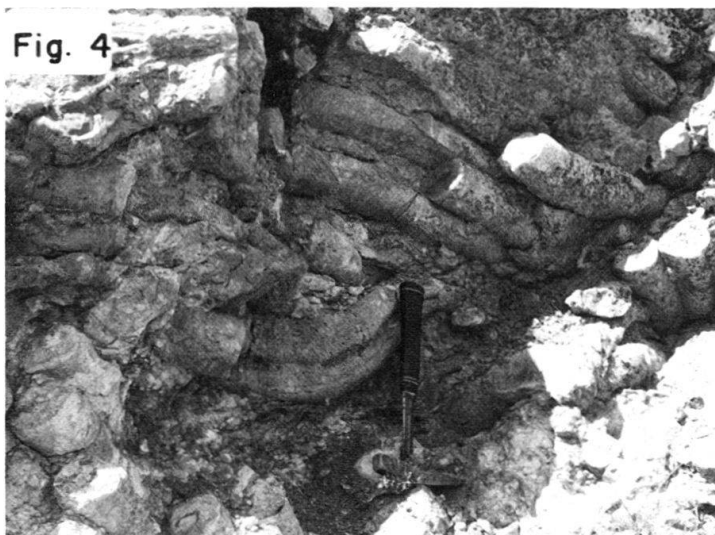


Fig. 5

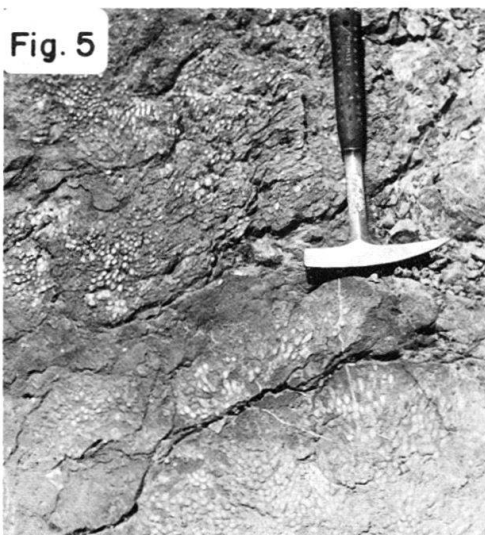


Fig. 6

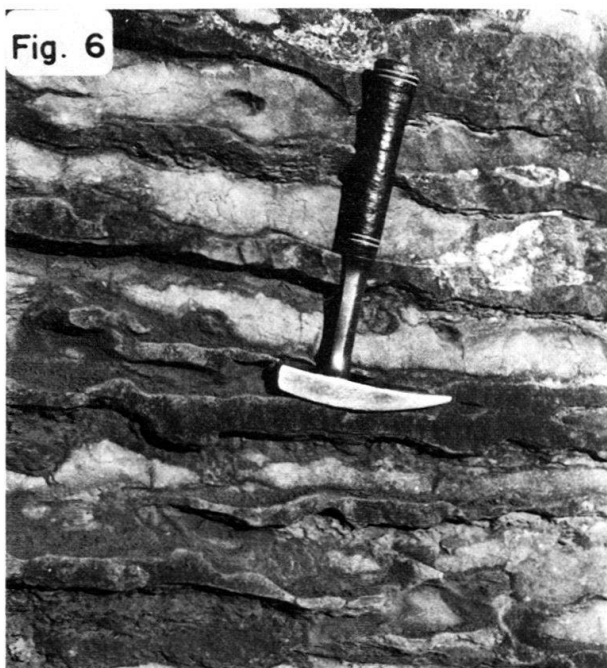


Fig. 7



