


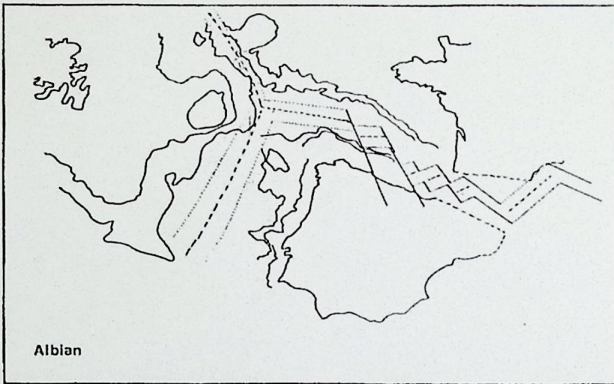
Forschungen
aus den Naturwissenschaften



documenta

naturae

ISSN 0723 - 8428



Nummer **40**

München 1987



DOCUMENTA naturae 40
(Forschungen aus den Naturwissenschaften)

I S S N
0723 - 8428

Herausgeber der Zeitschrift Documenta naturae:

Dr. HANS-JOACHIM GREGOR
Hans-Sachs-Str. 4
D-8038 Gröbenzell

Dr. HEINZ J. UNGER
Nußbaumstr. 13
D-8058 Altenerding

Druck: W. ECKERT
Richard-Wagner-Str. 27
D-8000 München 2

Vertrieb: Buchhandlung KANZLER
Gabelsbergerstr. 55
D-8000 München 2

Bestellung: Bei der Buchhandlung und den Herausgebern

Anfragen: Direkt bei den Herausgebern

Die Schriftenreihe erscheint in zwangloser Folge mit Themen aus den Gebieten Geologie, Paläontologie, Botanik, Anthropologie, Vor- und Frühgeschichte, Domestikationsforschung, Stratigraphie usw.. Sie ist auch Mitteilungsorgan des Arbeitskreises für Paläobotanik und Palynologie.

Für die einzelnen Beiträge zeichnen die Autoren verantwortlich, für die Gesamtgestaltung die Herausgeber.

Da die DOCUMENTA naturae auf eigene Kosten gedruckt werden, bitten wir um Überweisung der Schutzgebühr auf das

Konto Nr. 6410317280
Bayerische Hypotheken- und Wechselbank München
(BLZ 700 200 01)
Konto-Inhaber H.-J. Gregor

Schutzgebühr für diesen Band:

Umschlagbild: J. REITNER

Rudisten-Querschnitt (*Caprina choffati*) und die paläogeografische Karte von Spanien zur Zeit des Alb.

REITNER, J.: Mikrofaziale, palökologische und paläogeographische Analyse ausgewählter Vorkommen flachmariner Karbonate im Basko-Kantabrischen Strike Slip Fault-Becken-System (Nordspanien) an der Wende von der Unterkreide zur Oberkreide 1-239

MIKROFAZIELLE, PALÄKOLOGISCHE UND PALÄOGEOGRAPHISCHE ANALYSE
AUSGEWÄHLTER VORKOMMEN FLACHMARINER KARBONATE IM BASKO-KANTABRISCHEN
STRIKE SLIP FAULT-BECKEN-SYSTEM (NORDSPANIEN) AN DER WENDE VON DER
UNTERKREIDE ZUR OBERKREIDE

von Joachim REITNER*

Abstract

The Mesozoic Vasco-Cantabrian (V-C) Basin system is situated in the Spanish Basque-Lands. This is a strike slip fault basin system linked with transcurrent faults of the Biscay Ocean. From the Lower Aptian to the Late Albian, Urgonian reef platforms are quite commonly developed as well as Lower Cenomanian carbonate platforms. It is possible to distinguish three types of reef platforms with the following main facies belts:

1. Aptian; Large scale barrier reef ramps;

- a. Siliciclastic nearshore environments with gastropods and Orbitolinids
- b. Hypersaline mudstone facies with small *Monopleura*-mud mounds.
- c. Biostrones with requienid rudists, corals and dasycladacean algae
- d. Massive corals with rare stromatoporoids and calcareous algae.

During Gargasian events the biofacies of the platform carbonates were changed dramatically. New organism communities occurred.

2. Late Aptian/ Albian; Fault block reef platforms ("Bahama"-type);

- a. Hypersaline subtidal lagoonal facies with miliolid forams.
- b. Monopleurid and requienid rudist mound facies with dasycladacean algae
- c. Algal-lumps and intertidal grainstone shoal facies
- d. Reef flat facies with caprinid rudists and dendroid coralline algae
- e. Coralgal-facies with hemisphaerical corals and crustose coralline algae with small coralline sponges within cryptic habitats (*Acanthochaetetes*-community)
- f. Microsolenid coral facies
- g. Deep fore reef community of coralline sponges (*Acanthochaetetids*).

3. Albian; Small Diapir-influenced Reef Atolls;

"Sigsbee-Knolls" are common during the Late Albian and Cenomanian within the V-C-Basin. On the roof of these rising "Keuper"-salt diapirs small reef platforms developed in the photic zone. The principal facies distribution is as type 2. A very strong early meteoric diagenesis and the influence of hypersaline diapir brines has been observed. A central hypersaline lagoon is characteristic with common storm layers bearing bio- and intraclasts from the outer reef belts, together with huge stromatolite-vugs and rare miliolid forams.

4. Lower-Middle Cenomanian vast carbonate platforms on the Spanish Meseta with lagoonal and intertidal facies types. Characteristic organism communities are the *Præalveolina*-biofacies and *Ichtyosarcolithes*-facies. The Cenomanian platform facies is caused by the Cenomanian transgression in this area.

*Adresse des Autors: Dr. Joachim Reitner; Institut für Paläontologie
Freie Universität Berlin, Schwendener Str.8. West Germany

Zusammenfassung

Das mesozoische Basko-Kantabrische Becken ist eingelagert zwischen die paläozoischen Massive des kantabrischen Gebirge im Westen und der paläozoischen Massive der Pyrenäen im Osten. Das Becken ist gebunden an große Lateralverschiebungen (Strike slip faults), die Transcurrentstörungen darstellen, die sich aus Transformstörung des Biskaya-Ozeans entwickelt haben. An ihnen vollzog sich die Rotation der Iberischen Platte nach NE. Von Unteralb bis ins Oberalb sind Karbonatplattformen mit marginalen Riff-Zonen und Mud Mound-Strukturen häufig. Es werden Gesamtmächtigkeiten von bis zu 2500m erreicht.

Es lassen sich prinzipiell drei Plattformentwicklungen beobachten:

1. Im Unterapt finden sich Barriere-Riff-artige Rampen mit folgenden Fazieszonen:

- a. Eine siliziklastische küstennahe Fazies mit Nerineen und Orbitolinen,
- b. hypersaline Lagunen mit einer *Monopleura*-Rudisten-Gemeinschaft,
- c. Biostrome mit requieniden Rudisten, wenigen Scleractiniern und Dasycladaceen,
- d. Riff-Framestones mit großen Korallen, einigen corallinen Algen und Stromatoporen.

Diese Unterapt-Plattformen verschwinden während des Gargas weitgehend (Gargasian-Events). Als Folge dieser Ereignisse, die auf die Öffnung des Nordatlantiks zurückgeführt werden, kommt es zu einer Neugestaltung der Biozönosen. Wichtige Beispiele sind die erhöhte Diversität coralliner Rotalgen, neue benthonische Foraminiferen Gemeinschaften und die *Acanthochaetetes*-Gemeinschaft, die heute noch in den Indopazifischen Riffen zu finden ist.

2. Die Oberapt und Albriffe sind meistens an Basement-Hochs gebunden und sind von der Struktur her vergleichbar mit der Bahama-Plattform. Es lassen sich folgende Hauptfazieszonen unterscheiden:

- a. Hypersaline Lagunen mit monopleuriden Rudisten und Milioliden,
- b. monopleuride und requienide Rudisten in einer Mud Mound Fazies vergesellschaftet mit Dasycladaceen,
- c. intertidale Grainstone-Shoal Fazies, oft verbunden mit einer Grapestone-Fazies,
- d. eine Reef Flat Fazies mit capriniden Rudisten und einer Gemeinschaft aus dendroiden corallinen Rotalgen,
- e. eine Coralgal Fazies mit großen Korallen krustosen corallinen Rotalgen und innerhalb von Riffhöhlen eine kryptische Gemeinschaft (*Acanthochaetetes*-Gemeinschaft),
- f. Eine *Microsolena* Biofazies, z.T. verbunden mit Vorriff Mud Mound, die häufig aus Cyanophyceen, *Acanthochaeteten*, Stromatoporen und lithistide Demospongier bestehen.
- g. In tiefen Vorriff tritt eine reine coralline Spongien-Gemeinschaft auf, die der moderen *Acanthochaetetes*-Gemeinschaft besteht.

3. Neben den Basement-Hoch Plattformen werden kleine Diapir-Atollriffe beobachtet ("Sigsbee-Knolls"), z.B. an den Diapiren von Villasana de Mena und Murguia. Die Oberalb Riff-Plattformen sterben durch die Veränderungen in den ozeanischen Systemen des Nordatlantik und der Biskaya durch Einfluß von kühlen Wasser ("Upwelling") ab. Im Cenoman entwickeln sich erneut Karbonatplattformen, die sich grundlegend von den Alb-Plattformen unterscheiden. Die Karbonatplattformen des Cenomans sind Produkt der Cenomantransgression auf die spanische Meseta.

Inhaltsverzeichnis

1.	Einleitung.....	7
2.	Geographische Lage des Arbeitsgebiets.....	7
3.	Fragestellung.....	7
4.	Methoden und Probleme.....	10
5.	Fazies-Schema.....	10
6.	Palökologische Grundlagen.....	13
7.	Profile und Standards.....	13
8.	Geodynamische Rahmenbedingungen des Biskaya-Ozeans und seiner Kontinentalränder	14
8.1.	Nördlicher Kontinentalrand.....	16
8.2.	Südlicher Kontinentalrand.....	16
8.3.	östlicher Kontinentalrand.....	17
8.4.	Abyssal-Ebene.....	17
8.5.	Paläopositionen der Iberischen Platte während der Unterkreide.....	18
9.	Tektonische Struktur des Basko-Kantabrischen Beckens.....	22
9.1.	Tektonische Mechanismen.....	22
9.2.	Die Strike Slip Fault-Systeme und die tektonische Struktur des Basko-Kantabrischen Beckens.....	25
9.2.1.	Biskaya-Transcurrent-Störungssystem.....	25
9.2.2.	Llanes-Transcurrent-Störungssystem.....	26
9.2.3.	Basement-Hochs und Becken.....	26
9.3.	Tektonisch strukturelle Abgrenzung des Basko-Kantabrischen Beckens.....	26
10.	Fazielle Entwicklung des Basko-Kantabrischen Beckens in der Unterkreide (Sedimentäre Megasequenzen).....	28
10.1.	Megasequenz 1 (Oxford (?), Kimmeridge - Unteralb).....	28
10.1.1.	Oxford (?), Kimmeridge - Oberbarreme (Megasequenz 1, unterer Teil).....	28
10.1.2.	Unterapt - Unteralb (Megasequenz 1, oberer Teil).....	28
10.2.	Megasequenz 2 (Mittelalb - Turon).....	29
10.2.1.	Basko-Kantabrisches Strike Slip Fault-Becken.....	29
10.2.1.1.	Mittelalb - Untercenoman (Megasequenz 2, unterer Teil).....	29
10.2.1.2.	Mittelcenoman - Turon (Megasequenz 2, oberer Teil).....	30
11.	Karbonatfazies-Entwicklung des Mittelalb - Vracon (Megasequenz 2).....	32
11.1.	Deltaische Patchreef- <i>Mesorbitolina</i> -Biofazies.....	32
11.2.	Rudisten-Mounds von Landa/Marieta.....	34
11.2.1.	Micicha-Mound.....	34
11.2.1.1.	Silikoklastische Sequenz.....	37
11.2.1.2.	Silikoklastisch-karbonatische Mischfazies.....	37
11.2.1.3.	Karbonat-Sequenz.....	39
11.2.1.3.1.	<i>Monopleura</i> -Biofazies.....	39
11.2.1.3.2.	<i>Toucasia</i> -Biofazies.....	41
11.2.2.4.	Zusammenfassung.....	43
11.2.2.	Landa-Kalk.....	44
11.2.2.1.	Biozone 1.....	44
11.2.2.2.	Biozone 2.....	44
11.2.2.3.	Biozone 3.....	44
11.2.2.4.	Biozone 4.....	47
11.2.2.5.	Packstone-Fazies.....	48
11.2.3.	Zusammenfassung der Ergebnisse der Landa-Plattform.....	49
11.3.	Offenmarine Küstenplattformen des Alb des Santander-Blocks (Ostasturien).....	52
11.3.1.	Karbonatfazies des Oberalb von Comillas.....	52
11.3.2.	Profil Suances.....	55
11.3.3.	Zusammenfassung.....	60

11.4. Basement-Hoch-Inselplattformen.....	62
11.4.1. Albéniz-Eguino-Plattform.....	62
11.4.1.1. Geologische Situation.....	62
11.4.1.2. Stratigraphie.....	62
11.4.1.3. Struktureller Aufbau der Albéniz-Eguino-Plattform.....	65
11.4.1.4. Fazies-Beschreibungen.....	74
11.4.1.5. Zusammenfassung.....	88
11.4.2. Landa-Inselplattform des Oberalb.....	91
11.4.2.1. Struktur der Plattform.....	92
11.4.2.2. Beschreibung der einzelnen Karbonatkomplexe.....	92
11.4.2.3. Zusammenfassung und Interpretation.....	97
11.5. Karbonatplattform-Debris Flows am Südrand des Aralar-Basement-Hochs.....	99
11.5.1. Debris Flow von Echarri Aranaz.....	99
11.5.2. Iturmendi-Mulde.....	99
11.5.3. Zusammenfassung.....	100
11.6. Alb-Karbonatplattformen des Biskaya-Hochs.....	102
11.7. Crinoiden-Fan-Fazies des Vracons in SE des Aitzgorri-Basement-Hochs.....	107
11.7.1. Einheit 1.....	107
11.7.2. Einheit 2.....	108
11.7.3. Zusammenfassung und Vergleiche.....	109
11.8. Vracon/Cenoman-Plattform der Baskischen Massive.....	116
11.8.1. Stratigraphie.....	116
11.8.2. Faziestypen der Karbonat-Plattform.....	117
11.8.2.1. Rudisten-Fazies.....	117
11.8.2.2. Verschiedene Lithofazies-Typen.....	118
11.8.3. Interpretation und Zusammenfassung.....	118
11.9. Diapir-Karbonatplattformen.....	120
11.9.1. Diapir-Plattform des Oberalb und Untercenoman am Murguía-Diapir.....	120
11.9.1.1. Oberalb-Plattformen.....	120
11.9.1.1.1. Initiale Diapir-Plattform.....	120
11.9.1.1.2. Riffplattform.....	124
11.9.1.2. Vracon/Untercenoman-Plattform.....	134
11.9.1.3. Zusammenfassung.....	138
11.9.2. Diapir-Plattform des Villasana de Mena-Diapirs.....	140
11.9.2.1. Profil Concejero.....	141
11.9.2.2. Caniego-Kalk.....	143
12. Karbonatplattformen des Cenoman und ihre Biofazies, Vergleichsfall 1.....	158
12.1. Conillas/Suances-Karbonatplattform.....	158
12.1.1. Stratigraphie.....	158
12.1.2. Faziesbeschreibungen.....	158
12.1.3. Zusammenfassung.....	164
12.2. Cenoman-Küstenplattformen der südlichen und östlichen iberischen Meseta.....	166
12.2.1. Faziesbeschreibungen.....	166
12.2.2. Zusammenfassung und Interpretation.....	167
12.3. Flachmarine Karbonatplattformen des Cenoman innerhalb des Basko-Kantabrischen Beckens.....	169
12.3.1. Faziesbeschreibungen.....	169
12.3.2. Zusammenfassung.....	170
13. Ausgewählte Karbonatplattformen des Urgo-Apt und ihre Biofazies, Vergleichsfall 2.....	171
13.1. Landa-Plattform des Apt.....	171
13.2. Diapir-Plattform von Mutiloa.....	185
13.3. Riffkalk von Ereno bei Guernica.....	190

14. Geochemie.....	193
14.1. Geochemische Faziesanalysen.....	193
14.1.1. Kalium.....	193
14.1.2. Natrium.....	194
14.1.3. Eisen.....	196
14.1.4. Mangan.....	196
14.1.5. Magnesium.....	198
14.1.6. Strontium.....	198
14.2. Zum Problem der autigenen Quarze.....	202
15. Ergebnisse.....	206
15.1. Palökologische Ergebnisse.....	206
15.1.1. Foraminiferen.....	206
15.1.2. Algen.....	209
15.1.3. Rudisten.....	213
15.1.4. Spongien.....	215
15.1.5. Scleractinier.....	215
15.2. Zusammenfassung der Ursachen der Organismenverschiebungen innerhalb des Basko-Kantabrischen Beckens.....	217
15.2.1. Limitierende Faktoren höherer Ordnung.....	217
15.2.2. Limitierende Faktoren niederer Ordnung.....	217
15.2.3. Einzelereignisse.....	218
15.3. Paläogeographische Zusammenfassung.....	224
16. Literatur.....	229

Anhang: 50 Tafeln

Vorwort

Ich danke insbesondere meinem Lehrer Herrn Prof. Dr. Jost Wiedmann, daß er mich mit der Bearbeitung dieses Themas betraute, sowie für seinen Rat und tatkräftige Unterstützung bei auftretenden Problemen während der Geländearbeit und der Auswertung, sowie für die Bestimmung des Ammoniten-Materials.

Meinen Kommilitonen Dipl.-Geol. Theo Engeser und Dipl.-Geol. Dorothea Janofske danke ich für die ständige Bereitschaft zu Diskussionen und für viele gemeinsame Geländebegehungen.

Den Professoren J. Wendt, J. Neugebauer und H.-P. Luterbacher danke ich für manchen wertvollen Hinweis und die Bereitstellung seltener Literatur. Herrn Prof. E. Flügel und den anderen Angehörigen des Paläontologischen Instituts der Universität Erlangen danke ich für fruchtbare Diskussionen und für die Möglichkeit, am Institut für zwei Monate arbeiten zu können.

Der kanadischen Bergbau-Firma COMINCO danke ich für die Überlassung von Bohrkern-Material und die Einsicht in zahlreiche Bohrprotokolle.

Weiter gilt mein besonderer Dank Herrn Hüttemann für die Assistenz am Elektronenmikroskop, Herrn Ries für die Hilfe bei der Anfertigung des umfangreichen Schliff- und Peel-Materials und Herrn Wetzel für die Erstellung eines Teils der Fotoarbeiten.

Die Arbeit wurde von Juli 1980 bis Juli 1982 durch den Sonderforschungsbereich 53 an der Universität Tübingen finanziert. Ich danke der DFG für die geleistete finanzielle Unterstützung.

Die vorliegende Arbeit ist eine Weiterführung der Diplomarbeit, die als Pilotstudie Voruntersuchungen an einigen Karbonatkörpern im Alb von Nordspanien zum Thema hatte.

Die geotektonische Arbeitshypothese wurde zusammen mit Dipl.-Geol. Theo Engeser und Dipl.-Geol. Wolfgang Schwentke entwickelt.

1. Einleitung

Das Basko-Kantabrische Becken, eingeschaltet zwischen die herzynischen Massive des Kantabrischen Gebirges und die Pyrenäen, zeigt eine Vielzahl von faziellen und tektonischen Merkmalen, die vom Normalfall eines Kontinentalrandes erheblich abweichen.

Der gesamte geotektonische Charakter dieses Sedimentationsraumes wurde von früheren Bearbeitern wie LOTZE (1955), RIOS (1952), FEUILLEE (1967), VOORT (1964), WIEDMANN (1960, 1962), RAMIREZ DEL POZO (1971), BRINKMANN & LÖTGERS (1967) u.a. erkannt und interpretiert. Die Interpretationen waren, den damaligen herrschenden geotektonischen Vorstellungen gehorchend, stationär, außerdem fehlte natürlich die Kenntnis der Natur der Kontinentalränder und ihrer Dynamik, die erst durch die Fahrten der Glomar Challenger gewonnen wurden.

Insbesondere durch die Bohraktivitäten des Deep Sea Drilling Projects (DSDP) mit den LEG's 13, 47, 48 und 80 sowie reflexionsseismische Aktivitäten im Biskaya-Bereich wurde die Kenntnis der ozeanischen Struktur, der Kontinentalränder und ihrer verbundenen Beckensysteme revolutioniert. In diesem Zusammenhang sind insbesondere die Arbeiten von BOILLLOT et al. (1971, 1979, 1981), DEREGNAUCOURT & BOILLLOT (1982), WILLIAMS (1975), LEPICHON et al. (1971), MONTADERT (1979a,b), CHOUKROUNE et al. (1973), KRISTOFFERSEN (1978) u.a. erwähnenswert, die eine Menge neuer Daten und Interpretationen erbracht haben.

Ungenügend geotektonisch und faziell bearbeitet sind bis zum heutigen Zeitpunkt die Schelfbecken (z.B. Basko-Kantabrisches Becken) am südlichen Kontinentalrand der Biskaya und die Verbindung zum anschließenden Pyrenäen-Bereich.

Erste Ansätze finden sich bei LEPICHON et al. (1971), SOUQUET & MEDIAVILA (1976), RAT (1982) u.a., die allerdings die vorliegenden Daten mit ihren Modellen nicht voll befriedigend lösen konnten.

Die kürzlich erschienene Synthese von WIEDMANN et al. (1983) versucht, mit neuen Vorstellungen die Beziehungen von Küstenbecken und ozeanischen Becken am Beispiel des Basko-Kantabrischen Becken und der Biskaya aufzuklären.

Ein erheblicher fazieller Unterschied besteht im Basko-Kantabrischen Becken zum "normalen" Kontinentalrand-Typ der Biskaya in der Existenz von häufigen, allerdings flächenmäßig relativ kleindimensionierten Karbonatplattformen. Die meisten der Plattformen verteilen sich auf die Unterkreide (Apt-Alb). Die Plattformen des Apt (Urgon) wurden von RAT (1959) und in letzter Zeit von PASCAL (1974, 1982a,b) und GARCIA MONDEJAR (1979) neu bearbeitet. Die Alb-Plattformen stellen eine Bearbeitungslücke dar, wenn man von den kleinen Arbeiten von FEUILLEE (1971) und REITNER (1982) absieht.

Die Alb-Plattformen markieren einen bedeutenden paläogeographischen Wendepunkt im Basko-Kantabrischen Becken und stellen deshalb in der folgenden Studie den wesentlichen Untersuchungsschwerpunkt dar.

2. Geographische Lage des Arbeitsgebietes (Abb. 1a, 1b)

Das Untersuchungsgebiet liegt in Nord-Spanien und umfasst die Baskischen Provinzen (Alava, Guipuzcoa, Viscaya, Navarra), den Nordteil der Provinz Santander und der Provinz Burgos.

Die Ortsnamen in Kursivschrift stellen Bearbeitungs- bzw. Aufschlußpunkte dar.

3. Fragestellung

Die Karbonatplattformen der Unterkreide und des Cenomans im Basko-Kantabrischen Becken zeigen eine Vielzahl signifikanter Unterschiede in ihrer Litho- und Biofazies.

Eine zentrale Fragestellung ist deshalb, welche typischen Litho- und Biofazies sich in den flachmarinen Alb-Plattformen finden und wie sie sich von denen des Apts und des Cenomans bei gleichen übergeordneten ökologischen Bedingungen unterscheiden.

Flachmarine Plattformkarbonate mit ihren komplexen Faunen- und Floren-Gemeinschaften reagieren naturgemäß auf Environmentwechsel sehr rasch, entweder durch Absterben des gesamten Plattform-Biotops oder durch den Austausch von Organismen-Gemeinschaften.

Eine weitere Fragestellung ist deshalb, welche Einflüsse, endogener oder exogener Natur, die hochempfindlichen Biotope beeinflussen können, bezogen auf die Verhältnisse im Basko-Kantabrischen Becken. In diesen Zusammenhang wird auch die Wechselwirkung von übergeordneten geodynamischen Prozessen (z.B. Trans- und Regressionen) auf die Biotope deutlich, so daß es unbedingt notwendig ist, eine sorgfältige geodynamische und fazielle Analyse des betroffenen Gebietes durchzuführen.

Die vorliegende Studie versucht, die geodynamischen Abläufe im Basko-Kantabrischen Becken mit den Plattform-Entwicklungen auf den Basement-Hochs und an den Küsten in Einklang zu bringen und herauszufinden, welche Organismengruppen bevorzugt auf solche Prozesse reagieren.

Das Basko-Kantabrische Becken bietet aufgrund seiner klar abgrenzbaren Strukturen und der Vielzahl der Karbonatfazies-Typen die besten Voraussetzungen für eine solche Untersuchung.

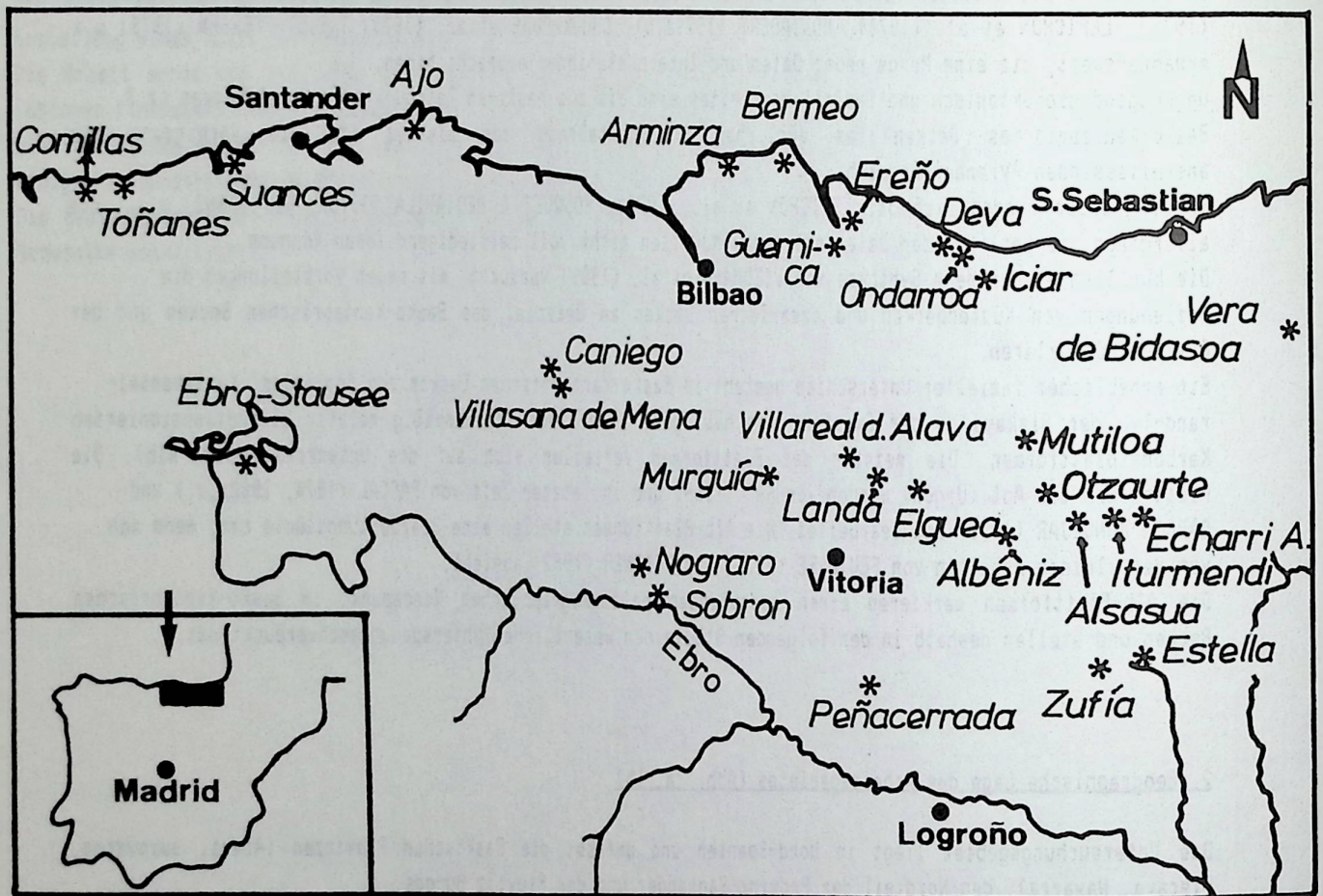


Abb. 1a Arbeitsgebiet und Lage der Aufschlußpunkte

4. Methoden und Probleme

Die für die Faziesanalyse der Karbonatkomplexe notwendigen Daten wurden auf verschiedenen Wegen ermittelt. Alle genauer untersuchten Strukturen wurden unter speziellen faziellen Gesichtspunkten kartiert, z.T. unter Zuhilfenahme von Luftbildern, der geologischen Karten 1 : 50 000 und durch Neuaufnahmen.

Der Genauigkeitsgrad der geologischen Karten des IGME 1 : 50 000 ist teilweise sehr gering. Die stratigraphische Einstufung der Einheiten erfolgte meist rein lithologisch. Dies hatte zur Folge, daß viele Kalke unterschiedlichen Alters als "Oberalb"-Kalke kartiert wurden. Es handelt sich dabei z.T. um Olistolithe und riesige Debris Flows, die im Zuge der Mittel- und Oberalb-Tektonik von den Urgo-Apt-Plattformen abgerutscht sind und sich jetzt in den Sedimenten des Supra-Urgons befinden.

Neben der Kartierung erfolgte die Aufnahme einer Vielzahl von Profilen, die nach mikrofaziellen Kriterien aufgenommen wurden.

Die gesamte mikrofazielle Analyse beruht auf ca. 1 200 Dünnschliffen im 5 x 5 cm Format und Großschliffen in Postkartenformat. Neben den Dünnschliffen wurde noch die gleiche Zahl großformatiger Peels und Handstücke zur Faziesanalyse herangezogen. Die Dünnschliffe wurden zu 80 % semiquantitativ mit Hilfe von Schätzbildern (FLÜGEL 1978) und zu 20 % quantitativ mit Hilfe von kleinen Quadratnetzen ausgewertet. Dazu wurden von jedem wichtigen Schliff und Peel großformatige Photos (DIN A 4) hergestellt im Direktbelichtungsverfahren im Vergrößerungsapparat. Dies hat allerdings zur Folge, daß die Mikrite hell erscheinen und die Sparite dunkel. Die statistische Auswertung in den Profilen und Abbildungen (Kreisdarstellungen) basieren auf der Auszählung von mindestens 500 Einzelkomponenten. In der Regel wurden 500 bis 1000 Zählungen vorgenommen. Diese Menge kann als statistisch signifikant angesehen werden (vgl. BERGER 1979).

Bei der mikrofaziellen Analyse wurde in wesentlichen die Klassifikation von DUNHAM (1962) benutzt, die vor allem auf der Analyse textueller Merkmale beruht. Dies hat den Vorteil einer raschen Faziesanalyse und auch der Anwendbarkeit im Gelände. Unterstützend wurde die Klassifikation von FOLK (1962) bei solchen Faziestypen benutzt, die auf der Basis elektronenmikroskopischer Untersuchungen erstellt wurden.

Ultrafaziell wurden ca. 50 Proben mit dem Raster-Elektronen-Mikroskop (REM-Typ Cambridge Mark II) untersucht und dabei auch mit den EDAX (energiedispersive Röntgen-Analyse) geochemisch bearbeitet.

Mit Hilfe der Atomabsorption (AAS) wurden 120 Proben auf die Elemente Fe, Mn, Sr, Mg, Na, K, Zn und Pb in der gelösten Phase analysiert. Der Ca-Gehalt wurde z.T. über die Titration und über die Menge des unlöslichen Rückstandes ermittelt.

5. Fazies-Schema (Abb. 2)

Eine wesentliche Grundlage zur Erkennung eines bestimmten Environments aus mikrofaziellen Daten ist das von WILSON (1975) und von FLÜGEL (1978) entwickelte Faziesmodell mit Standardmikrofazies-Typen. In der Regel sind diese Standardmikrofazies-Typen nur als erster Hinweis gedacht und ersetzen nicht ein eigenes, speziell auf die aufgefundenen Bedingungen abgestimmtes Fazies-Schema. Für die hier genannten Untersuchungen erwies sich das im folgenden aufgezeigte Fazies-Schema (Abb. 2) als nützlich.

Es handelt sich um ein Schema, das terrigen-klastische Faziesbereiche und karbonatdominierte Faziesbereiche kombiniert. Die klastischen Faziesbereiche wurden allerdings nur vereinfacht und qualitativ im Gelände bestimmt.

Fazies-Schema mit kurzer Charakterisierung der Fazies-Zonen basierend auf Geländebefunden

1, Terrigen-klastischer Teil

Zone 1: Kontinental

1a, Vorwiegend fluviatile Konglomerate und Sandsteine mit bunten Farben und gelegentlichen Wurzelhorizonten (Utrillas-Fazies des Alb, fluviatiler Wealden der Unterkreide)

Zone 2: Klastisches Intertidal

Mudflat und Mixed Flat. Häufige Sedimentstrukturen sind eine wellige Schichtung ("wavy bedding"), Linsenschichtung, eine starke Bioturbation sowie Einschaltungen von Schillagen (Tempestite), Austernlagen können häufig sein, ebenso Tidal-Rinnen mit Anreicherungen von Großforaminiferen.

Zone 3: Flachmarine klastische Sedimente

3a, Küstennahe Barrensande, z.T. Sandflat

Gut ausgewaschene feinkörnige Sandsteinkomplexe von mehreren Metern Mächtigkeit. An Sedimentstrukturen finden sich Parallel-Lamination, sehr flache Schrägschichtungsblätter, Wellenrippeln, flaserige Schichtung und Vertikalbauten. Die Sandsteinkörper können auch durch Bioturbation strukturlos sein.

3b, Delta-Sequenzen

Diese liegen meist als Coarsening-Upward-Zyklen progradierender Systeme vor. Häufig sind grobe Sandsteine und Konglomerate. Es finden sich oft planare Schrägschichtungen ohne erkennbare Richtungstendenzen (Interdistributary-Bereich) können kleine Crevasse-Rinnen-Systeme eingeschaltet sein. Die Sedimente sind grau und es finden sich gelegentlich marine Fossilien.

Zone 4: Prodelta

Es handelt sich um dunkle Tone und Silte mit häufigen Sideritknollen, z.T. von einigen hundert Metern Mächtigkeit. Eingeschaltet sind gelegentlich kleine Loben von klastischen Turbiditen.

II, Karbonatdominierte Fazieszonen

Zone 5: Supratidal

Es finden sich hier nahezu reine Mudstones und Dolomudstones mit Schrumpfrissen, Tepee-Strukturen, Algenmatten und Schillagen.

5a, Beachrocks

Grainstones mit einer ersten vadosen Zementation

Zone 6: Intertidal

Es finden sich vorwiegend Mudstones mit Peloiden und LF-Poren, gelegentlich Pseudomorphosen nach Gips und Anhydrit, wenigen Ostrakoden, Austernlagen, selten *Monopleura*-Mounds, Aufarbeitungslagen, Onkoide und selten Ooide. Untergeordnet sind Wackestones und Floatstones vorhanden.

6a, Tempestite

Diese liegen z.T. als Schille und Hochkantschille aus subtidalen Organismen vor. Die Erosionsfläche ist scharf; oft zeigt sich eine inverse Gradierung. Auf den Schichtoberflächen können sich Wellenrippeln befinden. Häufig sind Packstones und Floatstones.

Zone 7: Abgeschlossene innere Plattform-Lagunen

Es handelt sich um subtidale Bereiche mit herabgesetzter Wasserzirkulation. Fauna und Flora sind gering divers, die Individuen-Zahl ist teilweise groß. Oft finden sich Anreicherungen von kalzitischen Rudisten (*Toucasia*-Bänke, *Monopleura*-Mounds). Wackestones und Floatstones dominieren.

7a, Lagunenbecken

Die Rudisten-Mounds und -Bänke verzahnen sich mit flachmarinen Beckensedimenten, die bituminös sein können und z.T. turbiditischen Charakter haben. Häufig sind Wackestones, Packstones und selten Floatstones.

Zone 8: Offenmarine Lagunen

Es handelt sich um normalmarine Lagunen, die charakterisiert sind durch Wackestones, Packstones und Floatstones.

Zone 9: Flachstmarine Bewegtwasser-Bereiche

9a, Plattform-Sande

Es finden sich Grainstones und Rudstones mit häufigen Mikritrinden. Die Sedimente sind z.T. schrägschichtet. Die erste Zementation (A-Zement) erfolgte im Subtidal.

9b. Plattform-Sande

Es handelt sich um Sedimente vom Typ 9a, jedoch angereichert in Form von Shoals an den Plattformrändern mit relativ steilen Schrägschichtungsblättern. Neben einer ersten subtidalen Zementation finden sich gelegentlich vadose A-Zemente.

Zone 10; Reef-Flat-Bereiche

Es handelt sich um Sedimente hinter dem eigentlichen Riffkern, mit einer hochdiversen Fauna und Flora. Häufig sind Floatstones und Rudstones. Neben einer ersten subtidalen Zementation treten auch vadose A-Zemente auf.

Zone 11; "Riff"

11a. Komplexe Strukturen (Riffkern i.e.S.) mit typischen gerüstbildenden und wellenresistenten Organismen. Es handelt sich um Framestones der Riffkern-Fazies, verbunden mit allen sonst auftretenden Mikrofazies-Typen.

11b. Biostrome und Mudmounds, bestehend aus überwiegend "sedimentfangenden" Organismen. Es handelt sich um Bafflestones, verbunden mit allen anderen Mikrofazies-Typen mit Ausnahme von Mudstones.

Zone 12; Riffschutt allgemein, unabhängig von der Fazies-Zone

12a. Proximaler Riffschutt an der Riff-Front

Dieser liegt häufig als Blockwerk vor; Debris Flows sind häufig. Neben den "mud-supported"-Faziestypen gibt es Grainflow-artige Grainstones und Rudstones.

12b. Distaler Riffschutt

Dieser liegt vor allem als Brekzie und Mikrobrekzie vor, z.T. mit turbiditischem Charakter. Häufig sind Floatstones und Packstones.

III. Karbonatisch-silikoklastischer Mischbereich

Zone 13; Flaches Subtidal

Zone 14; Tiefes Subtidal

Es handelt sich dabei um Sedimente, die unter der "Sturmwellen"-Basis abgelagert wurden. Es handelt sich um eine Fazies des mittleren und tiefen Schelfs aufgrund der Foraminiferen-Vergesellschaftung.

Zone 15; Slope-Fazies

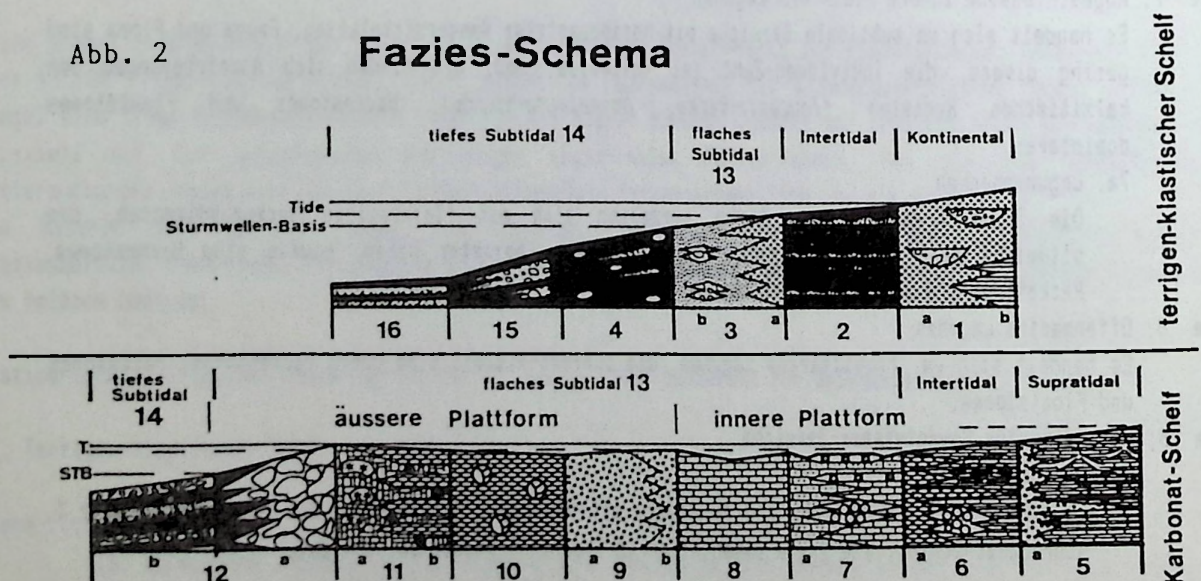
Diese ist charakterisiert durch Mass- und Debris Flows und Turbidit-Rinnensysteme des Inner Fan-Bereichs.

Zone 16; Becken-Fazies

Diese ist charakterisiert durch silikoklastische und karbonatische Turbidite des Middle- und Outer Fan-Bereichs und autochthone Beckensedimente.

Abb. 2

Fazies-Schema



6. Palökologische Grundlagen

Neben der Möglichkeit, mit faziellen Merkmalen Biotope zu rekonstruieren, gibt es auch die Möglichkeit, diese mit Hilfe von typischen Organismen-Gemeinschaften zu bestimmen. Im fossilen Bericht stößt dies allerdings auf eine Vielzahl von Problemen, da niemals echte Gemeinschaften aufgrund diagenetischer Vorgänge in den Hartteilen und des meist sofortigen Abbaus der reinen Weichkörperorganismen rekonstruiert werden können (FROST 1977). Ebenso fehlt in der Regel das Nekton, ein in den heutigen Riffen nicht zu unterschätzender ökologischer Faktor.

Die beobachteten "Organismen-Gemeinschaften" stellen also nur einen stark reduzierten Rest der ursprünglichen Gemeinschaften dar. Die Rekonstruktion von fossilen Riffbiotopen muß also mit allen verfügbaren Methoden durchgeführt werden, um ein einigermaßen reales Bild zu gewinnen.

Für die Gliederung der Biomasse erwies sich die Methode von FROST (1977) als brauchbar. Er unterscheidet folgende 7 Organismengruppen, bezogen auf die unterschiedliche Art der Nahrungsaufnahme. Berücksichtigt werden hier nur Gruppen mit erhaltungsfähigen Hartteilen.

In der Unter- und Mittelkreide-Riffen wurden folgende Gruppen beobachtet:

1. Abweider und Räuber; z.B. Gastropoda, reguläre Echiniden
2. Sedimentfresser; z.B. Muscheln, irreguläre Echiniden, Scaphopoden
3. Tentakelfresser; z.B. ahermatype Korallen, Bryozoen, hermatype Korallen
4. Filterer; z.B. Spongien, Brachiopoden, Muscheln, Crinoiden
5. Mikroherbivore Organismen; z.B. Foraminiferen, Ostrakoden
6. Autotrophe Organismen; Algen, Pilze
7. Gerüstbildner; hermatype Korallen, Stromatoporen

Bei der Rekonstruktion der hypothetischen Gemeinschaften werden die sieben Gruppen in ihrer relativen Häufigkeit bei annähernd gleicher Diagenese zueinander in Beziehung gesetzt.

Die Faziesmodelle wurden auf der Basis der mikrofazialen, der sedimentologischen und tektonischen Analyse und mit den rekonstruierten hypothetischen Organismen-Gemeinschaften gewonnen.

7. Profile und Standards (Abb. 3a, 3b, 3c)

Die einzelnen unterschiedenen Mikrofazies-Typen wurden standardisiert und mit je einem bestimmten Raster-Typ versehen (Abb. 3b).

Die Balken links der Profilsäule erlauben einen raschen quantitativen Überblick über die Mikrofazies. Dies ist wichtig zur Bestimmung der übergeordneten Fazieszone.

Die Zahlen der Environmentspalte beziehen sich auf das zugrundegelegte Faziesschema (Abb. 2).

Die Kreisdarstellungen beziehen sich entweder auf die quantitative oder semiquantitative Auswertung der bestimmaren Bioklasten in den Dünnschliffen oder auf die Komponentenanalysen (Abb. 3a). Für häufig vorkommende Fossilien wurde wieder ein bestimmtes Raster gewählt, die weniger häufigen Gruppen wurden mit Abkürzungen versehen.

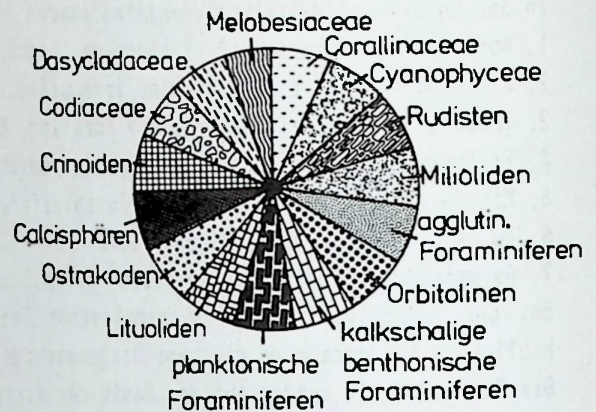
Die Raster der Komponenten-Analyse entsprechen dem Mikrofazies-Standard.

Faziestypische Fossilien wurden in Form von Symbolen in die Profile eingetragen (Abb. 3c).

Abb. 3a

Abkürzungen

Lituol. = Lituolaceen
 Scleros., Scler. = Sclerospongier
 Bryoz. = Bryozoen
 Solenop., Solen. = Solenoporaceen
 Monopl., M. = *Monopleura* sp.
 Brach. = Brachiopoden
 Lithocod. = *Lithocodium* sp.
 Serp. = Serpeln
 Gynocod. = *Gynocodium* sp.
 Squam. = Squamariaceen
 Lithistid., Lith. = Lithistiden
 Troch. = *Trocholina* sp.
 Touc., T. = *Toucasia* sp.
 Calcisp., Calcis. = Calcispongien
 Dasy., Dasycl., = Dasycladaceen
 Gast. = Gastropoden
 Ostrac. = Ostracoden
 Codiac. = Codiaceen
 Orbitol., Orbit. = Orbitolinen
 Crinoid. = Crinoiden
 Forams. = Foraminiferen
 Stromat. = Stromatoporen
 Lanell. = Lamelibranchiaten
 Cayeux. = *Cayeuxia* sp.
 Ammon. = Ammoniten
 Ceph. = Cephalopoden
 Inocer. = Inoceramen
 Sphinc. = Sphinctozoen
 Ac. = *Acanthochaetetes* sp.
 Coscin. = *Coscinophragna* sp.
 Pharetron., Phar. = Pharetroniden
 Atax. = Ataxophragiiden
 Text. = Textularien
 Ech. = Echiniden
 Aust. = Austern
 Melob. = Melobesien
 Corall. = Corallinaceen
 LF-Poren = laminare Fensterporen
 Korall. = Korallen allgemein
 Stylothal. = *Stylothalamia* sp.
 Radiol., R. = Radioliten
 Girv.O. = *Girvanella*-Onkoide
 Ü. = übrige
 Musch., M. = Muscheln allgemein
 dend. = dendroid
 Sclerac. = Scleractinien
 Acetabular., Acetab. = Acetabulariaceen
 Permocal. = *Permocalculus* sp.
 requ. = requienid
 Rudist. = Rudisten



8. Geodynamische Rahmenbedingungen des Biskaya-Ozeans und seiner Kontinentalränder

Um allgemeingültige Aussagen über die Geodynamik und die unter- und mittelkretazische Entwicklung des Basko-Kantabrischen Beckens machen zu können, ist es in folgenden notwendig, die geotektonische Position des Basko-Kantabrischen Beckens innerhalb des Biskaya-Ozean-Systems herauszustellen. In diesem Zusammenhang stellen insbesondere die verschiedenen Kontinentalränder der Biskaya eine Schlüsselrolle dar, sowie der unterkretazische Öffnungsablauf des Biskaya-Ozeans-Grabensystems.

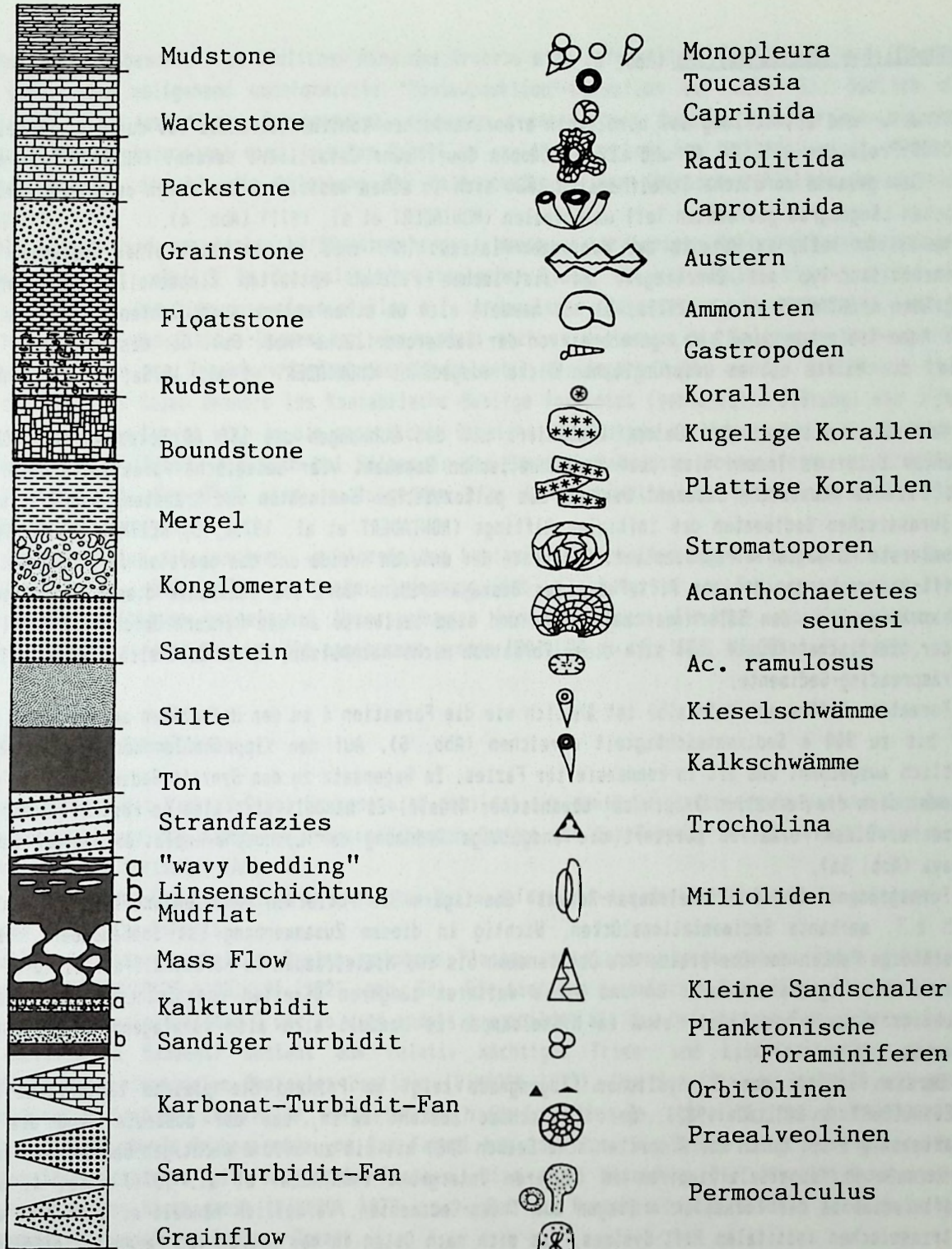
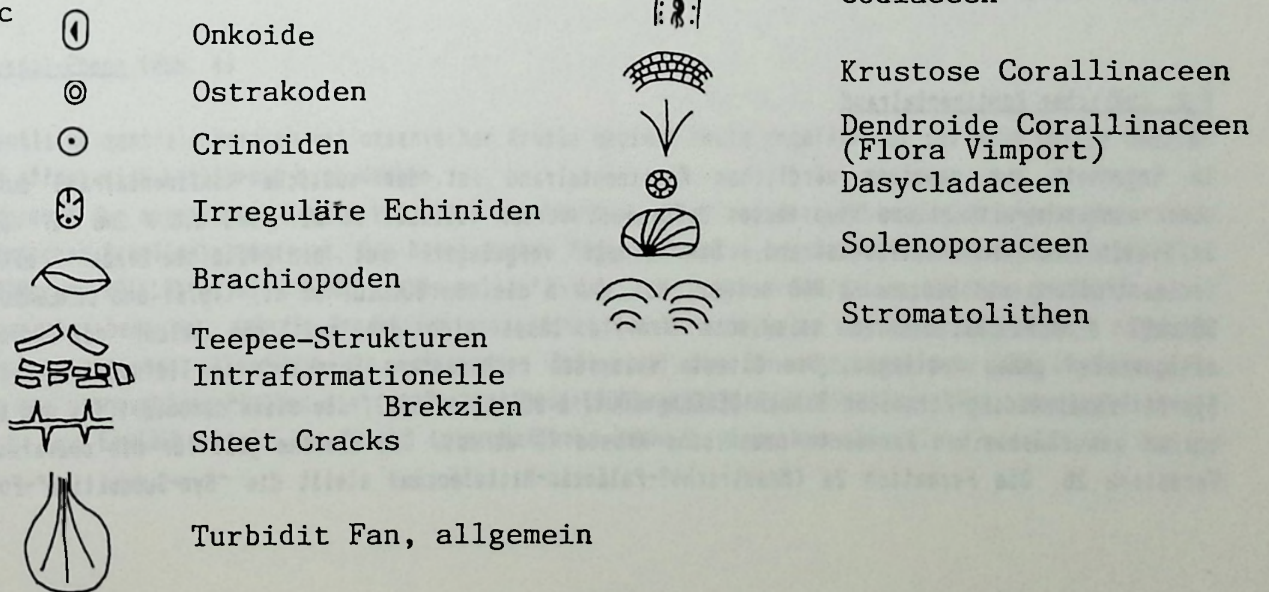


Abb. 3c



8.1. Nördlicher Kontinentalrand (Abb. 4, 5)

Die Struktur und Entwicklung des nördlichen armorikanischen Kontinentalrandes ist durch die Bohrtätigkeit des DSDP-Projektes mit LEG 48 und LEG 80 (Goban Spur) sehr detailliert bekannt (MONTADERT et al. 1979, u.a.). Der gesamte nördliche Schelfbereich läßt sich in einen westlichen und einen östlichen durch den 8. östlichen Längengrad getrennten Teil unterteilen (MONTADERT et al. 1971) (Abb. 4).

Der westliche Teil, im Bereich des Meriadzek-Plateaus (MP) (Abb. 4, 5) zeigt einen typischen passiven Kontinentalrand-Typ mit überwiegend an listrischen Flächen rotierten Kippschollen und verbundenen Halbgräben (MONTADERT et al. 1979a, b). Es handelt sich um einen extrem ausgedünnten Kontinentalrand mit einer Moho-Tiefe von nur 12 km, gerechnet von der Wasseroberfläche (Abb. 5a). Der distale Schelf ist also um ca. die Hälfte seiner ursprünglichen Dicke ausgedünnt (MONTADERT et al. 1979a, b, WIEDMANN et al. 1983).

Die Analyse der seismischen Daten, kombiniert mit den Bohrungen des LEG 48 Holes 400/401/402 ergibt folgendes Bild; es lassen sich über dem akustischen Basement vier seismische Formationen unterscheiden (Abb. 5). Das akustische Basement besteht aus paläozoischen Sedimenten und Graniten, sowie triassischen und jurassischen Sedimenten des initialen Rifting (MONTADERT et al. 1979a, b, REITNER & WIEDMANN 1982). Die unterste Formation 4 repräsentiert Sedimente der unteren Kreide und des obersten Jura und stellt somit Synrift-Sedimente der zweiten Rift-Phase des Biskaya-Grabens dar. Die Sedimente dieser Formation finden sich vorwiegend in den Tälern der Halbgräben und sind teilweise an den Rändern deformiert (Abb. 5a, b). Auf der ozeanischen Kruste läßt sich diese Formation nicht nachweisen. Es handelt sich also mit Sicherheit um Präspreading-Sedimente.

Die Formation 3 (Oberapt-Unteralt) ist ähnlich wie die Formation 4 in den Halbgräben angereichert und kann dort bis zu 800 m Sedimentmächtigkeit erreichen (Abb. 5). Auf den Kippschollen-Hochs findet sie sich erheblich ausgedünnt und oft in kondensierter Fazies. Im Gegensatz zu den Synrift-Sedimenten der Formation 4 findet sich die Formation 3 auch auf ozeanischer Kruste. Es handelt sich also um Postrift-Präspreading-Sedimente. Diese Formation markiert die endgültige Trennung der Lithosphärenplatten in der westlichen Biskaya (Abb. 5a).

Die Formationen 1 und 2 (Mittelcampan-Rezent) überlagern die rotierten Schollen und sind charakterisiert durch z.T. markante Sedimentationslücken. Wichtig in diesem Zusammenhang ist insbesondere das nahezu vollständige Fehlen der Oberkreide vom Obercenoman bis ins Mittelcampan am Nordschelf der Biskaya. Aufgrund der Magnetanomalie A 34 und einem weiteren jüngeren Streifen ozeanischer Kruste endete die Produktion ozeanischer Kruste etwa im Mittelcampan. Es handelt sich also vorwiegend um Postspreading-Sedimente.

Der Bereich östlich des 8. östlichen Längengrads zeigt im Prinzip die gleiche tektonische Struktur (DEREGNAUCOURT & BOILLOT 1982). Der Unterschied besteht darin, daß der äußerste Rand des Schelfs charakterisiert ist durch das Armorikanische Becken (AB) mit bis zu 5000 m mächtigen Sedimenten, verbunden mit vermuteten Keupersalz-Diapiren im tieferen Untergrund (MONTADERT et al. 1971) (Abb. 4, 5b). Die Synrift-Sedimente der Formation 4 liegen auf Trias-Sedimenten. Vermutlich handelt es sich hier um Reste des triassischen initialen Rift-Systems, das sich nach Osten in das Becken von Parentis fortgesetzt hat (WINNOCK 1973).

8.2. Südlicher Kontinentalrand

Im Gegensatz zum passiven nördlichen Kontinentalrand ist der südliche Kontinentalrand durch die oberkretazische/alttertiäre Kompression deformiert worden (BOILLOT et al. 1979 u.a.) und war zu dieser Zeit ein aktiver Kontinentalrand. Dem Schelf vorgelagert ist ein "Tiefsee-Graben" mit einer Sedimentfüllung von bis zu 12 000 m (Abb. 5c). Durch die von BOILLOT et al. (1979) und DEREGNAUCOURT & BOILLOT (1982) publizierten seismische Profile läßt sich der zeitliche Ablauf der Deformation einigermaßen genau festlegen. Die älteste seismisch nachweisbare Formation im Tiefsee-Graben ist die Synrift-Synspreading-Formation 3 nach DEREGNAUCOURT & BOILLOT (1982), die stark deformiert ist und sich nur unklar vom akustischen Basement (ozeanische Kruste?) abhebt. Das Gleiche gilt für die oberkretazische Formation 2b. Die Formation 2a (Maastricht?-Paläozän-Mitteloazän) stellt die "Syn-Subduktion"-Formation

dar, Diese zeigt insbesondere am südlichen Rand des Grabens eine Deformation, Die Formation 1 (Obereozän-Rezent) stellt die weitgehend undeformierte "Postsubduktion"-Formation dar (Abb. 5). Südlich dieses Grabens folgt eine tektonische Schuppenzone, die von französischen Autoren als "prisme d'accrétion tectonique paléogène" bezeichnet wird, die den Schelf um ca. 50 % verkürzt hat (WIEDMANN et al. 1983) (Abb. 5c); eine Tatsache, die für die Ableitung der Paläopositionen der Iberischen Platte von erheblicher Bedeutung ist.

Der Schelf selbst wird von großen NW/SE-streichenden, heute rechtssinnigen Horizontalverschiebungen in drei Blöcke zerteilt, nämlich in den galizisch-asturischen Block, den asturischen Block und den basko-kantabrischen Block. Die Störungssysteme stellen z.T. triassische, jurassische und kretazische Transform-Transcurrent-Systeme des Biskaya-Ozeans dar. Es handelt sich im Westen um die Galizische Störung (GTcS), die sich nach NW in ein Transform-System des Nordatlantik verlängern läßt; um die Asturische Störung (ATcS), die sich bei Gijon Onshore ins Kantabrische Gebirge fortsetzt (Ventaniella-Störung) und Offshore über den Aviles-Slope-Canyon sich in die ozeanischen Bereiche der Biskaya verlängert sowie um die Biskaya-Transcurrent-Störung (BTcS), die sich bei Bilbao in das Basko-Kantabrische Becken fortsetzt (ENGESER et al. 1983) (Abb. 4). Die BTcS wird im folgenden eine Schlüsselrolle zur Beckenanalyse des Basko-Kantabrischen Becken besitzen.

Für die Rekonstruktion des passiven, undeformierten kretazischen Schelfes ist die sogenannte Le Danois-Bank (BOILLOT et al. 1971, 1979) von großer Bedeutung (Abb. 4). Aufgrund von Faziesanalysen an Dredge-Proben und den erfolgten seismischen Untersuchungen kann für diese Struktur ein unterkretazisches Basement-Hoch in Form einer Kippscholle angenommen werden (BOILLOT et al. 1979, MALOD et al. 1982).

8.3. östlicher Kontinentalrand

Der heutige Ostrand des Biskaya-Ozean-Beckens wird gebildet aus dem W-E-streichenden Canyon von Cap Breton, dem Landes-Plateau und dem ebenfalls W-E-streichenden Canyon von Cap Ferret, der sich nach Osten in das Becken von Parentis fortsetzt (Abb. 4).

Der Schelf südlich des Cap Breton ist in ähnlicher Weise deformiert wie der weiter westlich gelegene Bereich des asturische Schelfs.

Das nördlich des Canyon von Cap Breton gelegene Plateau von Landes zeigt nahezu keine tektonische Deformation (DEREGNAUCOURT & BOILLOT 1982) (Abb. 5d). Die tieferen seismischen Formationen des akustischen Basements, sowie die Formationen 3 und 2b sind anders ausgebildet als die der übrigen Fazies-Bereiche. Der Sockel (akustisches Basemnt) besteht aus relativ mächtigen Trias- und Lias-Sedimenten, die z.T. kontinentalen und intertidalen Charakter besitzen (WINNOCK 1973). Die Synrift- und frühe Synspreading-Formation 3 fehlt, Erst die Oberkreide, vertreten durch die Formation 2b, ist wieder dokumentiert.

Das östlich anschließende Grabensystem von Cap Ferret bzw. das Parentis-Becken zeigt eine grundsätzlich andere Subsidenzgeschichte als das Landes-Plateau. Hier sind besonders die "Synrift-Synspreading"-Sedimente von großer Mächtigkeit (WINNOCK 1973 u.a.). Bei dem Parentis-Becken handelt es sich um einen blind endenden Grabenast des Biskaya-Ozeans.

8.4. Abyssal-Ebene (Abb. 4)

Der eigentliche zentrale Bereich mit ozeanischer Kruste beginnt heute ungefähr auf der Höhe der Le Danois-Bank und öffnet sich keilförmig nach Westen.

Die Nordgrenze der ozeanischen Kruste ist durch die "Randanomalie" von der kontinentalen Kruste des armorikanischen Schelfes abgegrenzt. Die Natur dieser Magent-Anomalie ist umstritten und wird von SIBUET & RYAN (1979) und BOILLOT et al. (1980) als Anomalie "J" bzw. Mo (Oberbarreme/Unterapt) identifiziert. Dies würde aber bedeuten, daß die Produktion ozeanischer Kruste bereits an der Wende Barreme/Apt begonnen hat. Dagegen sprechen allerdings die seismischen Daten und die Bohrerergebnisse von LEG 48, die eine Trennung der Lithosphären-Platten erst im Oberapt/Unteraltb ergaben. KRISTOFFERSEN (1978), MONTADERT et al. (1979a, b) und ENGESER et al. (im Druck) interpretieren deshalb diese Anomalie als einen Effekt, der in

der Übergangszone von kontinentaler und ozeanischer Kruste auftritt und deshalb nicht mit einer echten ozeanischen Magnetanomalie verglichen werden kann.

Die Südgrenze der ozeanischen Kruste wird heute von dem deformierten nordspanischen Schelf gebildet. Reste eines inaktiven Rückens finden sich im Bereich des "Biskaya"-Seamounts. Hier läßt sich das Magnetanomalien-Paar A 34 ohne Zweifel identifizieren (SIBUET & RYAN 1979). Zwischen dem nördlichen und dem südlichen Ast der A 34 findet sich noch ein ca. 50 km breiter Streifen weiterer ozeanischer Kruste, der schon zur normalpolaren A 33 gehört. Vergleicht man den nördlichen Teil des ozeanischen Bereichs mit dem südlichen, so stellt man erhebliche Asymmetrien fest. Im nördlichen Teil, berechnet von A 34 (n) zur "Randanomalie" ergibt sich eine Breite von 150 km. Im südlichen Teil, berechnet von A 34 (s) zum Akkretions-Keil finden sich nur noch 50 km ozeanische Kruste (Abb. 4). Es sind also ca. 100 km Kruste subduziert worden, während der oberkretazischen/alttertiären NW-Drift der Iberischen Platte.

Das Spreading war etwa an der Grenze Mittel-/Obercampan beendet (75 my). Das gesamte Biskaya-Becken stellt heute eine Abyssal-Ebene dar, die durch Postspreading-Sedimente gebildet wird.

Problematisch ist die Ostgrenze der ozeanischen Kruste, die heute aufgrund des Sedimentauflagers und der Tektonisierung nicht genau faßbar ist. Es muß aber, aufgrund plattentektonischer Rekonstruktionen mit ozeanischer Kruste gerechnet werden (vgl. Abb. 6), die im Zuge der oberkretazischen/alttertiären Subduktion z.T. verschwunden sind.

8.5. Paläopositionen der Iberischen Platte während der Unterkreide (Abb. 6)

Um die geotektonische Position des Basko-Kantabrischen Beckens in der Unterkreide zu präzisieren, ist es in folgenden notwendig, die Paläopositionen der Iberischen, der Europäischen und der Nordamerikanischen Platte zu diesem Zeitpunkt zu bestimmen. Neben den vorliegenden Daten über die Struktur der Kontinentalränder und des Ozeansbodens der Biskaya ist es zwingend notwendig, auch die Verhältnisse im Nordatlantik und des nördlichen Nordatlantik bei der Rekonstruktion der Paläoposition zu berücksichtigen. Neben den Magnetanomalien-Muster spielen die Ergebnisse der Bohrkampagnen von LEG 47 am östlichen Kontinentalrand des Nordatlantik und LEG 80 am östlichen Rand des nördlichen Nordatlantik nahe der Goban-Spur eine entscheidende Rolle bei der Rekonstruktion der Positionen.

Die wichtigsten Hilfsmittel zur Rekonstruktion der Paläopositionen sind zum einen die Synrift- und Synspreading-Formationen und der Magnetanomalien-Fit, da man davon ausgehen kann; daß die ozeanische Kruste symmetrisch am Rücken produziert wird, sowie die unterschiedlichen Spreading-Geschwindigkeiten. Der Magnetanomalien-Fit wird in letzter Zeit zur Bestimmung der Plattenpositionen verwendet, da die ozeanischen Rücken ihre Positionen nur unwesentlich verändern (KRISTOFFERSEN 1978, SIBUET & RYAN 1979, GRIMAUD et al. 1980 u.a.). Der ozeanische Bereich des Biskaya-Ozeans ist nur durch eine echte Magnetanomalie, die der A 34, charakterisiert, die sich in den Nordatlantik fortsetzt und ein Obersanton/Untercampan-Alter besitzt (ALVAREZ et al. 1977).

Die Anomalie A 34 fällt aber in die sogenannte "Cretaceous-Quiet-Zone", die mit der Mo-Anomalie (Oberbarrene/Unterapt) nach KRUMSIEK (1982) beginnt, so daß es mit den Magnetanomalien allein nicht möglich ist, die Spreading-Dauer in der Biskaya festzulegen. Der Spreading-Beginn kann aber mit der Synspreading-Formation 3 (Abb. 5) auf den Zeitraum Oberapt/Unteralb eingengt werden. Das Spreading dauerte also von der Apt/Alb-Grenze im westlichen Teil des Biskaya-Ozeans bis ins Mittelcampan. Dabei wurden ca. 300 km ozeanische Kruste produziert.

Im Nordatlantik lassen sich ähnliche Überlegungen anstellen, die aber zu einer etwas früheren Trennung der Lithosphären-Platten im Mittel-/Oberapt führen (MONTADERT et al. 1979a, b, ENGESER et al. im Druck u.a.). Im nördlichen Nordatlantik, nahe der Goban-Spur, erfolgte die Trennung der Platten im Oberalb. Die Sedimente der Synspreading-Formation besitzen ein Vracon-Alter und liegen unmittelbar auf ozeanischer Kruste (GRACIANSKY et al. 1982, LEG 78).

Mit Hilfe dieser Daten läßt sich nun eine Praespreading-Position festlegen (Abb. 6a). Die heutigen Ozean/Kontinentgrenzen ("Randanomalien") werden aufeinandergefügt. In diesem speziellen Fall ist aber zu berücksichtigen, daß in Biskaya-Kruste verschluckt und der südliche Kontinentalrand der Biskaya erheblich eingengt wurde, eine Tatsache, die von früheren Bearbeitern (SIBUET & RYAN 1979, GRIMAUD et al. 1982, BOLLDT et al. 1980) nicht berücksichtigt wird. Es handelt sich dabei immerhin um einen Betrag von ca. 180

km. Eine weitere wichtige Markierung ist die Rekonstruktion des Triple-Punkts, der durch Aneinanderfügen der Ränder der Galicia-Bank am Westrand der Iberischen Platte, der Goban-Spur am Westrand des arnorikanischen Schelfs (Europäische Platte) und dem Flemish-Cap am Ostschelf der Nordamerikanischen Platte (Neufundland) ermittelt wurde.

Aufgrund des sich zeitlich unterschiedlichen Öffnens der drei Ozean-Äste und den verschiedenen Spreading-Geschwindigkeiten, die sich aus der Breite der ozeanischen Kruste von den unterschiedlichen "Randanomalien" bis zur Anomalie A 34 (80 my) berechnen lassen, ergibt sich zusammen mit dem Magnetanomalien-Fit die Möglichkeit, alle möglichen Positionen theoretisch zu bestimmen. Für den Nordatlantik, im Bereich der Galicia-Bank wird durchschnittlich eine Spreadinggeschwindigkeit von ca. 1,2 cm/a, für die westliche Biskaya auf der Höhe von Trévèlyan 0,7 cm/a und auf der Höhe der Goban-Spur 0,6 cm/a erreicht, berechnet auf der Grundlage der absoluten Zeitdaten von ODIN (1982).

Position des Oberapt/Unteralb

In dieser Zeit hat im Nordatlantik und der westlichen Biskaya die Trennung der Platten bereits stattgefunden. In der östlichen Biskaya muß noch mit extrem ausgedünnter kontinentaler Kruste gerechnet werden (WIEDMANN et al. 1983, ENGESER et al. 1983).

Position des Mittel- und Oberalb (Abb. 6b)

Die Trennung der Platten hat in allen Ozeanästen stattgefunden. Es muß jetzt auch in der östlichen Biskaya mit ozeanischer Kruste gerechnet werden. Hinweise dafür finden sich in einer erheblichen Distensions-Tektonik, insbesondere im Bereich der Biskaya-Transcurrent-Störung und im Pyrenäen-Bereich, auf den hier allerdings nicht eingegangen wird (vgl. WIEDMANN et al. 1983, ENGESER et al. 1983).

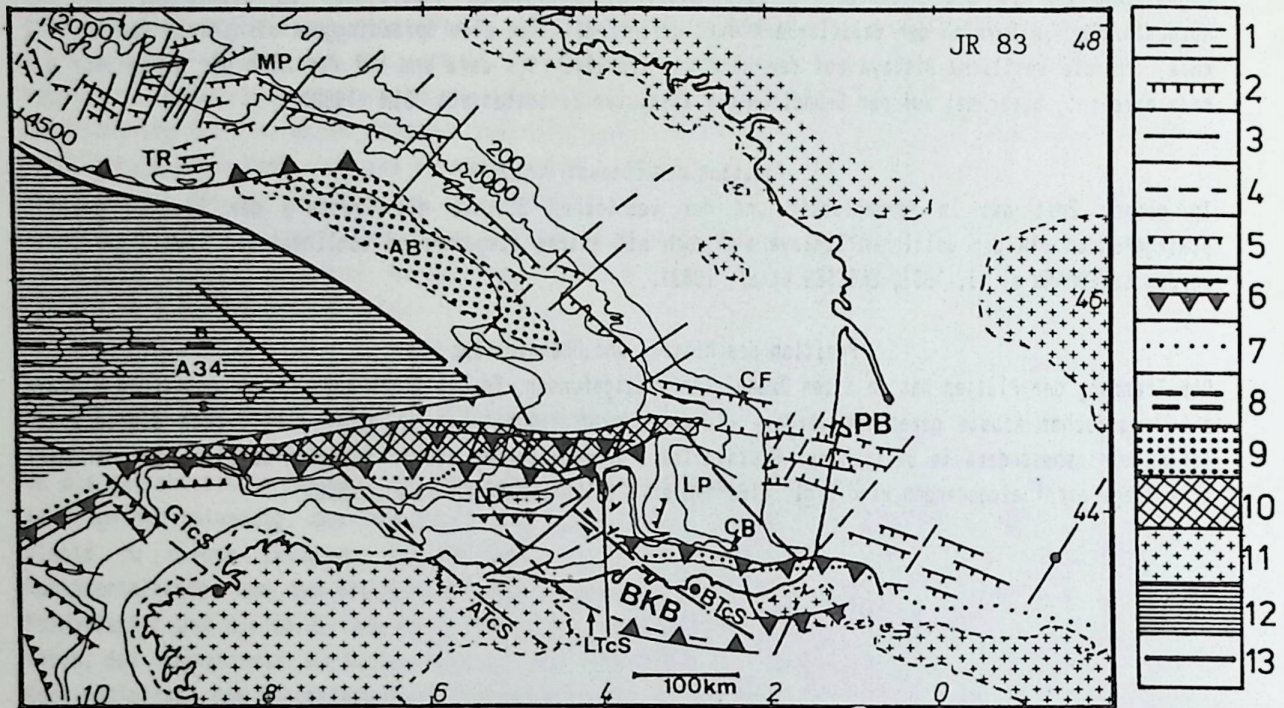


Abb. 4 Tektonische Karte des Biskaya-Ozeans und der Kontinentalränder (verändert nach DEREGNAUCOURT & BOILLOT 1982).

1. Normale Störungen, nachgewiesen, vermutet (mesozoisch)
2. Abschiebung (mesozoisch)
3. Transformstörung
4. Normale Störung (Tertiär, allgemein)
5. Abschiebungen (Tertiär, allgemein)
6. "Subduktion", Überschiebungen (Paläogen)
7. Anomalie mit hohen negativen Schwerewerten (z.T. "Tiefsee-Graben")
8. Magnet-Anomalie A 34 (Nordost "n", Südost "s")
9. Armorikanisches Becken
10. Paläogener tektonischer Akkretionskeil
11. Paläozoischer Sockel
12. Ozeanische Kruste
13. Ozean/Kontinent-Grenze

PB - Parentis-Becken, LD - Le Danois-Bank, CF - Cap Ferret, LP - Landais- Plattform,
 TR - Trévélyan, MP - Meriadzek-Plateau, CB - Cap Breton, BKB - Basko-Kantabrisches
 Becken, BTcS - Biskaya-Transcurrent-Störung, ATcS - Asturische Transcurrent-Störung,
 LTcS - Llanes-Transcurrent-Störung, GTcS - Galizische Transcurrent-Störung

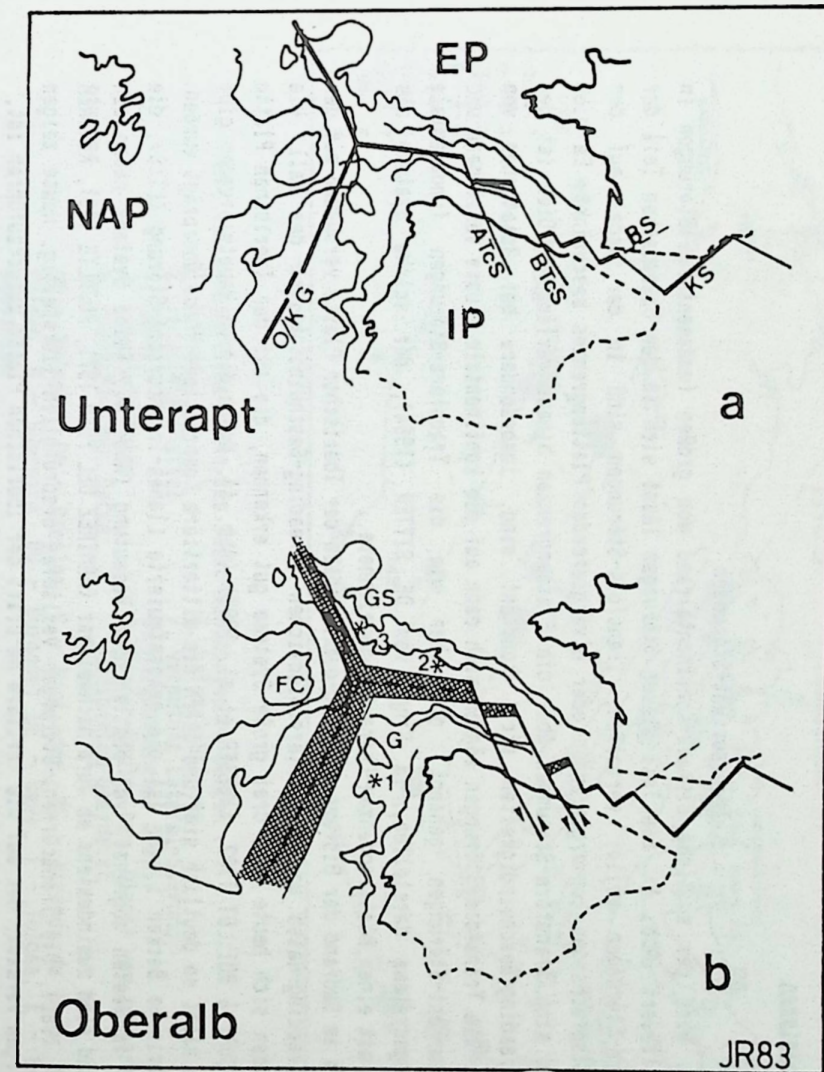
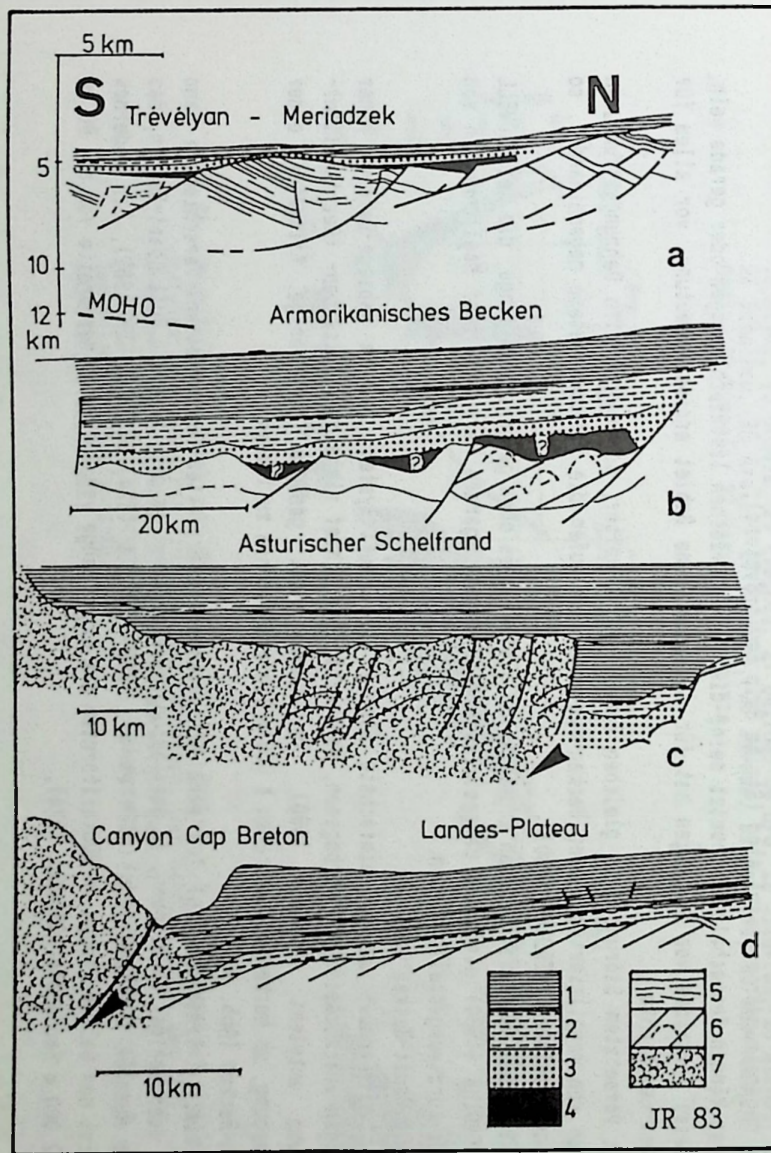


Abb. 5 Kontinentalrand-Typen der Biskaya
 1. Syntrending und Postsubduktion-Formation
 2. Syn- und Postspreading-Formation (2a, 2b)
 3. Syntrending-Formation
 4. Synrift-Formation
 5. Kleinreflektoren
 6. Sedimente der 1. Riftphase mit Diapir-Strukturen
 7. Tektonisierter Schelf "prisme d'accrétion tectonique paléogène"
 Verändert nach DEREGNAUCOURT & BOILLLOT (1982)

Abb. 6 Paläopositionen der Iberischen Platte
 EP - Europäische Platte, NAP - Nordamerikanische Platte, IP - Iberische Platte, O/KG - Ozean/Kontinent-Grenze, ATcS - Asturische Transcurrent-Störung, BTcS - Biskaya-Transcurrent-Störung, BS - Bidegorre-Störung, KS - Katalanische Störung, FC - Flemish Cap, GS - Goban Spur, G - Galizia-Bank, 1 - DSDP LEG 47, 2 - DSDP LEG 48, 3 - DSDP LEG 80

9. Tektonische Struktur des Basko-Kantabrischen Beckens (Abb. 7a, b)

9.1. Tektonische Mechanismen

Transcurrent-Störungen

Wie bereits erwähnt, wird der südliche Biskaya-Kontinentalrand von großen fundamentalen Störungen in einzelne Blöcke zergliedert (Abb. 4). Ein Teil dieser Störungen lässt sich in den ozeanischen Teil der Biskaya in Transform-Störungen weiter verfolgen. Transform-Störungen sind in der Regel auf den Versatzbetrag der entsprechenden konvergierenden oder divergierenden Plattengrenzen beschränkt. Es gibt aber Fälle, in denen sich Transform-Störungen über die Plattengrenzen hinaus verlängern. Dies ist der Fall, wenn die Spreading-Geschwindigkeiten nicht konstant sind, insbesondere bei Rotationen von Lithosphären-Platten. Die Transform-Störungen können sich dann auf die kontinentale Kruste verlängern und werden dann Transcurrent-Störungen genannt, die aber wie die Transform-Störungen fundamentale tiefreichende Störungssysteme darstellen, im Sinne von DE SITTER (1964), der solche Systeme als "fundamental faults" mit einem Plattengrenzen-Charakter bezeichnete.

Dies ist insbesondere am Südrand der Biskaya aufgrund der Rotation der Iberischen Platte verbunden mit den unterschiedlichen Spreading-Raten und den unterschiedlichen Spreading-Geschwindigkeiten der Fall. Wie bereits erwähnt, lassen sich heute noch drei große Systeme gut erkennen, die auf der Iberischen Platte verlaufen (DEREGNAUCDURT & BOILLOT 1982, ENGESER et al. 1983) (Abb. 4). Neben diesen Hauptstörungen gibt es noch weitere, die nicht so deutlich sind und durch die alttertiäre Kompressions-Phase überprägt wurden. Für das Basko-Kantabrische Becken i.v.S. ist die rekonstruierte Llanes-Transcurrent-Störung (LTcS), die den Le Danois-Block im Westen abgrenzt, von bestimmender Bedeutung (Abb. 4). Beide Systeme haben ein mesozoisches Alter und sind zumindestens ab Jura nachweisbar (RAMIREZ DEL POZO 1971, PUJALTE 1981, REITNER & WIEDMANN 1982, RAT 1982). Die Transcurrent-Störungen verliefen ursprünglich linksseitig. Heute zeigen sie einen rechtsseitigen Versatz, der auf die tertiäre NW-Drift der Iberischen Platte zurückzuführen ist.

Strike Slip Fault-Systeme (Abb. 8, 9a, b)

Die großen Lateralverschiebungen finden meist nicht an einer Störung statt, sondern verlaufen in mehreren Systemen, die gegeneinander versetzt sind (Strike Slip Fault-Systeme).

Diese Störungen können "en echelon" versetzt sein, die Störungsflächen listrisch gebogen oder gerade sein. Die Folge dieses Versatzes von Störungen hat für das betroffene Gebiet enorme Bedeutung, vor allem für seine Subsidenz-Geschichte.

Verlaufen die versetzten Störungen im gleichen Bewegungssinn weiter, so ergeben sich Dehnungsstrukturen und die Anlage von kompliziert gebauten Becken-Systemen. Verlaufen die Störungssysteme gegeneinander, so kommt es zu Kompressionen (READING 1980).

Es gibt eine Vielzahl von verschiedenen abgeleiteten Systemen des oben genannten Vorgangs, die bei CROWELL (1974) und READING (1980) eingehend dargestellt sind. Im vorliegenden Fall sind zwei Möglichkeiten von Bedeutung, die kurz vorgestellt werden.

1. Oblique Slip Fault-Becken (Abb. 8)

Es handelt sich dabei um das einfachste Strike Slip Fault-System, das im Umbiege-Bereich einer linksseitigen (rechtsseitigen) verbogenen, senkrecht oder schief stehenden Linksseiten- (Rechtsseiten)-Verschiebung entsteht (READING 1980). In diesem Fall genügen nur wenige Kilometer einer Lateralbewegung, um Becken von mehreren 1 000 m Tiefe entstehen zu lassen.

2. Pull Apart-Becken (Abb. 9)

Eine linksseitig (rechtsseitig) "en echelon" versetzte Linksseiten-(Rechtsseiten)-Verschiebung kann sich mehr oder weniger überlappen. Im Überlappungsbereich kommt es dann zu einem Pull Apart-Becken, das erhebliche Ausmaße besitzen kann (MANN et al. 1983, CROWELL 1974, AYDIN & NUR 1982). Ein modernes Beispiel ist der Salton Trough in Südkalifornien mit einer Länge von 200 km, einer Breite von ca. 80 km und ca. 12 000 m Sedimente (CROWELL 1974).

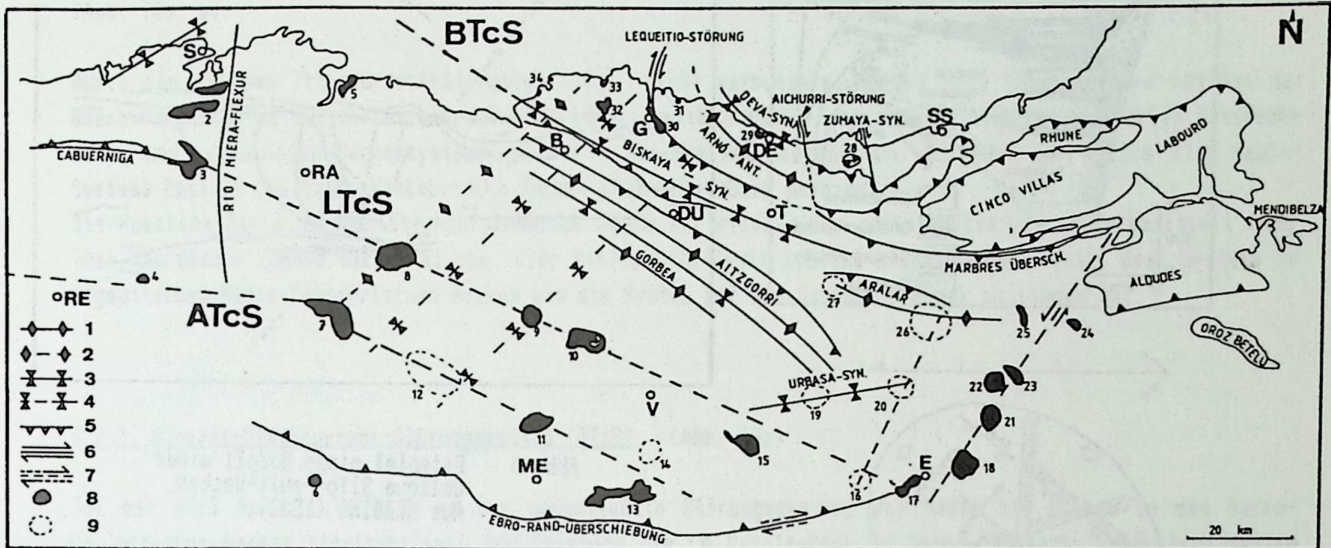


Abb. 7a Tektonische Karte des Basko-Kantabrischen Becken

1. Sattel	6. Lateral-Störung
2. vermuteter Sattel	7. vermutete Lateral-Störung
3. Mulde	8. Aufgebrochener Diapir
4. vermutete Mulde	9. Diapir-Beule bzw. Diapir von jüngeren Sedimenten überdeckt
5. Überschiebung, Decke	

RE - Reinoso, RA - Ranales, S - Santander, ME - Miranda de Ebro, V - Vitoria, B - Bilbao, G - Guernica, DU - Durango, DE - Deva, T - Tolosa, E - Estella, SS - San Sebastian

Diapire nachgewiesen oder vermutet bzw. Salzkissen:

1 + 2 Santander, 3 Cabuerniga, 4 La Poblacion, 5 Ranales-Laredo, 6 Poza de la Sal, 7 Salinas de Rosio, 8 Villasana de Mena, 9 Orduña, 10 Murguía, 11 Salinas de Anaña, 12 Sobrón, 13 Peñacerrada, 14 Treviño, 15 Maestu, 16 Santa Cruz de Campezo, 17 Estella, 18 Alloz, 19 Urbasa, 20 Elejada, 21 Salinas de Dro, 22 Ulzurrun, 23 Atondo, 24 Diagué, 25 Echalecu, 26 Aralar, 27 Mutiloa, 28 Zarauz, 29 Motrico, 30 Guernica, 31 Sierra de Andia, 32 Munguía, 33 Baquio, 34 Arinza

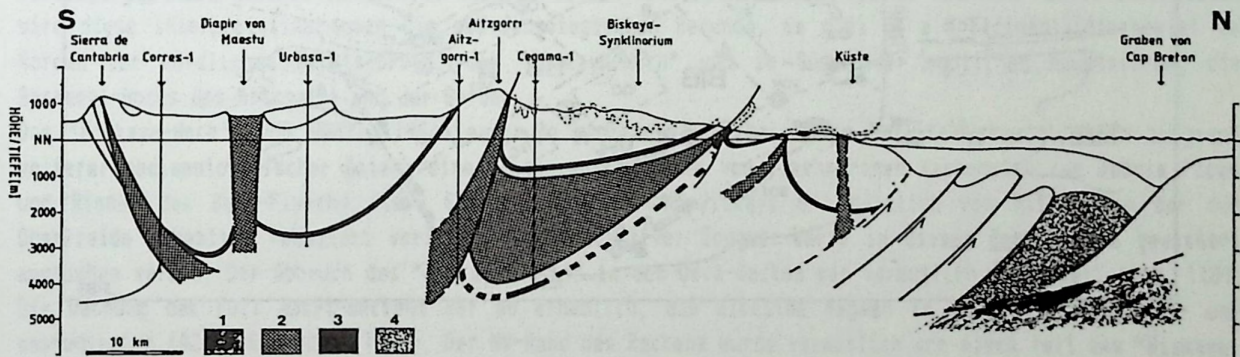


Abb. 7b Profilschnitt durch das Basko-Kantabrische Becken z.T. basierend auf unpublizierten reflexionsseismischen Profilen und Bohrungen. Der Schnitt zeigt den z.T. intensiven Schuppen- und Deckenbau des Basko-Kantabrischen Becken.
1. Sockel der Europäischen Platte, 2. Keupersalz, 3. Urgon-Obergrenze, 4. Tertiärer tektonischer Akkretions-Keil
Schnittlage siehe Abb. 1b, a - a'

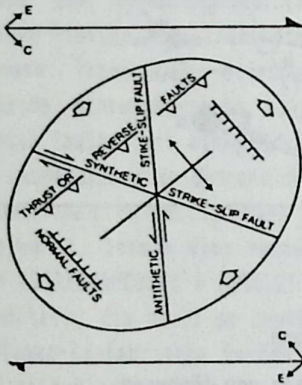
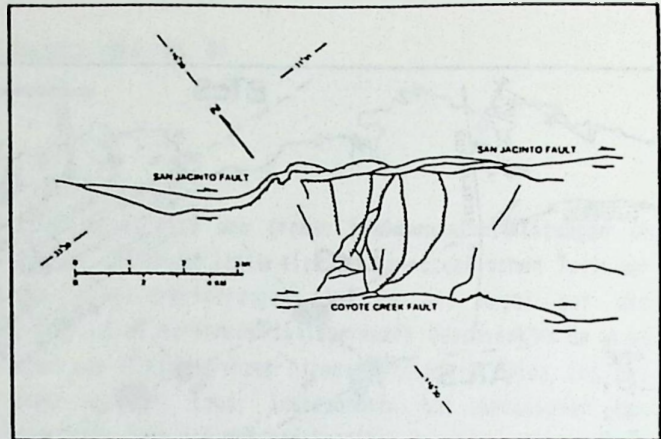
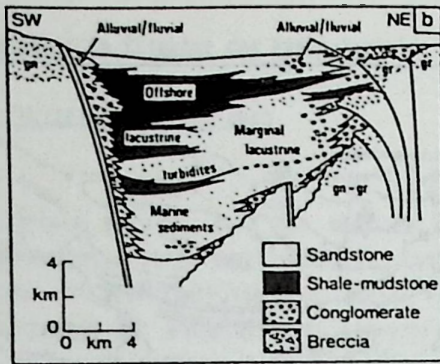


Abb. 8 Beispiel eines Modell eines Oblique Slip-Fault-Becken, Aus READING (1980).

Abb. 9a Beispiel eines Pull Apart-Beckens der San Jacinto-Störung (Kalifornien), Aus READING (1980).

Abb. 9b Deformationsellipsoid bezogen auf die einfache Scherung einer Lateralverschiebung (Strike Slip Fault), Aus READING (1980).

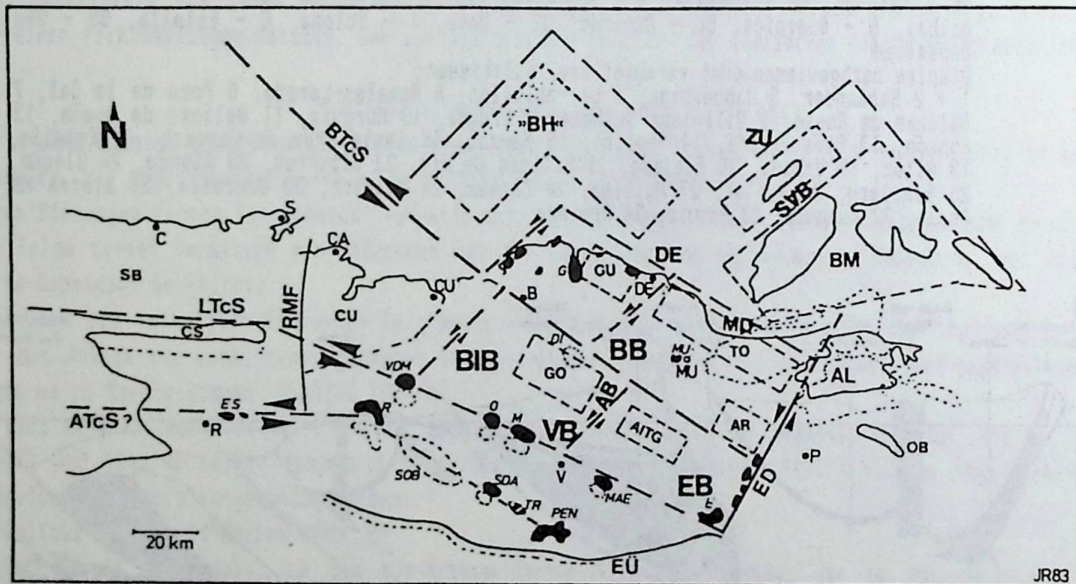


Abb. 10a Palinspatische Karte des Basko-Kantabrischen Beckens mit den Strike Slip Fault-Systemen und den Transcurrent-Störungen
Basement-Hochs: "BH" - Biskaya-Hoch, BM - Baskische Massive, AL - Aldudes-Massiv, OB - Oroz Betelu, BU - Guernica, TO - Tolosa, AR - Aralar, AITG - Aitzgorri, GO - Gorbea, CS - Las Caldas (Cabuerniga), SB - Santander-Block
Becken: DE - Deva, BB - Biskaya-Becken, ZU - Zumaya, VB - Vitoria-Becken, EB - Estella-Becken, AB - Aramayona-Becken, BIB - Bilbao-Becken, SVB - Sare/Vera-Becken
Störungen: RMF - Rio Miera-Flexur, BTCS - Biskaya-Transcurrent-Störung, LTCS - Llanes-Transcurrent-Störung, ATCS - Asturische Transcurrent-Störung, EÜ - Ebrorand-Überschiebung, MD - Marbres-Decke, ED - Estella/Dax-Störung
Lokalitäten: CU - Castro Urdiales, B - Bilbao, DE - Deva, MU - Mutiloa, V - Vitoria, R - Reinosa, C - Conillas, S - Santander, CA - Cabo Ajo, P - Pamplona
Diapire (kursiv): G - Guernica, MU - Mutiloa, E - Estella, MAE - Maestú, PEN - Penacerrada, SOB - Sobron-Antikline, O - Orduña, M - Murguía, R - Rosio, VDM - Villasana de Mena, ES - Ebro-Stausee, DI - Dina

9.2. Die Strike Slip Fault-Systeme und die tektonische Struktur des Basko-Kantabrischen Beckens

(Abb. 10a, b)

Durch die mit den Transcurrent-Störungen (LTcS, BTcS) verbundenen Strike Slip Fault-Systeme besitzt der Basko-Kantabrische Sedimentationsraum eine komplizierte Struktur von relativ engdimensionierten Basement-Hochs und verbundenen Beckensystemen mit z.T. enormen Absenkungsraten. Aufgrund der Strike Slip Fault-Systeme besitzt das Basko-Kantabrische Becken klar erkennbare Grenzen.

Die Position der einzelnen Struktureinheiten wurde mit Hilfe einer palinspastischen Karte ermittelt (Abb. 10a). Im Ganzen lassen sich drei bzw. vier Strike Slip Fault-Systeme unterscheiden, wobei drei Systeme im eigentlichen Basko-Kantabrischen Becken und ein System auf dem Santander-Block zu finden ist.

9.2.1. Biskaya-Transcurrent-Störungssystem (BTcS) (Abb. 10a)

Bei der BTcS handelt es sich um das bedeutendste Störungssystem, das heute bei Bilbao in das Basko-Kantabrische Becken hineinverläuft und Offshore die Le Danois-Bank im Osten begrenzt. Vermutlich teilte sich dieses System "en echelon" nach Nordosten und verlief dann parallel zur heutigen Küste im Deva-Becken bis zur heutigen Aichurri-Lateralverschiebung und an diesem System weiter in die heutige Überschiebungszone der Marbres-Decke bis an die NNE/SSW-streichenden Estella-Dax-Zone (Abb. 7a). Der südliche Zweig dieser Störung verlief vermutlich südlich von Bilbao, entlang der Basement-Hochs der Gorbea und des Aitzgorri, im Bereich der Otzaurte-Mulden und am Südrand des Aralar-Basement-Hochs. Heute wird der südliche Hauptast durch die Aitzgorri-Überschiebung markiert sowie durch die kleinen Falten mit geringen Amplituden von ca. 500 m und verbundenen Vertikalstörungen, vertreten durch die Mulden von Otzaurte, Urdiain und Iturmendi (Abb. 30).

Nebensysteme des Störungspaares finden sich in den NE/SW-streichenden Becken von Aramayona, Hermura und parallel zu den Hauptstörungen im Biskaya-Becken (Abb. 10a).

Ein alternativer Verlauf der BTcS (n) wäre im Süden der Basement-Hochs von Guernica und Tolosa denkbar. Unterstützt wird diese Ansicht durch den teilweise allochthonen Charakter der Riffkalke, z.B. die des Guernica-"Basement-Hochs". Die Riffkalke von Guernica und Tolosa wären dann Teile des Biskaya-Hochs und der Baskischen Massive. Dieses Problem ist allerdings noch nicht endgültig gelöst (Abb. 10b). Beim vorliegenden Fall handelt es sich vermutlich um ein Pull Apart Becken-System (CROWELL 1974). Unterstützt wird diese Interpretation durch die sedimentologischen Befunde. Es gibt je ein Sedimentliefergebiet im Norden der nördlichen Hauptstörung, das "Biskaya-Hoch" und im Süden der südlichen Hauptstörung die Basement-Hochs des Aitzgorri und der Gorbea.

Das "Biskaya-Hoch", von VDORT (1964) aufgrund sedimentologischer Daten bereits vermutet, kann aufgrund weiterer sedimentologischer Daten, einer Komponentenanalyse von flachmarinen Karbonaten aus Debris Flows und Rinnen des Deva-Flyschs (Abb. 55) und der Bohrung Viskaya B-1 nördlich von Bilbao, in der die Oberkreide erheblich reduziert vorliegt, sowie positiver Bouguer-Werte in diesem Bereich als gesichert angesehen werden. Der Abbruch des "Biskaya-Hochs" in das Deva-Becken war vermutlich sehr steil (Abb. 118). Die Dehnung des Pull Apart-Beckens war so erheblich, daß alkaline Magmen in der Mittelkreide in- und extrudierten (AZAMBRE & ROSSY 1976). Der NW-Rand des Beckens wurde vermutlich von einem Teil des "Biskaya-Hochs" gebildet und ist heute nicht mehr vorhanden. Der SE-Rand des Pull Apart-Beckens wird durch die fundamentale Estella-Dax-Zone markiert, an der nach SCHOEFFLER (1982) erhebliche Abschiebungen von mehreren 1 000 m nach NW stattgefunden haben. Die Störung wird charakterisiert durch eine Reihe von Diapiren (Ollo, Alloz, Estella u.a.).

Im Schnittpunkt der Estella-Dax-Zone mit der Marbres-Decke gibt es nach RAT (1982) basische Magmatite des Alb. Die Störung stellt vermutlich eine Linksseitenverschiebung dar aufgrund großer Schlepffalten im Basko-Kantabrischen Becken und nicht, wie von SCHOEFFLER (1982) angenommen, eine Rechtsseitenverschiebung. Die Falten im Bereich der Störungszone streichen nahezu W/E im Gegensatz zu den Falten des zentralen Basko-Kantabrischen Beckens mit ca. 110°-120°. Der Wechsel der Streichrichtungen erfolgte ungefähr im Raum Olazagutia (REITNER 1980). Das östlich gelegene Pamplona-Becken zeigt nur einen schwachen Deformationsstil. Es gehört zum Ebro-Hoch (Iberische Platte) und hat nie eine besondere Subsidenz mitgemacht.

9.2.2. Llanes-Transcurrent-Störungssystem (LTcS) (Abb. 10a, 4)

Die Llanes-Transcurrent-Störung beeinflusst nachhaltig das südliche Basko-Kantabrische Becken. Der Verlauf dieser LTcS auf dem heutigen Offshore-Schelf ist nicht ganz klar. Die Störung grenzt die Le Danois-Bank im Westen ab und trifft vermutlich bei San Vicente de Barquera auf das Land. Die weitere Fortsetzung ist besser dokumentiert. Sie verläuft in die Überschiebung des Cabuerniga-Rücken (Las Caldas-Sattel) und von dort in die südkantabrische Diapir-Zone. Bei diesem System handelt es sich vermutlich um ein "Oblique Slip Fault"-System. An der südkantabrischen Diapirzone (Diapire von Villasana de Mena, Orduna, Murguia, Maestu) fanden erhebliche Abschiebungen von 6 500 m bis auf das Niveau des herzynischen Basements statt (PFLUG 1967, KIND 1967, LOTZE 1973, WIEDMANN et al. 1983). Damit verbunden ist auch ein erster Diapirismus im Oberalb (SCHROEDER 1980, REITNER, 1982, KIND 1967). Es handelt sich um die Diapire von Villasana de Mena, Alloz, Orduna und Murguia, die in diesem Zeitraum aufstiegen und z.T. aufbrachen. Man muß annehmen, daß die Diapire die Abschiebungsflächen zum Aufstieg benutzten und hobelartig Gesteine der Hochscholle abschrappten (Abb. 117). Aufgrund der Abschiebungen an listrischen Flächen kommt es zur Bildung von Halbgräben und Kippschollen. In den Halbgräben wurden bis zu 8 000 m Sediment angereichert (Abb. 116). Vermutlich verläuft die LTcS weiter nach SE in den Raum Sierra Demanda und Keltiberien und verursacht dort ähnliche Beckensysteme (CANEROT 1979).

Eine linksseitige Verbiegung dieser Störung am Cabuerniga-Rücken ist verantwortlich für das Unterkreide-Oblique Slip-Becken im Raum Santander. Das Wealden-Becken ist extrem asymmetrisch. Es handelt sich um einen Halbgraben mit nach Norden abnehmender Mächtigkeit. Im Süden wird er durch den Cabuerniga-Rücken abgegrenzt, der als unmittelbarer Sedimentlieferant gedient hat (PUJALTE 1981, REITNER & WIEDMANN 1982). Ein weiteres Oblique Slip-System, das vermutlich zur Asturischen Transcurrent-Störung (ATcS) gehört, kann an der Diapirlinie Salinas de Rosio-Penacerrada angenommen werden.

9.2.3. Basement-Hochs und Becken (Abb. 10a)

Die Hoch- und Beckengebiete der Strike Slip Fault-Systeme wurden zum einen auf der Basis fazieller Kriterien und zum anderen aufgrund theoretischer tektonischer Überlegungen rekonstruiert und in eine palinspastische Karte eingebaut.

In einzelnen lassen sich fünf Basement-Hochs unterscheiden (Abb. 10a), von denen aber für die hier gemachte Studie nur die von Bedeutung sind, die die Alb-Distensionstektonik als Hochs überdauert haben. Das sind im einzelnen die Basement-Hochs des Aitzgorri und der Aralar.

9.3. Tektonisch strukturelle Abgrenzung des Basko-Kantabrischen Beckens (Abb. 7a, 10a)

Das Basko-Kantabrische Becken wird im SE durch die Estella-Dax-Zone von den weitgehend undeformierten Pamplona-Becken abgegrenzt. Nach Süden stellt heute die Ebro-Rand-Überschiebung und nach Westen die Rio Miera-Flexur die Grenze dar. Die nördliche Abgrenzung liegt heute im Bereich des Grabens von Cap Breton, wenn man die Baskischen Massive mit in das Basko-Kantabrische Strike Slip Fault-System integriert. Diese Massive werden von einer NW/SE-streichen Transcurrent-Störung begrenzt. Beleg für die Existenz dieses Störungs-Systems sind die Mendibelza-Debris Flows an NE-Rand der Baskischen Massive und alkaline Magnen im anschließenden östlichen Becken (FEVILLEE 1967, 1971).

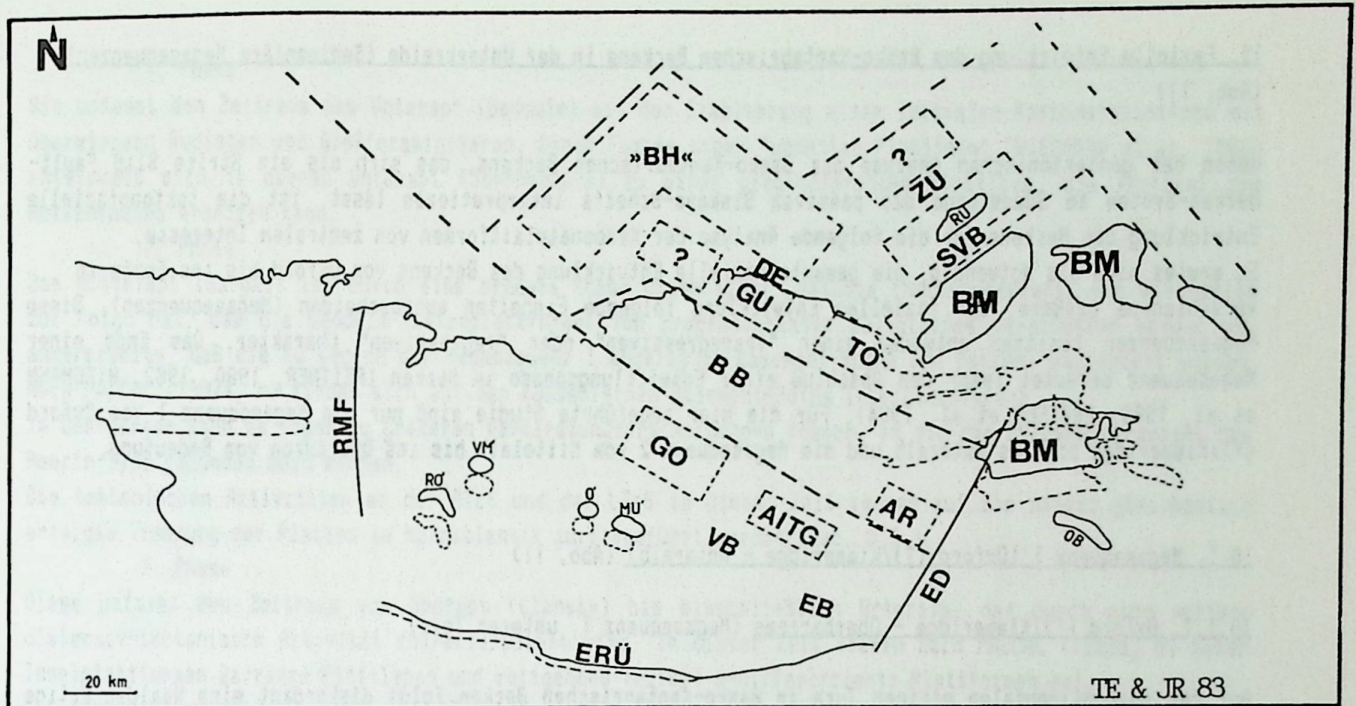


Abb. 10b Palinspastische Karte des Basko-Kantabrischen Beckens unter der Annahme, daß die nördlichen Basement-Hochs (GO, TO) Teile des Biskaya-Hochs ("BH") bzw. Teile der Baskischen Massive (BM) sind. Der Pull Apart-Charakter des zentralen Biskaya-Beckens (BB) wird somit besser deutlich.

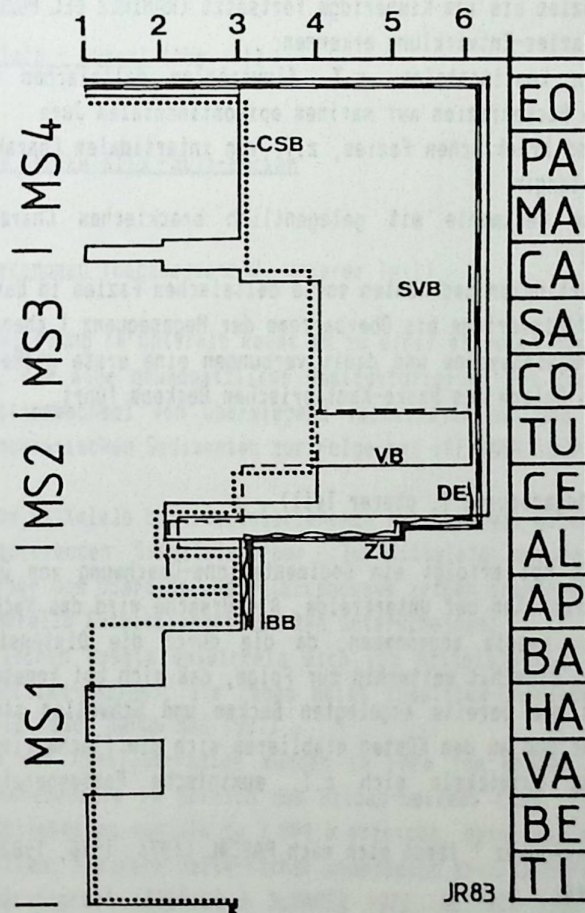


Abb. 11 Megasequenzen (MS) des Basko-Kantabrischen Beckens und anschließender Beckensysteme mit Environment-Kurven. Charakteristisch ist der Environment-Sprung mit Beginn der Megasequenz 2, der in allen Becken zu erheblichen Absenkungen führte. 1 - Kontinental, 2 - Intertidal, 3 - flaches Subtidal, 4 - tiefes Subtidal, 5 - Slope, 6 - Becken; CSB - Comillas/Santander-Becken, SVB - Sare/Vera-Becken, VB - Vitoria-Becken, DE - Deva-Becken, ZU - Zumaya-Becken, BB - Biskaya-Becken

10. Fazielle Entwicklung des Basko-Kantabrischen Beckens in der Unterkreide (Sedimentäre Megasequenzen)
(Abb. 11)

Neben der geotektonischen Analyse des Basko-Kantabrischen Beckens, das sich als ein Strike Slip Fault-Becken-System am Südostrand des passiven Biskaya-Schelfs interpretieren lässt, ist die tektonofazielle Entwicklung des Beckens für die folgende Analyse der Karbonatplattformen von zentralem Interesse. Es erwies sich als notwendig, die gesamte fazielle Entwicklung des Beckens vom Oxford bis ins Eozän in verschiedene größere, der faziiellen Entwicklung folgende Einheiten auszuscheiden (Megasequenzen). Diese Megasequenzen besitzen entweder einen "transgressiven" oder "regressiven" Charakter. Das Ende einer Megasequenz bedeutet immer den Abschluß einer Entwicklungsphase im Becken (REITNER, 1980, 1982, WIEDMANN et al. 1983, ENGESER et al. 1984). Für die hier angeführte Studie sind nur die Megasequenz 1 vom Oxford (?)/Kimmeridge bis ins Unteralb und die Megasequenz 2 vom Mittelalb bis ins Oberturon von Bedeutung.

10.1. Megasequenz 1 (Oxford (?)/Kimmeridge - Unteralb) (Abb. 11)

10.1.1. Oxford (?)/Kimmeridge - Oberbarreme (Megasequenz 1, unterer Teil)

Auf den epikontinentalen marinen Jura im Basko-Kantabrischen Becken folgt diskordant eine Wealden-artige Sedimentation. Die überwiegend karbonatische Fazies des Jura wird in der Regel von grobklastischen, fluviatilen oder lakustrischen Sedimenten überlagert (RAMIREZ DEL POZO 1971, BRENNER & WIEDMANN 1975, PUJALTE 1981, SALOMON 1983, u.a.). Die Sedimentation erfolgt diachron; so besitzen die ältesten Sedimente des nordspanischen Wealden wahrscheinlich ein Oxford-Alter (BRENNER 1976), während sich auf dem Aralar-Block noch die normale Jura-Fazies bis ins Kimmeridge fortsetzt (RAMIREZ DEL POZO 1971).

Generell lässt sich folgende Fazies-Entwicklung erkennen:

1. Diskordantes Auflager von kontinentalen, z.T. fluviatilen deltaischen Fazies oft in lateraler Verzahnung mit lakustrinen Beckenfazies auf marinem epikontinentalem Jura
2. Etablierung von marinen und brackischen Fazies, z.T. von intertidalen Charakter neben persistierenden kontinentalen Fazies im Valangin
3. Fluviatile und lakustrine Sedimente mit gelegentlich brackischen Charakter sowie Red Beds im Obervalangin und Hauterive
4. Einsetzen von marinen intertidalen Sedimenten sowie deltaischen Fazies in Barreme

Dieser Zeitraum vom Oxford (?)/Kimmeridge bis Oberbarreme der Megasequenz 1 charakterisiert den Beginn der zweiten Riftphase im Biskaya-Grabensystem und damit verbunden eine erste größere Aktivität der BTcS und der LTcS, die zur eigentlichen Anlage des Basko-Kantabrischen Beckens führt.

10.1.2. Unterapt - Unteralb (Megasequenz 1, oberer Teil)

An der Wende von Barreme zum Apt erfolgt ein Sedimentations-Umschwung von überwiegend groben silikoklastischen Sedimenten und Karbonaten der Unterkreide. Als Ursache wird das Nachlassen der Sedimentzufuhr von der zentralen iberischen Meseta angenommen, da die durch die Distensions-Tektonik entstandenen Hochgebiete nivelliert werden. Dies hat weiterhin zur Folge, daß sich bei konstanter Subsidenz im Bereich der Strike Slip Fault-Becken die bereits angelegten Becken und Schwellen als echtes Relief bemerkbar machen. Auf den Basement-Hochs und an den Küsten etablieren sich die flachmarinen Karbonatplattformen der Urgon-Fazies, in den Becken entwickeln sich z.T. euxinische Faziesbereiche mit Schwarzschiefern ("Parahoplites"-Fazies).

Der jüngere Abschnitt der Megasequenz 1 lässt sich nach PASCAL (1974, 1976, 1982a, b) und WIEDMANN et al. (1983) in drei Phasen einteilen:

1. Phase

Sie umfasst den Zeitraum des Unterapt (Bedoule) mit der Etablierung einer initialen Karbonatplattform mit überwiegend Rudisten und Großforaminiferen. Diese Fazies einer "unreifen Plattform" (WIEDMANN et al. 1983) entwickelt sich im oberen Unterapt (Oberbedoule) zu einer progradierenden Plattform, die vertikal die Beckenfazies ersetzen kann.

2. Phase

Das Mittelapt (Gargas) ist durch eine erneute Phase distensiver Tektonik charakterisiert, die einerseits zur Folge hat, daß die Bedoule-Küstenplattformen von progradierenden Deltafazies verschüttet werden und andererseits, daß die zu Beginn der Megasequenz 1 angelegten Basement-Hochs und Becken reaktiviert werden. Nach PASCAL (1982a, b) finden sich auf den küstenfernen Basement-Hochs Inselplattformen.

Im Obergargas kann es sogar zu größeren Verkarstungserscheinungen kommen, an die die Pb/Zn-Vererzungen des Reocin-Typs gebunden sein können.

Die tektonischen Aktivitäten an der BTcS und der LTcS in dieser Zeit können auf die nahezu gleichzeitig erfolgte Trennung der Platten im Nordatlantik zurückgeführt werden (Kap. 8.5.).

3. Phase

Diese umfasst den Zeitraum vom Oberapt (Clansay) bis einschließlich Unteralb, der durch eine weitere distensiv-tektonische Aktivität charakterisiert wird. In dieser Zeit treten nach PASCAL (1982a, b) neben Inselplattformen Barriere-Riff-Typen und weitgehend faziell undifferenzierte Plattformen auf.

Die tektonischen Aktivitäten an der BTcS und der LTcS lassen sich auf die Trennung der Lithosphären-Platten in der westlichen Biskaya zurückführen (vgl. Kap. 8.5.).

Die Sedimente der Urgon-Fazies im Basko-Kantabrischen Becken werden im Mittelaib von deltaischen Sedimenten der beginnenden Megasequenz 2 abgelöst.

10.2. Megasequenz 2 (Mittelaib - Turon) (Abb. 11)10.2.1. Basko-Kantabrisches Strike Slip Fault-Becken10.2.1.1. Mittelaib - Untercrenoman (Megasequenz 2, unterer Teil)

Mit dem Ende der Urgon-Entwicklung im Unteralb kommt es zu einer erneuten distensiv-tektonischen Aktivität an der BTcS und der LTcS, die eine grundsätzliche Umstrukturierung des Basko-Kantabrischen Beckens und einen radikalen Sedimentationswechsel von überwiegend feinklastischen und karbonatischen Sedimenten zu grobarenitischen und konglomeratischen Sedimenten zur Folge hat (REITNER 1982, WIEDMANN et al. 1983, FEUILLEE 1967 u.a.).

Die fazielle Entwicklung vom Mittelaib bis ins Untercrenoman ist generell gekennzeichnet durch die von Süden nach Norden progradierenden Sandsteinkörper. Im Mittelaib zeigen sie einen progradierenden Charakter; die Sandsteinkörper des Oberalbs und Untercrenomans zeigen transgressiven retrograden Charakter. Es lassen sich folgende generelle Entwicklungstendenzen unterscheiden:

1. Im Süden auf der iberischen Meseta entwickeln sich vom Mittelaib bis ins Untercrenoman weitläufige fluviatile Systeme (Utrillas-Fazies). Sie haben meist Inselfluß-Charakter, verbunden mit limnischen Fazies-Bereichen (SAEFTEL 1960, RAMON MAS 1981).
2. Die fluviatilen Serien der Utrillas-Fazies münden in Form von großen Delta-Fächern in das Basko-Kantabrische Becken, insbesondere im Bereich des Bilbao-Beckens (Abb. 119). Hier werden im Alb auch die größten Sedimentmächtigkeiten von bis zu 3 000 m erreicht. Werte von 6 000 m nach KOPP (1964) sind erheblich zu hoch gegriffen. Kleinere Delta-Fächer etablieren sich im Bereich der Hermura-Beckens, mit ca. 2 500 m Sedimentmächtigkeit (RODRIGO & ALVAREZ 1972, REITNER 1982) und im Estella-Becken mit wenigstens 1 600 m Sedimentmächtigkeit (PFLUG 1967, REITNER 1982, SCHWENTKE 1983).
AGUILAR TOMAS (1971a, b) unterscheidet einen deltaischen Bereich mit vier Sedimentations-Zyklen mit chronostratigraphischem Charakter, die er auch in der fluviatilen Utrillas-Fazies zu sehen glaubt. Die

Zyklen basieren auf Korngrößen-Sprüngen und auf der quantitativen Verteilung der Feldspäte. Die Zyklen konnten im Gelände nicht befriedigend nachvollzogen werden, da von AGUILAR TOMAS (1971a, b) der rasche Fazieswechsel, dokumentiert durch Rinnensysteme, die weitverbreitete intertidale Sandflat-Fazies sowie Küstenbarren-Sande nicht berücksichtigt wurden.

Die weit verbreitete intertidale Fazies zusammen mit den Distributary-Bereichen des Deltas ergibt wahrscheinlich ein tidal-dominiertes Delta. Soweit beobachtet zeigen die Rinnensysteme des Deltas einen "low sinuosity"-Charakter, der typisch ist für Tidal-Deltas (READING 1981).

3. Die Delta-Fazies verzahnt sich weiter im Norden mit Prodelta-Tonen (z.B. "Flysch Noir") und -Silten, die Mächtigkeiten von mehreren hundert Metern erreichen können. Im Verzahnungsbereich Delta/Prodelta, gut aufgeschlossen an der Autobahn Murguía-Bilbao, finden sich typische Mouthbar-Sequenzen. Die Prodelta-Sedimente zeigen z.T. einen geringen Anteil an pelagischen Organismen und einen hohen Anteil an terrigenen Kohlenstoff (Pflanzenhäcksel). Häufige Sideritknollen und das Fehlen von Benthos in einigen Bereichen sind Hinweise für anoxische Bedingungen in den tieferen Wasserbereichen und im Sediment. In diese Fazies können sich kleine Turbidit-Fächer einschalten, die in der Regel nur den oberen Teil des Bouma-Zyklus zeigen (Bouma c - e) (Abb. 12). Die Prodelta-Fazies endet in der Regel im Untercenoman, bleibt aber im Bilbao-Becken bei Villasana de Mena bis ins Obercenoman/Turon erhalten (BLANK 1983).
4. Eine typische Turbidit-Fazies mit Inner-, Middle- und selten Outer Fan-Bereichen gibt es im nördlichen Deva- bzw. Biskaya-Becken.
Die Schüttungsrichtungen der Turbidite und Debris Flows zeigen einen Sedimenttransport von N oder NE (VDDRT 1964, ENGESER et al. 1983, WIEDMANN et al. 1983, BöSS 1983) von dem angenommenen "Biskaya-Hoch" (vgl. Kap. 9,2,3.). Diese Fazies umfasst in etwa einen Zeitraum von der Wende Unteralt/Mittelalt bis eventuell ins Untercenoman. Die Obergrenze ist nicht mehr faßbar, da sie durch die Aichurri-Störung gekappt wird (vgl. Kap. 9,3.) (Abb. 16).

10.2.1.2. Mittelcenoman - Turon (Megasequenz 2, oberer Teil)

Mit Ende des Untercenomans erfolgt im Basko-Kantabrischen Becken eine grundsätzliche Umgestaltung des sedimentären Milieus von überwiegend feinklastischen, terrigenen Sedimenten zu Karbonaten.

Es lässt sich folgende Megafazies beobachten:

1. Die kontinentale Utrillas-Fazies wird durch die Transgression im Mittelcenoman von Plattformkarbonaten (Praealveolinen-Fazies) überlagert.
2. Der Schelfrand wird von pelagischen Karbonaten und Mergeln gebildet, die z.T. "mud"-turbiditischen Charakter haben ("Flysch à boules"). Der Anteil an planktonischen Foraminiferen in den autochthonen Lagen ist hoch; er beträgt z.T. 90 - 100 %.
3. Im Biskaya-Becken kommt es zur verstärkten Extrusion alkaliner Magmen, die vermutlich an die BTCS gebunden sind und sich mit feinklastischen karbonatarmen Sedimenten, die eventuell unter der CCD abgelagert wurden, verzahnen. Radiolarien sind häufig.

10.2.2. Zentraler ozeanischer Bereich und Kontinentalränder

Im Biskaya-Ozean und an den Kontinentalrändern verläuft die Faziesentwicklung z.T. kongruent mit der des Basko-Kantabrischen Beckens. Ähnliche Sedimentationsabläufe sind bekannt aus dem Parentis-Becken (FRIED & MORELOT 1973).

Im Bereich des Meriadzek-Plateaus beginnt der Alb-Zyklus im Mittelalt mit einem erhöhten Einfluß von terrigenen Sedimenten, die z.T. als Turbidite vorliegen (LEG 48, Hole 402, 402a). Der terrigene Einfluß nimmt zu Gunsten von karbonatischen Sedimenten bis zum Vracon kontinuierlich ab. Diese Sedimente haben detritischen Charakter und führen Flachwasser-Organismen. An den Schichtoberseiten finden sich Hartgründe, häufig mit Glaukonit und Phosphatkrusten. Im obersten Vracon dominieren Spiculite und Crinoiden-Grainstones (GRACIANSKY et al. 1979, AUFFERT et al. 1979). (Diskussion Kap. 15.2.).

Am Südschelf sind nur wenige Daten über Alb-Sedimente vorhanden. So wurden an der Le Danois-Bank pelagische graue Mergel, silikoklastische Turbidite und im Bereich der ATcS einige Reste von flachmarinen Karbonaten mit einer fraglichen *Siaplorbitolina manasi* und Rotalgen der "Flora Viçport" des Unter-Mittelalb gedregt (BOILLOT et al. 1971, BOILLOT et al. 1979).

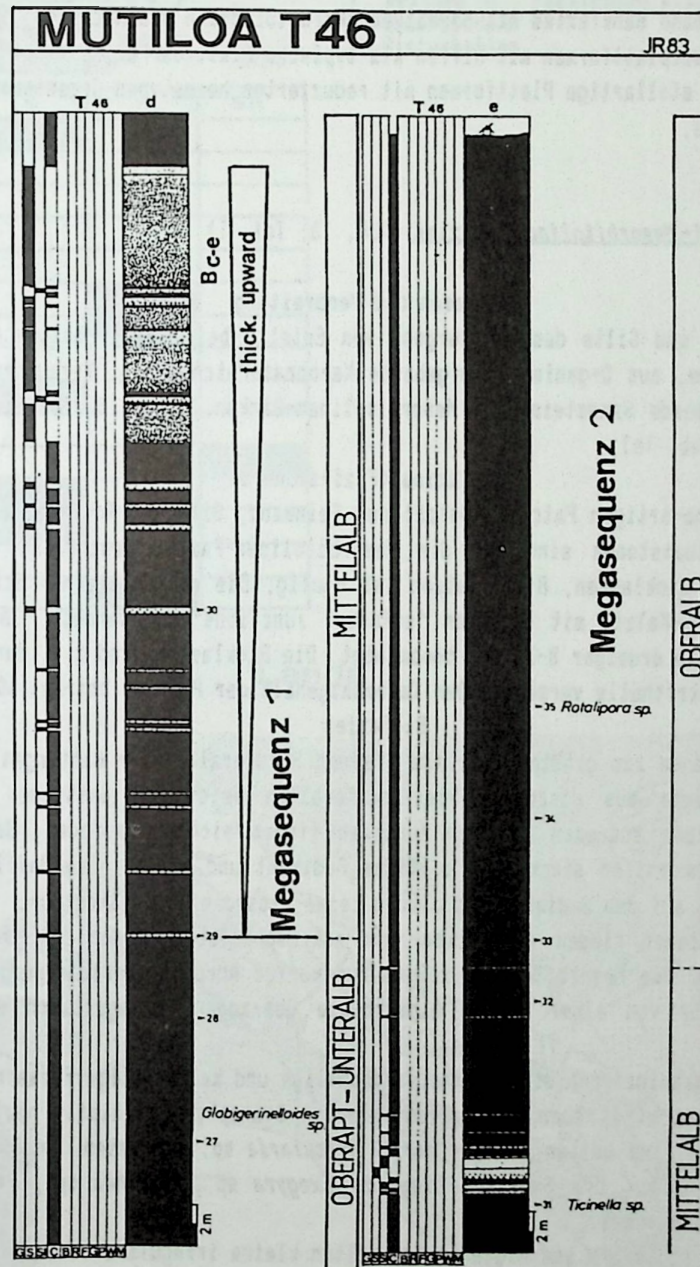


Abb. 12 Bohrprofil (T 46) bei Mutiloa (Biskaya-Becken) mit der Phase von Megasequenz 1 zu Megasequenz 2, markiert durch das Einsetzen von silikoklastischen Turbiditen mit charakteristischen "thickening upward"-Sequenzen ("Prodelta"-Turbidite).
Abkürzungen:
G - Gravel, S - Sand, Si - Silt, C - Clay, B - Boundstone, R - Rudstone, F - Floatstone, G - Grainstone, P - Packstone, V - Vackestone, M - Mudstone

11. Karbonatfazies-Entwicklungen des Mittelalb-Vracon (Megasequenz 2) in Basko-Kantabrischen Becken

Innerhalb der Strike Slip Fault-Becken des Alb gibt es verschiedene Karbonat-Fazies mit und ohne Riff-Charakter, Karbonatplattformen, Patchreefs und Schlamhügel-Strukturen, die sich in ihrer Organismen-Gemeinschaft und ihrer Lithofazies unterscheiden.

Es lassen sich folgende Typen unterscheiden;

1. Kleine Patchreefs innerhalb eines Delta/Prodelta-Environments
2. Rudisten-Mudmounds innerhalb eines Delta-Environments
3. Biostrom-artige küstennahe Bankfazies mit hermatypen Gerüstbildnern und Rudisten
4. Küstenferne größere Inselplattformen mit Riffen als typische Plattform-Fazies
5. Kleine isolierte, z.T. atollartige Plattformen mit reduzierten hermatypen Organismen-Gemeinschaften des Inselplattform-Typs.

11.1. Deltatische Patchreef-Mesorbitolina-Biofazies (Abb. 13; Taf. 1)

Vorkommen und Verbreitung

In die deltatischen Sande und Silte des Supraurgons von Estella bei Zuffa schalten sich ca. 10 - 30 cm breite und 5 - 10 cm hohe, aus Organismen aufgebaute Karbonat-Patches ein. Verbunden mit diesen Patches sind relativ weit aushaltende Sandsteine mit Mesorbitolinen-Bänken. Dieser Biofazies-Typ ist nur aus dem Estella-Becken bekannt (Abb. 1a).

Mikrofazies (Fazieszone 8)

Die Matrix der Bafflestone-artigen Patches besteht aus Feinsand, Silt und Ton mit Hellglimmern sowie aus feinkörnigem Siderit. Floatstones sind auf die Mesorbitolinen-Fazies beschränkt. Häufig finden sich Pelloide und vollständige Bioklasten. Bioturbation ist häufig. Die aragonitischen Schalen der Bioklasten sind in einen drusigen Fe-Kalzit mit häufigen "enfacial junctions" umgewandelt. In den Poren wird ein granularer A-Zement und ein drusiger B-Zement beobachtet. Die Bioklasten sind z.T. durch die Aktivität von Mikrobohrern mit einer Mikrithülle versehen. Der Karbonatgehalt der Patches beträgt 60 - 90 %.

Biofazies

Die kleinen Knollen bestehen zum größten Teil aus kleinen Hornkorallen der Gattungen *Protrochocyathus* sp. und *Placopsmilia* sp. sowie aus discoiden kleinen Korallen meist der Gattungen *Aspidiscus* sp. und *Cyclolites* sp.. Unmittelbar zusammen mit den Korallen finden sich Gastropoden, Serpeln, Bryozoen und wenige Crinoiden. Die Hornkorallen stecken in siltigem Sediment und bilden eine Bafflestone-Struktur. Die discoiden Korallen liegen auf dem Sediment und bilden keine biosedimentäre Struktur.

Als häufige Begleitorganismen finden sich mikro- und makrosphärische Formen der Mesorbitolinen-Arten *M. subconca* und *M. texana*. Die Mesorbitolinen zeigen nur wenige Abrollungserscheinungen, sind aber oft an ihrer gewölbten Oberseite von einer dünnen Algenkruste überzogen. Gelegentlich sind sie schillartig angereichert.

Neben den häufigen Großforaminiferen sind kleine sandschalige und kalkschalige Foraminiferen und Ostrakoden selten. An Algen wird neben den inkrustierenden Cyanophyceen relativ häufig *Pernocalculus* sp. beobachtet; Dasycladaceen sind selten und nur durch *Acicularia* sp. vertreten. An Muscheln werden in den Mesorbitolinen-Bänken, die auf dem Sediment liegende *Exogyra* sp., *Neithea* sp., Pectiniden, pycnodonte Austern und Inoceramen beobachtet.

Neben den Foraminiferen, Filterern und Algen treten selten kleine irreguläre Echiniden (*Hemiaster* sp.), und im Bereich der Korallen-Patches kleine reguläre Echiniden auf.

Interpretation

Die Hornkorallen-Patches gehören zusammen mit der weit verbreiteten rinnenartigen Mesorbitolinen-Fazies zum Offshore-Bereich des Estella-Deltas. Der terrigene Input ist dadurch relativ hoch, so daß sich keine echten Gerüstbildner ansiedeln können. Zementierende Algen, wie krustose Rotalgen und Squamariaceen, fehlen (Fazieszone 8).

Hinweise für eine frühdiagenetische meteorische Diagenese gibt es nicht. Die beobachteten Organismen sind weitgehend stenohalin.

Die Wasserenergie war nur nagig. Die Großforaminiferen-Schille sind aufgrund ihres Abrollungsgrades und der Häufigkeit von A- und B-Formen parautochthon und können auf gelegentliche höherenergetische Ereignisse zurückgeführt werden.

Das tonig-siltige Sediment stellt einen stabilen Weichboden dar. Die flachen Rinnen können als kleine Becken mit herabgesetzter Wasserenergie im marinen Bereich des Deltas angesiedelt werden. Hinweise für die Wassertiefe im Bereich der Becken lassen sich mit Hilfe der nahezu autochthonen Orbitolinen gewinnen. Es wird angenommen, daß die Orbitolinen in Symbiose mit Zooxanthellen lebten, ähnlich den Großforaminiferen heute. Gut vergleichbar ist die rezente Form *Sorites* sp., die sich auf der Bahama-Plattform in einer Wassertiefe von 0 - 12 m findet (ROSE & LIDZ 1977). Weitere Hinweise für sehr flaches Wasser geben die Dasycladaceen und vor allem *Pernocalculus* sp., die sehr häufig in Verbindung mit intertidalen Sedimenten auftreten.

Ein eventuell vergleichbares Vorkommen findet sich heute im Offshore-Bereich des Nildeltas (COLEMAN et al. 1981). Es handelt sich dabei um Moundstrukturen von corallinen Algen in einer Silt/Ton-Fazies des marinen Deltas in einer Tiefe von 70 - 90 m. Die Mounds sind allerdings mit einer durchschnittlichen Größe von 8 - 10 m im Durchmesser und 2 - 5 m Höhe erheblich größer als die Korallen-Patches des Estella-Deltas. Ähnlichkeiten finden sich in der Übereinstimmung der Lithofazies, der Position im Offshore-Bereich eines Deltas sowie im Karbonatgehalt der Mounds, die Werte von 50 - 100 % im Nildelta ergaben.

Zusammenfassung

Die kleinen Korallen-Bafflestone-Patches mit den verbundenen Mesorbitolinen-Floatstones lebten in einem flachen subtidalen Beckenbereich mit herabgesetzter Wasserenergie auf einem stabilen Silt-Boden im Offshore-Bereich des Estella-Beckens (Fazieszone 8).

11.2. Rudisten-Mounds von Landa/Marieta (Abb. 14, 23, 23; Taf. 2 - 8)

Vorkommen und geologische Situation

Die Rudistenfazies von Landa/Marieta ist in linsenförmigen Körpern mit einer Ausdehnung von ca. 1 - 4 km innerhalb eines Kalkbands von 20 - 40 m Mächtigkeit an den SW-Flügel des Landa-Sattels aufgeschlossen und erstreckt sich von Elguea im E bis zum Stausee Albina im W. Dieses Kalkband bildet einige markante Bergrücken, wie den Micicha oberhalb von Marieta und den Albertia oberhalb von Villareal de Alava (Abb. 14). Am NE-Flügel des Landa-Sattels ist diese Fazies nicht mehr vorhanden; sie wird dort von den basalen intertidalen und deltaisichen Serien des Mittelalb gebildet.

Stratigraphie

Die stratigraphische Einordnung dieses Vorkommens war lange umstritten, RAMIREZ DEL POZO (1973) und RODRIGO & ALVAREZ (1972), die Autoren der Geologischen Karte 1 : 50 000, Blatt Vitoria, stellen das Vorkommen ins Oberalb. LOTZE (1973) stellt das Kalkband ins terminale Urgon, ohne allerdings eine definitive Altersangabe zu machen.

Die exakte Einstufung des Kalkes ist problematisch, da nur wenige brauchbare Leitfossilien gefunden wurden. Die häufig aufgefundene *Mesorbitolina texana texana* an der Basis der Kalke und das Vorkommen von *Birostrina* cf. *concentrica* im Profil Landa III machen ein Unter-Mittelalb-Alter wahrscheinlich, ein Alter, das von RAT (1959) bereits vermutet wurde. Die biostratigraphischen Daten können durch ein sedimentologisches Ereignis, nämlich den Fazieswechsel zu grobklastischen Sanden am Beginn der Megasequenz 2 kontrolliert werden, der im Basko-Kantabrischen Becken an der Grenze Unter-Mittelalb stattfindet.

11.2.1. Micicha-Mound (Abb. 15, 16, 23, 24)

Dieser linsenförmige Komplex ist im E am Micicha oberhalb von Marieta entwickelt (Abb. 14). Es handelt sich um eine Karbonatlinse von ca. 2 km Ausdehnung und einer maximalen Mächtigkeit von ca. 50 m. Der Micicha-Mound lässt sich in drei sedimentäre Sequenzen unterteilen:

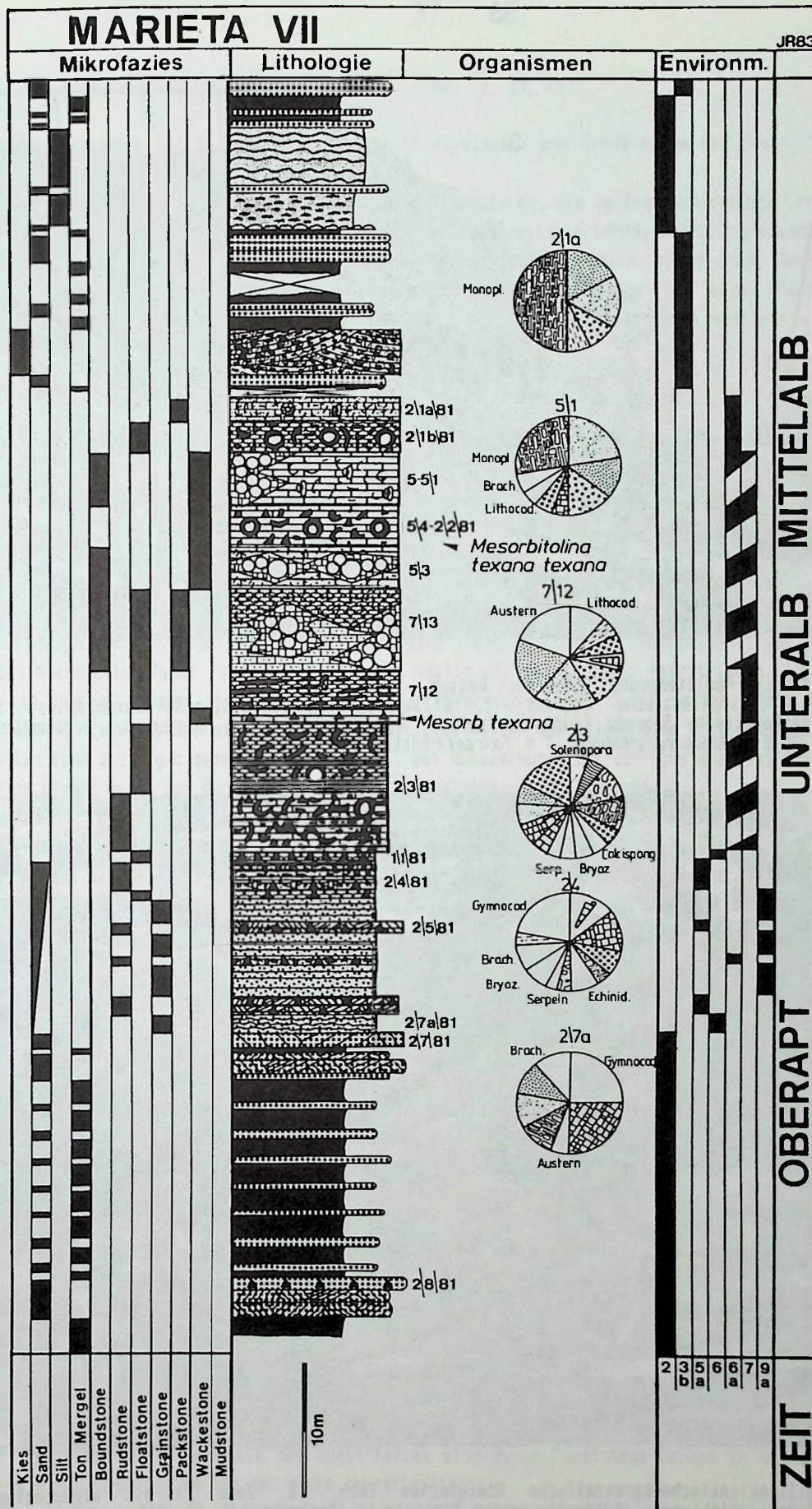


Abb. 15 Profil Marieta VII/Micicha-Rudisten-Mound. Der Mound stellt eine Fining Upward-Sequenz dar und wird von dem Delta der einsetzenden Megasequenz 2 überlagert.
 1. Silikoklastische intertidale Sequenz
 2. Silikoklastische-karbonatische Mischfazies
 3. Karbonatische Sequenz (Rudisten-Fazies)

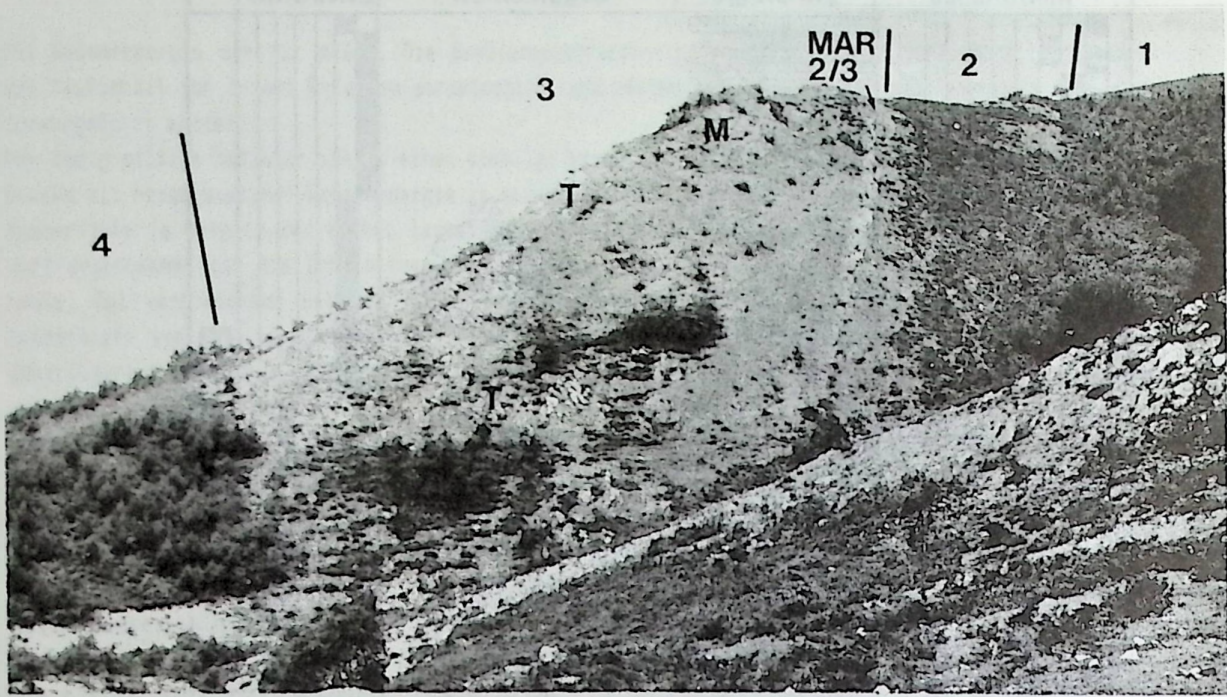


Abb. 16 Micicha-Rudistenmound, Blick nach Westen
 1, Silikoklastische Sequenz, 2, Silikoklastische-karbonatische Mischfazies, 3, Karbonatische Sequenz (Rudisten-Fazies), 4, Mittelalb-Delta (Beginn der Megasequenz 2); M = *Monopleura*-Mounds, T = *Toucasia*-Bänke



Abb. 17 Silikoklastische-karbonatische Mischfazies (Abb. 16, Zone 2) mit sigmoidalen Schrägschichtungen, Gutsausgewaschene Grainstones (Fazieszone 3, 9) (MAR 4, MAR 2/4/81, MAR 275/81)

11.2.1.1. Silikoklastische Sequenz (Fazieszone 2) (Abb. 15, 23, 24)

Die basalen Sedimente des Micicha-Mounds bestehen vorwiegend aus Sandsteinen und Tonen; Silte sind nur untergeordnet anzutreffen.

Es finden sich eine Reihe charakteristischer Sedimentstrukturen, wie wellige Schichtung, Linsen- und Flaserstrukturen, vertikale U-förmige Grabbauten, kleine sigmoidale Schrägschichtungen und Rinnen von ca. 1 m Durchmesser mit einer Großforaminiferen-Anreicherung. Die Rinnensandsteine sind, soweit beobachtet, metasonatisch mit Hämatit imprägniert. Die Sedimentstrukturen weisen auf einen Faziesbereich des klastischen Intertidals hin. In den tieferen Teilen des Abschnitts dominieren Mudflat- und Mixed Flat-Bereiche, in den oberen Teilen des Abschnitts Sandflat-Fazies.

11.2.1.2. Silikoklastische-karbonatische Mischfazies (Abb. 15, 17, 18, 23)

Die silikoklastische Sandflat-Fazies wird von Grainstones und Rudstones mit relativ hohem Quarzsand-Anteil abgelöst.

Mikrofazies

Neben den häufigen Grainstones, die neben einer planaren Schichtung auch unregelmäßig wellig gebankt sein können, treten untergeordnet Rudstones auf. Diese Fazies ist gut gebankt (5 - 10 cm) und zeigt eine planare Schrägschichtung (Winkel 23 - 30°), die eine Transportrichtung des Sediments von S und SE zeigt. In beiden Mikrofazies-Typen sind Bioklasten sehr häufig und zeigen immer Mikritrinden. Intraklasten sind selten bis häufig, ebenso Quarzsand. Texturelle Inversionen sind nicht selten. Peloiden finden sich gelegentlich in Zwickelporen nach erfolgter erster Zementation und zeigen eine Milieu-Änderung an.

Die Klasten sind stets gut gerundet und sortiert. Der Auswaschungsgrad der Rudstones ist schwankend. In einer Bank können neben den Rudstone-Gefügen auch Floatstone-Gefüge auftreten.

Die Zementation erfolgte in den einzelnen Bänken unterschiedlich. In den schrägschichteten Rudstone-Bänken finden sich häufig vadose Meniskus- und mikrostalaktitische Dripstone-Zemente.

Die Grainstones zeigen einen granularen oder einen gleichförmigen fibrösen A-Zement. Gelegentlich werden meteorische drusige Hundezahn-Zemente beobachtet. In diesem Fall werden die verbleibenden Hohlräume mit Peloiden verfüllt. In den restlichen Poren findet sich ein spätdiagenetischer blockiger kalzitischer B-Zement oder ein Ankerit-Zement.

Die intensive vadose Frühdiagenese hat die aragonitischen Schalenterteile vermutlich bis auf wenige Reste, die jetzt aus neomorphen meist granularem Kalzit bestehen, weggelöst. Korallen und Algen zeigen daher einen sehr schlechten Erhaltungszustand.

Bioklasten

An Organismen dominieren sandschalige Foraminiferen wie Mesorbitolinen (*M. gr. texana*), Lituolaceen (*Reophax* sp., *Everticyclamina* sp., *Haplophragmoides greigi*, *Nautiloculina* sp., *Ammobaculites* sp.), Ataxophragmiiden (*Glomospirella* sp.) sowie quinqueloculinide und triloculinide Milioliden. Sehr häufig zusammen mit den Foraminiferen sind nicht näher bestimmbare Gymnocodiaceen (*Pernocalculus* sp. ?) und Dasycladaceen (*Neomeris cretacea*, *N. pfenderae*, *Heteroporella* sp., *Acicularia* sp.) zu finden. Schalenreste von kalzitischen Rudisten (*Monopleura* sp.), Nerineen und Brachiopoden sowie Bryozoen, Echinodermenreste, Serpeln und Kalkschwämme können in einzelnen Lagen angereichert sein. Die Organismen sind allochthon. Autochthone Organismen wie nahezu vollständige Austern und endolithische Mikrobohrer (Algen, Pilze) sind selten (Taf. 2, 3).

Interpretation

Die vorliegenden Mikrofaziestypen indizieren eine flachstmarinen Bereich, z.T. mit Hinweisen auf subaerische Bedingungen (vadose Zemente), bevorzugt in der schrägschichteten Rudstone-Fazies ("beach-rocks"). Tempestit-Lagen innerhalb der Rudit-Fazies sind durch Floatstone-Gefüge an der Basis der Bänke und durch Rudstone-Gefüge am Top der Bänke charakterisiert.

Neben den eindeutigen Bathymetrie-Marken der vadosen A-Zemente sprechen Rindenkörner, die exzellente Auswaschung und Sortierung der Klasten und die überwiegend planare Schichtung der Grainstone-Fazies für einen strandnahen, z.T. intertidalen Bereich, weiter dokumentiert durch gelegentliche wellige und flaserige Schichtungen mit sehr dünnen feinklastischen Zwischenlagen und meteorischen Hundezahn-Zementen

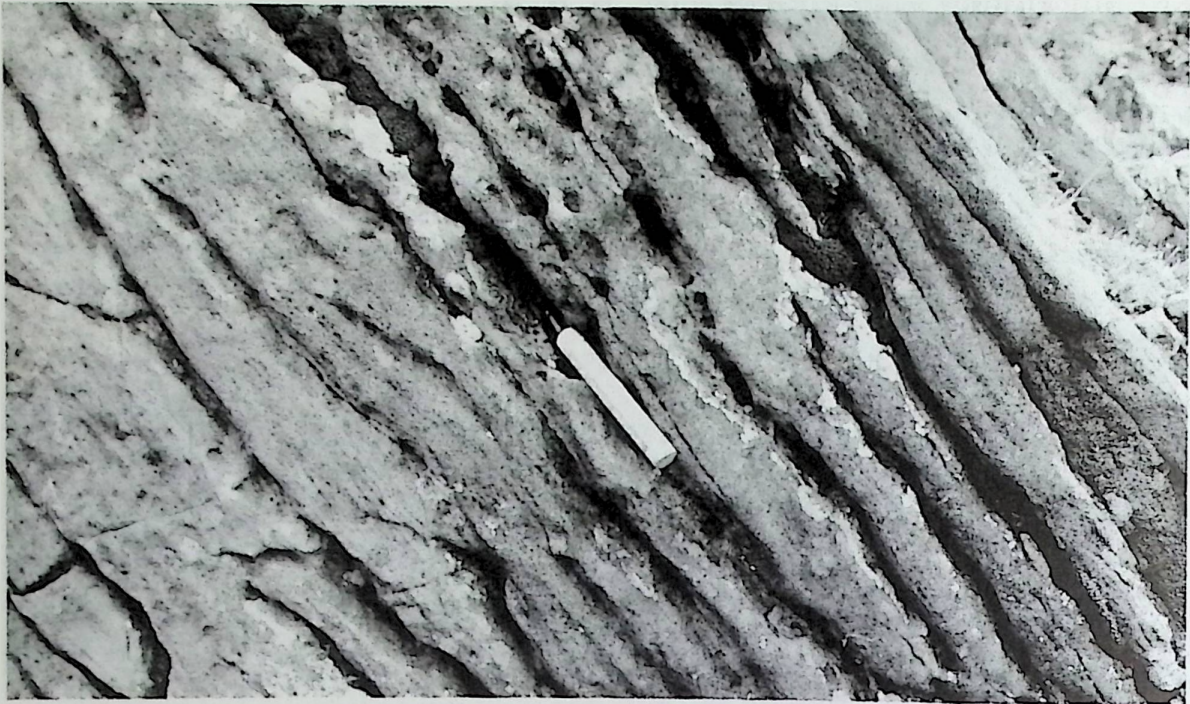
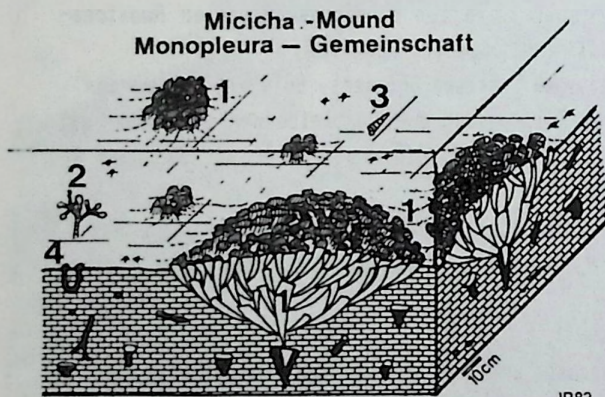


Abb. 18 Silikoklastische-karbonatische Mischfazies (Abb. 16, Zone 2), Wellige Schichtung mit dünnen tonigen Zwischenlagen, Gutsausgewaschene, Intraklasten führende Grainstones (Fazieszone 3, 9) (MAR 2/7a/81)



JR83

	SS	S	H	SH
1 Gastrop./Nenea				
2 Freßbauten				
Monopleura, div. Sp.				
4 Austern				
Toucasia sp.				
Trilocul. Quinquet				
Pseudotriloculina				
"Orbitalina"				
5 Lituolacea, div. Sp.				
Coscinophragma				
kl. Sandschaler				
Lithocodium				
6 Dasycladaceae				
Algen-Filme				
endol. Algen				

Abb. 19 Hypothetisches Faziesbild der *Monopleura*-Gemeinschaft, basierend auf den Daten von Micicha-Mound und von Ereno
 1. *Monopleura*-Büschel
 2. Dasycladaceen
 3. Gastropoden
 4. Bioturbation

(Abb. 18). Es finden sich auch Barren mit sigmoidalen Schrägschichtungen. Diese Barren haben einen Durchmesser von ca. 1 m und sind ca. 50 cm tief (Abb. 17). Die Bioklasten zeigen keine hermatypen Komponenten. Auffällig ist die Häufigkeit von Gymnocodiaceen, die an anderer Stelle in einer Ruhigwasser-Fazies zusammen mit Nerineen in der Verzahnung mit intertidalen Sedimenten gefunden werden. Die übrigen Bioklasten wie Rudisten und Foraminiferen müssen ebenfalls zum größten Teil aus benachbarten, z.T. niederenergetischen Fazies-Zonen hergeleitet werden. Ein Teil der Großforaminiferen zeigt agglutinierte Schwerminerale wie Glaukonit und Ilmenit. Dieses Agglutinier-Verhalten der Orbitolinen wird nur im unmittelbaren Bereich eines Deltas beobachtet. Die beobachtete Faziesabfolge und die Lithofazies-Typen lassen sich gut mit den von THOMPSON (1975) beschriebenen ordovizischen intertidalen Shoaling Upward-Sequenzen in den Appalachen vergleichen.

11.2.1.3. Karbonat-Sequenzen (Abb. 15, 16, 23, 24; Taf. 3 - 7)

Lithofazies, Mikrofazies und Diagenese

Der gesamte liegende intertidale Bereich ist gekennzeichnet durch einen mehr oder weniger hohen Anteil an detritischem Quarz und durch Hochenergie-Mikrofaziestypen.

Diese Fazies wird durch eine syndesimentäre Brekzie (Floatstone, Bank Mar 2/3, Profil Marieta VII, Abb. 15, 16) abgelöst und allmählich durch niederenergetische Mikrofaziestypen ersetzt. Weitere Floatstone-Lagen mit mehrere Zentimeter großen Komponenten treten unregelmäßig auf und verzahnen sich in der Regel mit Büscheln von monopleuriden Rudisten bzw. überlagern diese.

Die *Monopleura*-Büschel stellen typische Bafflestone-Strukturen dar, die meist in einer Wackestone-Packstone-Matrix stecken. Diese Sedimente sind schlecht gebankt.

Die Karbonate zeigen eine braune bis dunkelrote Farbe, die auf einen hohen organischen Gehalt schließen lassen. Peloiden und Bioklasten sind in der Regel häufig. Der Gehalt der Bioklasten ist allerdings stark schwankend. Die Bioklasten sind ausnahmslos angebohrt und besitzen eine Mikritrinde.

Die Wackestone- und Packstone-Sedimente sind in der Regel stark zerwühlt. Feinsand und Silt ist in geringen Mengen vorhanden. Die Bafflestone-Fazies wird überlagert von Wackestones und untergeordnet von Packstones und Floatstones mit requieniden Rudisten, meist *Toucasia* sp.. Im Gegensatz zu den *Monopleura*-Bafflestones zeigt die *Toucasia*-Fazies keine sedimentfangende oder -bindende Struktur. Die Bänke sind bevorzugt grau bis hellgrau. Der organische Anteil der Karbonate ist sehr gering. Die Kalkgehalte in beiden Fazies schwanken zwischen 70 - 98 %. Der Gehalt an Klasten ist ähnlich der *Monopleura*-Fazies. Allerdings treten in der *Toucasia*-Fazies vermehrt Intraklasten auf. Peloiden und Rindenkörner sind häufig. Die aragonitischen Schalen sind aufgelöst und nur bei den relativ großen Rudisten in neomorphen Kalzit umgewandelt.

Die Zementation in den Poren zeigt in der Regel einen granularen A-Zement und neben einem drusigen B-Zement oft eine spätdiagenetischen Ankerit-Zement. In seltenen Birdseye-Poren der *Monopleura*-Fazies tritt ein drusiger A-Zement auf, ein Hinweis für eine erste vadose Zementation, gelegentlich ersetzt durch Dolomit. Die ebenfalls beobachteten Hundezahn-Zemente sind vermutlich auch ein Hinweis auf eine frühdiaagenetische meteorische Diagenese.

In der Regel erfolgte die erste Diagenese in beiden Biofazies-Bereichen unter subtidalen Bedingungen.

11.2.1.3.1. *Monopleura*-Biofazies (Fazieszone 6/7) (Abb. 15, 19, 23, 24; Taf. 4, 5)

Die vorher beschriebenen hochenergetischen Plattform-Bereiche der Grainstone-Fazies werden von einer niederenergetischen mikritischen Weichboden-Fazies abgelöst, die vorwiegend aus Wackestones und Packstones besteht und in die kleine 10 - 30 cm hohe und 1 cm - 1 m breite Büschel von *Monopleura*-Rudisten eingeschaltet sind.

Diese Rudisten sind charakterisiert durch eine größere elongate, an der Basis konisch zulaufende, im Sediment sitzende rechte Klappe und eine flache, operculate freibewegliche linke Klappe. Die fixe Klappe kann leicht gedreht sein und ist im Querschnitt meist oval. Die Schale besteht aus einer äußeren dicken prismatischen kalzitischen Schicht und einer inneren, ursprünglich aragonitischen Schicht, die oft fehlt

oder in neomorphen Kalzit umgewandelt ist. Die kalzitische Außenschale zeigt oft eine mehr oder weniger starke unregelmäßige Berippung. Die festsitzende rechte Klappe zeigt einen kardinalen Schloßzahn, die freie linke Klappe besitzt zwei ungleiche Schloßzähne. Eine äußere Ligament-Rinne an der rechten Klappe kann vorhanden sein.

Eine artmäßige Bestimmung der Monopleuriden war durch die relativ schlechte Erhaltung des Materials nicht möglich.

Die kalzitischen Schalenbruchstücke lassen sich im Schliff von anderen kalzitischen Muschelresten durch die regelmäßige Dicke der Kalzitprismen und den schrägen Anwachslinien gut unterscheiden.

Das initiale Wachstum der Büschel erfolgte auf einem festen Untergrund, z.B. einem einzelnen freistehenden Rudisten, einer Auster oder einem großen Lithoklast. Infolge der Gewichtszunahme beim Wachstum und der weiteren Sedimentation versinkt die kleine initiale Kolonie im Sediment. Die einzelnen Muscheln können in der Regel die Absenkung durch das Wachstum nicht immer ausgleichen. Neue Individuen wachsen relais-artig auf älteren abgestorbenen Schalen auf. Ein ähnlicher Vorgang ist auch von Austerkolonien bekannt, z.B. *Crassostrea* sp., die in ähnlicher Weise relais-artig nach oben wachsen (CHINZEI 1982, SEILACHER 1981). Der größte Teil der rechten Klappe steckte also im Sediment, während die freie linke Klappe den zum Filtern nötigen Wasserstrom erzeugen kann.

Es entstehen auf diese Weise konische hügelartige Körper, die eine sedimentstabilisierende und sedimentfangende Funktion haben. Das Wachstum der *Monopleura*-Büschel wird gelegentlich durch hochenergetische Ereignisse abrupt beendet. Die Büschel werden von bis zu 50 cm dicken Floatstone-Lagen, die reichlich Rudisten-Schutt enthalten, überdeckt. Auf den großen Komponenten können sich nach bestimmter Zeit wieder kleine Rudisten ansiedeln (vgl. AIGNER 1982). So kann unter Umständen eine zyklische Abfolge entstehen, die in Ansätzen im Profil Marieta VII beobachtet wird (vgl. Kap. Ereño).

Vergleichbare Vorkommen beschreibt PERKINS (1974) aus dem Glen Rose-Riff des Unter- und Mittelalb von Zentral-Texas. Er unterscheidet neben fächerförmigen Büscheln noch tabulate Kolonien von monopleuriden Rudisten. Das Begleit-Sediment besteht aus Wackestones und Mudstones mit relativ hohem Quarzsilt-Anteil. Die Karbonatgehalte schwanken zwischen 82 - 98 %.

Wichtig für die Environment-Interpretation insbesondere für die Wassertiefe ist hier die Beobachtung von großen Dinosaurier-Fährten auf den *Monopleura*-Büscheln und im unliegenden Sediment. PERKINS (1974) vermutet, daß die Saurier bei Ebbe durch das flache Wasser gewatet sind. Die von ihm bearbeiteten Vorkommen zeigen allerdings keine Hinweise für Auftauchbereiche. Die *Monopleura*-Fazies stellt seiner Ansicht nach ein subtidales Environment dar. Er begründet dies mit einer durchschnittlichen Wassertiefe von 1-4m aufgrund der Saurierfährten und einer angenommenen Tidenhöhe. Die von PERKINS (1974) gemachten Beobachtungen zur Wassertiefe lassen sich mit denen des Micicha-Mounds vergleichen, bei dem ebenfalls mit flachst-subtidalen Bedingungen gerechnet werden muß. In seltenen Fällen bei extremer Ebbe war es möglich, daß die Kolonien trocken fielen. Beobachtet werden sehr selten Schrumpfrisse am Top der Büschel und Birdseye-Poren sowie eine Lamination, die auf Algenmatten zurückgeführt werden kann.

Die *Monopleura*-Biofazies zeichnet sich durch eine extrem niedrige Diversität und Individuenarmut der Organismen aus. Neben den häufigen konischen Rudisten, die meist nur in einer dickschaligen und einer dünnschaligen Form mit hier nicht näher bestimmbarer Arten auftreten, finden sich wenige Austern, Gastropoden (*Merinea* sp.) und selten Echinodermen.

Für die weitere Charakterisierung des Environments geben die seltenen Mikrofaunen und Algen wichtige Hinweise. Kleine Milioliden, vertreten durch *Triloculina* sp., *Pseudotriloculina* sp. und *Quinqueloculina* sp., sind relativ häufig, ebenso dünnschalige Ostrakoden. Die übrige Mikrofauna besteht aus Orbitolinen, Lituoliden (*Haplophragmoides* sp., *Reophax* sp., *Pseudocyclamina* sp., *Coscinophragma cribrorum*) und Ataxophragniiden (*Pseudotextulariella* sp., *Saubadia minuta*) ist selten und eventuell parautochthon.

Die krustöse Form *Coscinophragma cribrorum* wächst gelegentlich auf den oberen nicht vom Sediment bedeckten Teilen der fixen rechten Schale der Rudisten. Auffällig ist das fast vollständige Fehlen von Algen, abgesehen von endolithischen Bohralgen (Pilzen). Zusammen mit *Coscinophragma* sp.) tritt gelegentlich die krustierende Codiacee *Lithocodium aggregatum* (= *Baccinella irregularis*) auf. Sehr selten werden Dasycladaceen-Reste gefunden (vgl. quantitative Verteilung im Profil Marieta VIII, Abb. 15).

Interpretation (Abb. 19)

Die relativ geringe Diversität und die Dominanz kleiner Milioliden, insbesondere das Auftreten von *Pseudotriloculina* sp., die Seltenheit von Kalkalgen und die sehr häufigen Rindenkörner sprechen für ein restriktives flaches Milieu mit schwankenden Salinitäten. Insbesondere *Pseudotriloculina* sp. kann als sicherer Indikator für restriktive Bedingungen gelten, wie ARNAUD-VANNEAU (1979, 1980) an der Barreme/Apt-Urgon-Plattform von Drome (Vercors) zeigen konnte. Ähnliche Organismen-Gemeinschaften erwähnt auch PERKINS (1974) für die *Monopleura*-Fazies des ölen Rose-Komplexes. Die gesamte auftretende Bio- und Lithofaziesmerkmale sprechen für ein sehr flaches subtidales, gelegentlich intertidales Milieu.

Zusammenfassung

Die *Monopleura*-Büschel bilden Bafflestone-Strukturen, die im Sediment stecken und relais-artig nach oben wachsen. Die Begleitorganismen indizieren einen restriktiven Bereich mit wechselnden Salinitäten. Die Wasserenergie war gering, die Wassertiefe beträgt unter 10 m. Die Fazies ist in der Regel subtidal bis auf seltene Auftauchereignisse. Die Fazies löst die hochenergetische Strandfazies meerwärts ab und stellt den innersten Bereich der hier beschriebenen Rudisten-Plattform dar.

11.2.1.3.2 Toucasia-Biofazies (Fazieszone 7) (Abb. 15, 20, 23, 24; Taf. 6)

Die *Monopleura*-Bafflestones und die begleitenden hochenergetischen Floatstone-Lagen werden von grauen bis hellgrauen Wackestones und Floatstones mit Schalen von requieniden Rudisten abgelöst. Diese Rudistengruppe wird vor allem durch die Gattung *Toucasia* sp. vertreten, die sich von den Monopleuriden vor allem durch die Wuchsform und die Ökologie unterscheidet (PERKINS 1974).

Die Gattung *Toucasia* sp. besteht aus zwei ungleichförmigen Schalenhälften, wobei die fixe linke Klappe in der Regel spiralförmig eingerollt ist. Die rechte freibewegliche Klappe ist kleiner, zeigt meist einen spiralförmigen Bau und besitzt oft eine operkulide Form. Die fixe Klappe besitzt einen Schloßzahn, die rechte zwei ungleichförmige Schloßzähne. Im Querschnitt ist sie an der Unterseite abgeflacht und kielförmig ausgezogen. Die Oberseite ist gewölbt. Die äußere Schale besteht aus einer oft bis zu 1 cm dicken prismatischen Kalzitschale. Die innere Schale war vermutlich aragonitisch und ist jetzt oft weggelöst oder in neomorphen Kalzit umgewandelt.

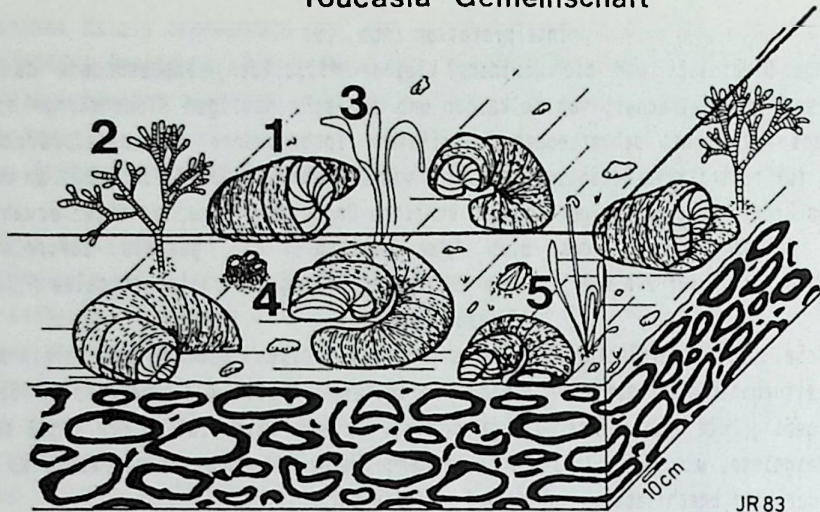
Die Toucasien bzw. requieniden Rudisten bilden keine Bafflestone-Strukturen. In den Bankquerschnitten täuscht die dichte Packung der Schalen oft eine Boundstone-Struktur vor, verursacht durch die Sediment-Kompaktion; die Schalen sind meist eingeknickt. Die Individuen lebten einzeln und berührten sich nicht. Sie liegen mit ihrer abgeflachten unteren Seite auf dem Sediment. Die z.T. leicht trochospirale Aufrollung der fixen linken Schale bewirkt, daß die kleinere rechte bewegliche Klappe nicht immer auf dem Sediment liegt und so die Filterbewegung erleichtert wird. Der keilförmig ausgezogene untere Rand stabilisiert zudem die Auflage auf dem Sediment.

Das Sediment muß einen relativ stabilen Weichboden darstellen. Normalerweise handelt es sich bei der mikritischen Matrix um unterschiedlich große Pelioide. Diese Pelmikrite besitzen aufgrund ihrer schlechten Sortierung eine gewisse Oberflächenstabilität. Eine noch höhere Stabilität besitzen die Floatstone-Lagen mit ihren schlecht sortierten und gerundeten Klasten. Es wird zudem eine Größenabhängigkeit der Rudisten vom Mikrofaziestyp beobachtet (Abb. 20b). Auf den Wackestone-Pelmikriten wird eine relativ kleinwüchsige Population von Toucasien mit einer maximalen Größe von 4 - 5 cm beobachtet, auf den unreifen Floatstone-Lagen finden sich Exemplare von bis zu 10 cm Größe.

Die *Toucasia*-Biofazies besitzt meist innerhalb einer Bank eine relativ große Verbreitung und ist nicht auf engbegrenzte Vorkommen beschränkt. Die Toucasien-Lagen werden aperiodisch von Hochenergie-Floatstones zugedeckt, auf denen eine Wiederbesiedlung des unkonsolidierten Weichbodens zuerst mit kleinen Monopleuriden und später erst nach einer gewissen Kompaktionsphase und Sedimentstabilisierung durch Algen-Lagen mit Toucasien erfolgt. In einem Fall werden entsprechende Kryptoalgengefüge gefunden (Taf. 6, Fig. 3).

Biofazies und Interpretation (Abb. 20a)

Die Toucasien-Bänke des Micicha-Mound zeigen keine Hinweise auf intertidale Bedingungen. Die Diagenese-Abfolge in den Poren und im Sediment zeigt in der Regel eine subtidale Zementation, abgesehen von seltenen Hundezahn-Zementen, die eventuell auf eine frühdiagenetische meteorische Zementation schließen lassen



JR 83

		SS	S	H	SH
1	Gastrop, Nerinea				
2	Freßbauten				
3	Bryozoa				
4	Toucasia div. Sp.				
	epibyss. Muschel.				
	Brachiopoda				
	Calcispongia				
5	Trilocul. Quinquel.				
	kl Sandschaler				
	Mesorbitolina				
	Ostracoda				
6	Dasycladaceae				
	Acetabulariaceae				
	Lithocodium				
	Permocalculus				
	Ethelia alba				
	Corallinaceae				
	Cayeuxia				
endol. Algen					

Abb. 20a Hypothetisches Faziesbild der *Toucasia*-Gemeinschaft

1. *Toucasia* sp.
2. Dasycladaceen
3. nicht verkalkte Algen
4. Kalkschwämme
5. epibyssate Muscheln

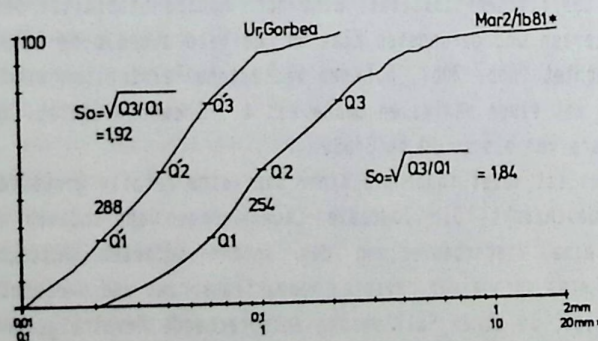


Abb. 20b Kornsummenkurven der Matrix-Sedimente der *Toucasia*-Biofazies. Die Kurven zeigen deutlich die schlechte Sortierung der Komponenten, Ur, Gorbea, repräsentiert die Biofazies mit kleinen *Toucasia*; MAR 2/1b/81, Micicha-Mound, repräsentiert die Biofazies mit großen *Toucasia*

(SCHNEIDER 1973, FLÜGEL 1978). Die Klasten und Biogene sind meistens mehr oder weniger durch endolithische Algen oder Pilze angebohrt. Das Sediment kann gut durchwühlt sein; die wahrscheinlich vorhandene Oberflächenstabilisierung des Sediments durch dünne Algenfilme, die selten beobachtet eine feine Lamination verursachen kann, ist aus diesem Grund zerstört. Die Organismenvielfalt ist höher als in der *Monopleura*-Biofazies; es treten vor allem neue Elemente wie Bryozoen, Kalkschwämme, Echiniden und Brachiopoden auf. Die Mikrofaunen-Gemeinschaft wird allerdings immer noch von den Milioliden beherrscht mit Anteilen von ca. 50 % an der gesamten Mikrofauna. Die Miliolide *Pseudotriloculina* sp. fehlt oder ist in dieser Fazies nur selten anzutreffen. Kleine Sandschaler, meist Ataxophragmiiden, sind mit Anteilen von ca. 30 % häufig, gefolgt von dünnchaligen Ostrakoden mit Anteilen von ca. 15 % und selten Mesorbitolinen mit Anteilen von rund 5 %. Die Häufigkeit der Mikroorganismen ist allerdings zehnmal höher als in der *Monopleura*-Biofazies.

Die Algen-Flora ist relativ hoch divers. Häufig sind allerdings nur wenige Gruppen wie *Lithocodium aggregatum*, *Cayeuxia* sp., Dasycladaceae und Acetabulariaceae, die teilweise auch sedimentstabilisierende Funktionen haben. Es muß auf alle Fälle noch mit einer großen Menge nicht verkalkter Algen gerechnet werden (Lamination). Neben diesen Algen finden sich noch die krustierende Form *Ethelia alba*, die nicht krustierende Alge *Perruocalculus* sp. und sehr selten die coralline Alge *Lithophyllum* sp..

Für die Wassertiefe gibt es keine sicheren sedimentologischen Marken. Die Wasserenergie war mit Sicherheit gering. Die Toucasien lebten unterhalb der normalen Wellenbasis. Dafür sprechen die nicht krustierenden Algen wie die Dasycladaceen, die in heutigen Vorkommen ein ruhiges Milieu bevorzugen (WRAY 1977). Die Häufigkeit der Grünalgen (JOHNSON 1961, WRAY 1977) und die intensiven Anbohrungen (BATHURST 1975) sprechen allerdings für ein sehr flaches subtidales Milieu mit gelegentlichen Salinitätsschwankungen. Hinweise für einen leicht restriktiven Lebensraum finden sich in der Häufigkeit der Milioliden und dünnchaligen Ostrakoden und in der noch relativ niedrigen Diversität aller beobachteten Organismen-Gruppen. PERKINS (1974) beschreibt *Toucasia*-Vorkommen am Rand von Capriniden-Mounds, die am Micicha-Mound nicht beobachtet werden konnten. Die Übereinstimmungen in der Zusammensetzung der Mikrofaunen, insbesondere in der Häufigkeit der Milioliden ist gut. Er betrachtet diese Vorkommen ebenfalls als schwach restriktive Stillwasser-Fazies.

11.2.1.4 Zusammenfassung

Der Micicha-Rudisten-Mound stellt einen linsenförmigen sedimentären Körper dar, der aufgrund der kontinuierlichen Abnahme der Wasserenergie als Fining-Upward-Sequenz entwickelt ist. Der Mound lässt sich in vier Biofazies-Zonen unterteilen, einen silikoklastischen Mudflat/Mixed Flat-Bereich mit Mesorbitolinen, einen silikoklastisch-karbonatischen Sandflat-Bereich mit einer reichen parautochthonen Dasycladaceen/*Perruocalculus*-Flora und einer hoch diversen Foraminiferen-Fauna. Diese Hochenergie-Fazies wird von einer niederenergetischen, meist flachsubtidalen *Monopleura*-Fazies abgelöst. Diese Biofazies-Zone zeichnet sich durch das häufige Auftreten von *Monopleura* sp. und *Pseudotriloculina* sp. aus. Die Biozone 4 mit den requieniden Rudisten *Toucasia* sp. löst die *Monopleura*-Biozone ab. Die Diversität der Organismen, insbesondere der Algen, ist hier höher. Die Fazies stellt einen normalmarinen Bereich des Mound dar. Die Rudisten-Stillwasserfazies wird aperiodisch von Tempestit-artigen hochenergetischen Floatstone-Lagen unterbrochen, auf denen eine Wiederbesiedlung mit Rudisten erfolgen kann.

Der Mound nimmt nach W an Mächtigkeit ab. Die Biofazies 2 ist am Profil Marieta VIII nicht mehr entwickelt. Im weiteren Verlauf verzahnt sich der Mound mit den intertidalen Sedimenten der Biozone 1. Der Mound besitzt einen progradierenden Sedimentationsverlauf (Abb. 24). Der Mound stellt eine Karbonatfazies innerhalb eines weitaushaltenden intertidalen bis flachsubtidalen Bereichs dar. Die Fazies lässt sich gut vergleichen mit den Algen-Mounds des Karbons (WILSON 1975, HECKEL & COCKE 1969) und mit den *Caprina*-Mounds der Mittelkreide von Texas (PERKINS 1974).

11.2.2. Landa-Kalk (Abb. 21, 22, 23)

Der Micicha-Mound im Osten der Plattform wird nach Westen von Sedimenten der Biofazies-Zone 1 abgelöst, die sich wiederum westlich mit einer Karbonatfazies verzahnen.

Diese Fazies erstreckt sich auf die Länge von mindestens 4 km und ist durchschnittlich ca. 30 m mächtig. Das Kalkband ist von einer Vielzahl synd sedimentärer Dehnungsbrüche durchsetzt, die z.T. den Charakter von Pullapart-Strukturen besitzen. Die Bio- und Mikrofazies sowie die Struktur des Vorkommens unterscheidet sich in wesentlichen Teilen vom Micicha-Mound. Die Fazies erstreckt sich vom Ende des Micicha-Mounds bis an den Stausee Albina im Nordwesten.

11.2.2.1. Biozone 1 (Fazieszone 2) (Abb. 21, 23)

Das Unterlager des Landa-Kalks wird von intertidalen Sandsteinen und Silten gebildet, die der Biofazies-Zone 1 des Micicha-Mound entsprechen (Abb. 15).

Innerhalb der Karbonatfazies lassen sich fünf Fazieszonen unterscheiden, die allerdings unterschiedliche Verbreitung haben.

11.2.2.2. Biozone 2 (Fazieszone 6/7) (Abb. 21, 23)

Die *Monopleura*-Biofazies löst im Profil Landa III die intertidale Fazies ab (Abb. 21). Die laterale Verbreitung ist nur gering. Ein weiteres Vorkommen findet sich in den oberen Teilen des Profil Landa IV über einer bituminösen Lagunen-Fazies. Die *Toucasia*-Biofazies ist nur untergeordnet mit einem Vorkommen im Profil Landa III das in die Lagunen-Fazies eingeschaltet ist, vertreten (Abb. 21). Die mikro- und biofaziellen Besonderheiten entsprechen denen des Micicha-Mound.

11.2.2.3. Biozone 3 (Lagunäre Beckenfazies) (Fazieszone 7b) (Abb. 21, 23)

Mikrofazies, Lithologie und Diagenese

Packstone/Floatstone-Fazies (Abb. 21, 23; Taf. 7)

Der größte Teil des Landa-Kalkes besteht aus dünnbankigen (5 - 10 cm) dunkelgraue bis braunen Bänken, die stark bituminös sind. Es handelt sich um gradierte, vorwiegend in Packstone-Fazies, untergeordnet in Floatstone-Fazies, vorliegende Kalke. Der terrigene Quarzsand-Anteil kann erheblich sein.

Bioklasten, Peloiden und Intraklasten sind häufig bis sehr häufig. Vermutlich handelt es sich aufgrund der unregelmäßigen Rundung und einer durchschnittlichen Größe von 0,1 - 0,4 mm um Pseudopeloiden (vgl. FAHRAEUS et al. 1974, FLÜGEL 1978). Rindenkörner sind in der Regel vorhanden. Bioturbation ist nur an den Bankoberseiten zu beobachten, ist aber generell selten. An autigenen Mineralien wird häufig Pyrit gefunden.

Die Diagenese in den Schüttungen war intensiv; die aragonitischen Schalenreste sind in fast allen Fällen weggelöst. Korallenreste sind nur noch schemenhaft zu erkennen; dies gilt auch für das Myostrakum der Rudisten. Die Milioliden sind ebenfalls schlecht erhalten und mit Bitumen imprägniert und erscheinen im Dünnschliff opak. Durch die Kompaktion sind die länglichen Schalenstücke meist zerbrochen.

Nur in wenigen Poren (Partikellösungsporen) wird ein granularer Zement gefunden. In einigen Fällen findet sich ein Hundezahn-artiger Zement. Syntaxiale Rindenzemente an Echinodermenresten sind häufig.

Rudstone-Fazies (Fazieszone 3a/9) Bank LAN 1/1 (Abb. 21, 23)

In den unteren Teilen der Profile Landa III und IV sind z.T. schräggeschichtete Rudstone-Lagen mit hohem Quarzsand-Anteil eingeschaltet. Bioklasten, Intraklasten und Rindenkörner sind häufig. An Zementen werden fibröse, radialaxialfibröse und vadose Zemente beobachtet, sowie drusige B-Zemente. An Echinodermenresten sind syntaxiale Zemente die Regel. Die Diagenese gleicht der Zone 2 des Micicha-Mound.

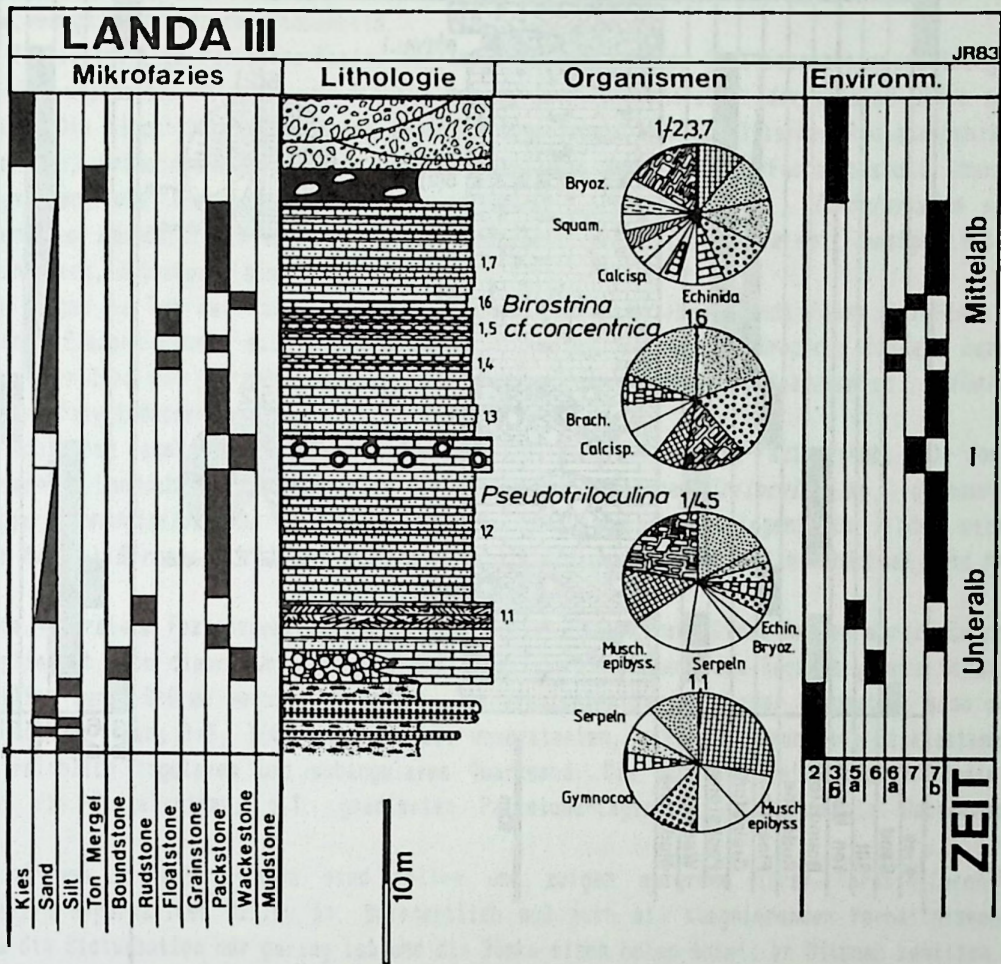


Abb. 21 Profil Landa III; Profil durch die hypersaline Lagunenbecken-Fazies

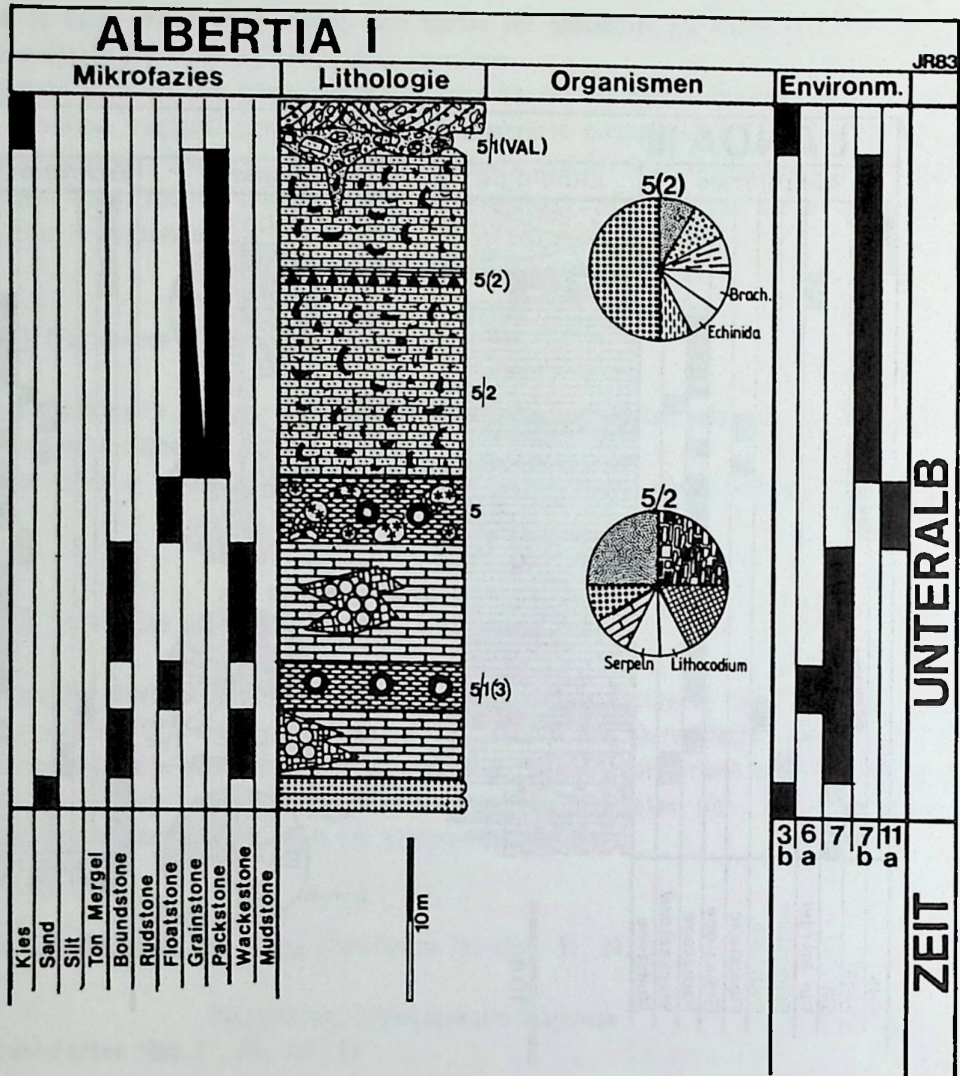


Abb. 22 Profil Alberta I, an Top mit dem erosiven, diskordanten Auflager der Megasequenz 2. Das Profil zeigt eine riffschuttartige Packstone-Fazies und ein Riff-Intervall

Organismen der Bankfazies (Taf. 7, Fig. 1, 2, 3, 6, 10, 11)

Die Rudstone-Lagen besitzen eine ähnliche Organismenzusammensetzung wie die Biofazies 2 des Micicha-Mound. Im vorliegenden Fall dominieren allerdings Echinodermenreste (Echiniden und Crinoiden) und Reste epibyssater Muscheln sowie Inoceramen-Bruchstücke. An Algen sind Gymnodiaceen häufig. Bei den Foraminiferen bestimmen die Lituolaceen mit *Haplophragmoides greigi*, Großforaminiferen wie *Mesorbitolina texana* und wenige Miliolida das Faunenbild.

Die z.T. Turbidit-artige Packstone-Fazies besitzt eine abweichende Organismenzusammensetzung. Die Bänke besitzen eine wechselnde Assoziation, die auf den allochthonen Charakter der meisten Bänke zurückgeführt werden kann. Die allochthonen Packstones bestehen überwiegend aus kalzitischem Rudistenschill, Trümmern von Inoceramen, Crinoiden-Stielgliedern und Serpeln. Die Foraminiferen-Fauna besteht überwiegend aus Ataxophragniiden, wie *Arenobulinina* sp., *Gaudryina* sp., *Valvulamina* sp., *Textulariella* sp., wenigen Lituolaceen wie *Amnobarulites* sp. und *Nautiloculina* sp. sowie *Textularia* sp., wenigen Milioliden und Großforaminiferen. Ostrakoden sind selten.

In einigen Lagen am Top der Packstone-Fazies findet sich eine abweichende Fauna und Flora. Als neues faunistisches Element können sich Scleractinier, Pharetroniden und Gastropoden finden. Daneben findet sich eine Algenflora mit *Paraphyllum* sp., *Lithophyllum* sp., *Archaeolithothamnium* sp., *Ethelia alba* und unbestimmbare Dasycladaceen.

In den autochthonen Lagen, vertreten durch die Bank 1/6, einer Wackestone-Fazies (Abb. 21), dominieren die vorher genannten Sandschaler und vor allem Milioliden der Gattungen *Triloculina* sp., *Quinqueloculina* sp. und häufiger *Pseudotriloculina* sp. sowie dünnshalige Ostrakoden. Gelegentlich findet sich hier die epibyssate Muschel *Birostrina* cf. *concentrica* mit vollständigen Schalen. Pflanzenhäcksel sind häufig.

Interpretation

Das gesamte vertretene Faziespektrum stellt eine Becken-Fazies dar. Diese Becken wurden durch Rudisten-Mounds gegliedert. Von diesen Untiefen und den eigentlichen Rändern des Beckens gingen Schüttungen aus, die vermutlich durch Stürme verursacht wurden. Die proximalen Serien dieser Tempestite sind dokumentiert durch Floatstones (Bank 1/5, 1/4; Abb. 21) mit unsortierten, schlecht gerundeten Bioklasten-Schill und z.T. mit reichlich angularem und subangularem Quarzsand. Die distalen Teile dieser Floatstones sind vermutlich die feinkörnigen, z.T. gradierten Packstone-Lagen die die normale Beckensedimentation ausmachen.

Die autochthonen Wackestone-Lagen sind selten und zeigen aufgrund ihrer Foraminiferen-Fauna ein, wahrscheinlich hypersalines Milieu an. Gelegentlich muß auch mit stagnierenden Verhältnissen gerechnet werden, da die Bioturbation nur gering ist und die Bänke einen hohen Anteil an Bitumen besitzen.

Die in den hangenden Teilen des Profils beobachtete Zunahme euhaliner Organismen ist ein Hinweis auf Schüttungen von der vorgelagerten *Toucasia*-Scleractinia-Biofazies.

Das Becken war mit Sicherheit subtidal, abgesehen von den liegenden Partien mit den Rudstone-Lagen, die aufgrund vadoser A-Zemente, einer guten Mikritauswaschung und kleindimensionierter planaren Schrägschichtungen als strandnaher intertidaler Bereich angesehen werden können. Analoge Vorkommen solcher Lagunen-Becken finden sich im Karbon des Kantabrischen Gebirges mit dem basalen Barcaliente-Kalk, der ebenfalls Kleinturbidite und eine Verzahnung mit Algen-Mounds zeigt (HEMLEBEN & REUTHER 1980) und in den bituminösen Kleinbecken innerhalb des intertidalen obertriassischen Hauptdolomits der Ostalpen (FRUTH & SCHERREIKS 1982).

11.2.2.4. Biozone 4 (*Toucasia*-Scleractinia-Biofazies) (Fazieszone 11b) (Abb. 22, 23, 24)

Verbreitung (Abb. 23)

Die lagunäre Becken-Fazies wird westlich von Karbonaten abgelöst, die häufig Korallen führen. Ihre Verbreitung beschränkt sich auf die Profile Landa IV, VAL 8 und Albertia I.

Mikrofazies, Lithologie und Diagenese (Taf. 7, Fig. 1)

Es handelt sich um unregelmäßige, dickbankige schwarze bis graue Karbonate mit Floatstone-, Bafflestone- und untergeordnet mit Packstone- und Framestone-Gefügen. Schlecht sortierte Bioklasten sind häufig. Oft sind in großen Klasten mit z.T. erhaltenen Organismen-Gemeinschaften zu finden. Die kleinen Bioklasten sind in der Regel angebohrt. In der Matrix werden häufig kleine Pelloide beobachtet.

Die aragonitischen Schalenteile sind meist als neomorpher Kalzit erhalten. Kalzitischen Organismen wie Brachiopoden und bestimmte Kalkschwämme zeigen meist eine gute bis sehr gute Erhaltung. In Poren, z.B. Biogenporen, finden sich meist ein granularer feinkörniger A-Zement und ein drusiger spätdiagenetischer B-Zement. In seltenen Fällen werden Flecken mit einem grobkristallinen zonargebauten spätdiagenetischen Dolomit gefunden. Der granulare A-Zement kann als ursprünglicher mariner kurzfasriger Mg-Kalzit interpretiert werden (BATHURST 1975).

Organismen

Im Gegensatz zu den übrigen Biofazies-Bereichen treten hier in größerem Umfang Scleractinia auf, meist dendroide Formen, vertreten durch *Stylosmilia* sp.. Untergeordnet finden sich auch nicht näher bestimmbar massive Korallen, eventuell der *Thamnarea*-Gruppe zugehörig. Zusammen mit diesen Korallen gibt es kleine, 2 - 3 cm große Toucasien, die mit *Lithocodium aggregatum* und *Coscinophragna* sp. besiedelt sein können. Neben *Lithocodium* sp. sind vor allem Dasycladaceen der Gattung *Acicularia* sp. und *Terquella* sp. sehr häufig. Solenoporaceen (*Parachaetetes* sp., *Archaeolithothamnium* sp. und *Ethelia alba* werden selten beobachtet, ebenso *Koskinobulina* sp., eine kleine krustöse Alge.

An Foraminiferen dominieren *Sabaudia minuta*, *Cuneolina* sp., *Dorothia* sp. und *Textularia* sp., Miliolide und Großforaminiferen sind selten. In dieser Fazies wird *Coskinolinella* cf. *daguni* beobachtet, die im Unterhalb von Nordspanien relativ häufig vorkommt (HOFKER jr. 1965, RAMIREZ DEL POZO 1972). Relativ häufig ist auch *Hensonia lenticularis*.

Andere Gruppen wie Brachiopoden, Serpeln, Gastropoden, Crinoiden, Kalkschwämme und reguläre Seeigel sind ebenfalls vorhanden. In einem Fall wird das Auftreten des kalzitischen Sphinctozoen *Barroisia* sp. mit erhaltenem Nadelskelett beobachtet.

Interpretation

Die vorliegende Bank-Fazies kann aufgrund von Korallen, Kalkschwämmen und Algen als niederenergetische Riffbank-Fazies angesehen werden. Gerüstbildende Korallen und Algen spielen allerdings nur eine untergeordnete Rolle. Wichtig für das sedimentäre Gefüge sind die dendroiden Stylosmilien, die zusammen mit den Toucasien und Dasycladaceen aufgrund der vermutlich geringen Wasserenergie Bafflestone-Strukturen bilden können. Hinweise für restriktive Bedingungen mit wechselnden Salinitäten gibt es nicht. Der Anteil der Milioliden ist erheblich zurückgegangen, relativ häufig sind dafür hermatype Korallen. Diese Riffbank-Fazies ist vor allem in den Urgo-Apt-Plattformen weitverbreitet und findet sich dort meist hinter einer echten Riffbarriere.

Ein anderes Beispiel für diese Riffbank-Fazies sind die Thecosmilien-Bänke der rhätischen Kössener Schichten, die auch eine ähnliche Zusammensetzung in der Biomasse zeigen (FABRICIUS 1966, E. FLÜGEL 1981, KUSS 1983).

Zusammenfassend handelt es sich bei der vorliegenden Unter-Mittelalb-Riffbank-Fazies um eine flachsubtidale niederenergetische Plattformrand-Fazies (Fazieszone 11b).

11.2.2.5. Packstone-Fazies (Fazieszone 12) (Abb. 22, 23, 24; Taf. 8)

Verbreitung

Die Riffbank-Fazies wird lateral von einer Packstone-Fazies abgelöst und/oder überlagert. Die Fazies findet sich im Profil Albertia I und in den Olistolithen am Albina-Stausee (Abb. 23).

Mikrofazies, Lithologie und Diagenese

Die Mikrofazies besteht aus Packstones mit gelegentlichen Grainstone-Gefügen. Quarzsilt und Feinsand sind häufig. Die häufigen Bioklasten sind allseitig mit Mikritrinden umgeben. Intraklasten in Form von Pseudopeloiden sind sehr häufig.

Die aragonitischen Schalen sind ausnahmslos in neomorphen Kalzit umgewandelt oder weggelöst. Der neomorphe Kalzit besteht aus einem granularem Sparit.

Interpretation

Die Packstone-Fazies stellt ein riffschuttartiges Sediment dar, das sich mit der Riffbank-Fazies verzahnt. Es stellt das westlichste Vorkommen des Landa-Kalks dar und wird von deltatischen Sedimenten abgelöst. Die Wasserenergie war moderat. Die Mikritauswaschung ist sehr schlecht, allerdings sind die Klasten gut sortiert.

Zusammenfassung

Der Gesamtkomplex des Landa-Kalk stellt eine Plattform dar, die charakterisiert ist durch eine ausgedehnte Lagune mit einzelnen Rudisten-Untiefen. Die Lagune verzahnt sich nach E mit intertidalen Sandsteinen, im W wird sie von einer Riffbank-Fazies abgelöst. Die damit assoziierten "Vorriff"-Packstones gehen in deltalische Offshore-Bereiche über. Die Wasserenergie im Bereich der Plattform war gering bis moderat. Die Organismendiversität ist im allgemeinen gering. Die Plattform zeigt einen retrograden Sedimentationsverlauf.

11.2.3. Zusammenfassung der Ergebnisse der Landa-Plattform (Abb. 23, 24)

Die Landa-Plattform besteht aus drei sedimentären und biosedimentären Großeinheiten, dem östlichen Micicha-Mound, einem intertidalen, deltalischen Zwischenbereich und dem westlich gelegenen Landa-Kalk mit einer Lagune, einer Riffbank-Fazies und einer marginalen Schuttfazies. Der gesamte Karbonatkomplex wird von grobklastischen deltalischen Sediment der progradierenden Utrillas-Fazies, z.T. diskordant überlagert. Am Westrand der Plattform zum Aramayona-Becken finden sich große Rutschmassen (Albina-Olistostrom), die auf erhebliche dehnungstektonische Ereignisse zurückzuführen sind. Diese werden auch durch die Pullapart-Strukturen innerhalb der Plattform dokumentiert (vgl. oben). Diese Ereignis markiert den Wechsel von der sedimentären Megasequenz 1 zu der sedimentären Megasequenz 2.

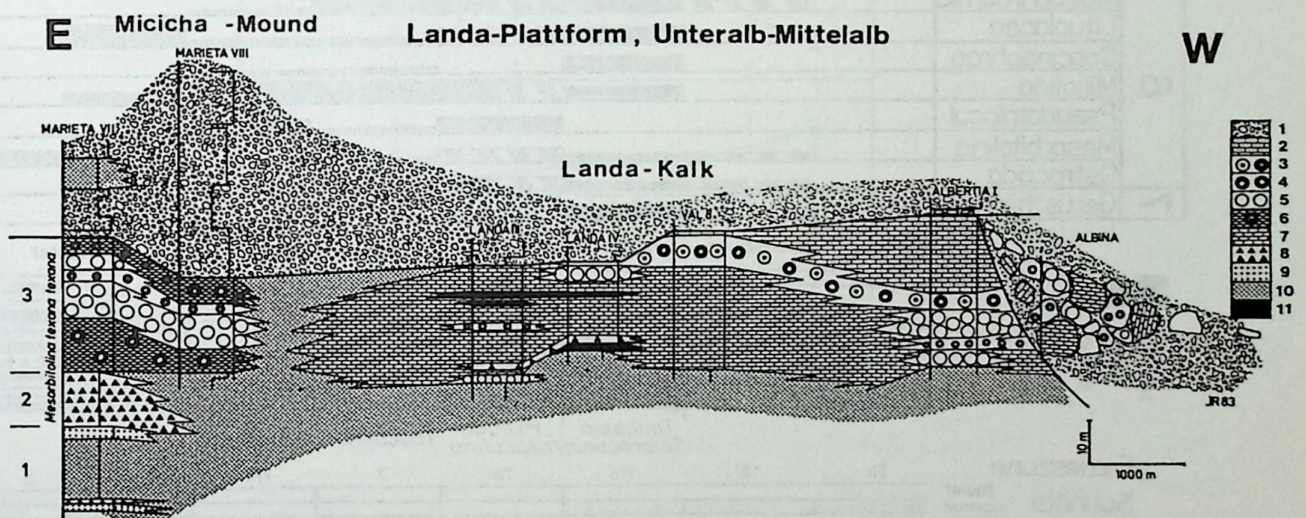


Abb. 23 1 - Mittelalb-Delta, Megasequenz 2, 2 - Packstone-Fazies, (Fazieszone 12), 3 - *Toucasia/Scleractinia*-Biofazies, (Fazieszone 11b), 4 - *Toucasia*-Biofazies, (Fazieszone 7), 5 - *Monopleura*-Biofazies, (Fazieszone 6/7), 6 - Floatstone-Fazies mit Rudisten-Schill, (Fazieszone 6a/7), 7 - Turbiditische Packstone/Floatstone-Fazies, (Fazieszone 7a), 8 - Silikoklastische-karbonatische Mischfazies, (Fazieszone 3a/9), 9 - Silikoklastische Sequenz, (Fazieszone 2), 10 - Intertidale und deltalische Sandsteine und Silte, (Fazieszone 2/3b), 11 - Tempestit-Lagen (Korrelations-Bänke), (Fazieszone 6a)

Land-Plattform, Unter-Mittelalb

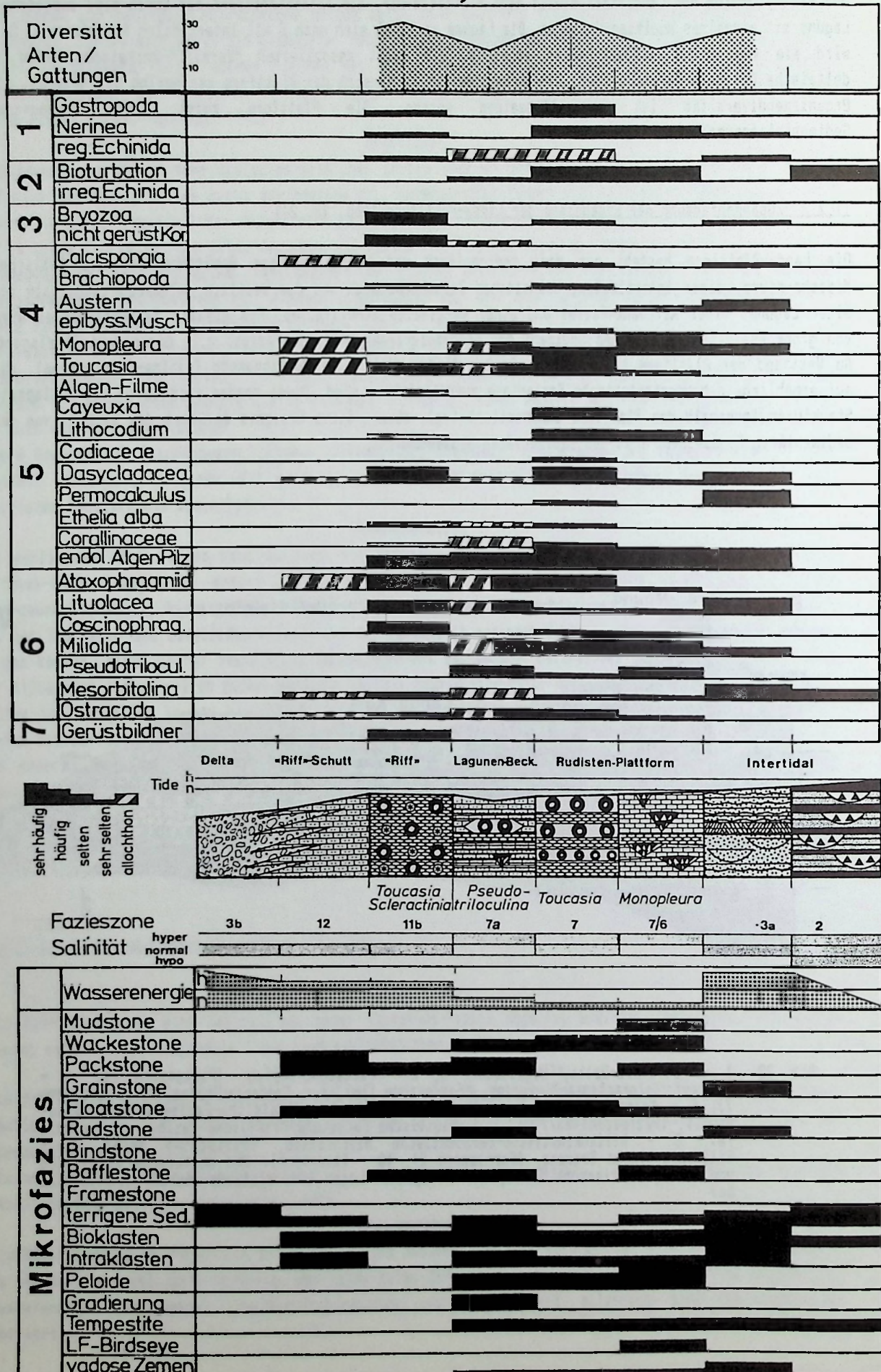


Abb.24a

Landa-Plattform, Unter-Mittelalb

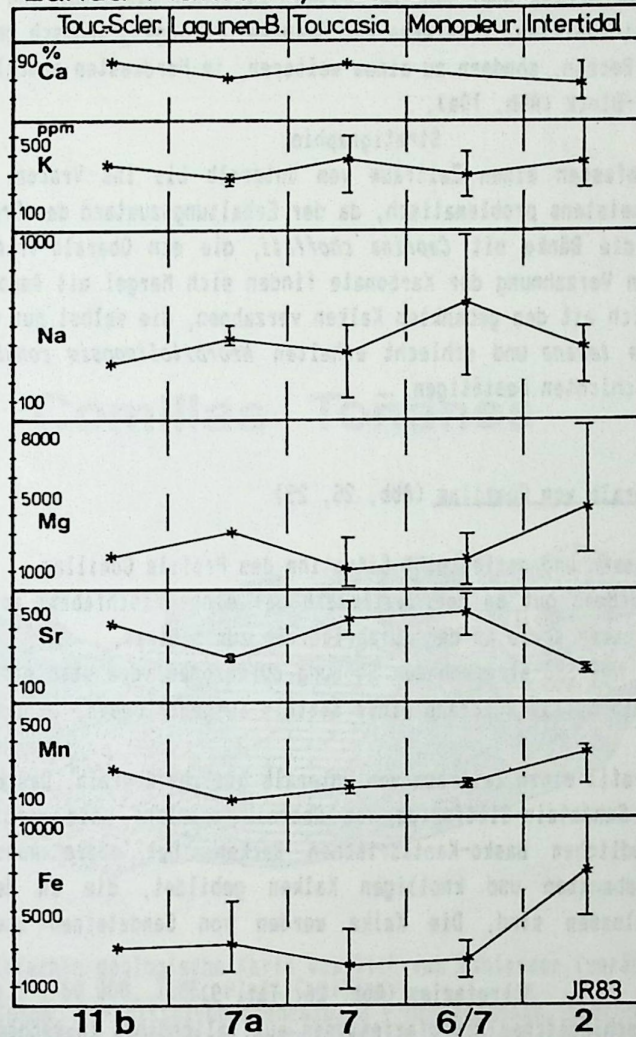


Abb. 24b Geochemische Daten der Landa-Plattform, Unter-Mittelalb. Die erhöhten Na-Gehalte in Fazieszone 7a und 6/7 unterstützen die durch mikro- und biofazielle Daten ermittelte Hypersalinität. Die erhöhten Sr-Gehalte in Fazieszone 11b, 7, 6/7 können auf die Scleractinier und die z.T. häufigen aragonitischen Chlorophyceen zurückgeführt werden. Der Anstieg der Mn- und Fe-Gehalte in Fazieszone 2 ist typisch für diese Zone (Diskussion Kap. 14).

11.3. Offennarine Küstenplattformen des Alb des Santander-Blocks (Ost-Asturien)

Vorkommen und paläogeographische Situation (Abb. 25)

Neben den typischen Stillwasser-Rudistenmounds, die in intertidale und deltalische Sedimente eingeschaltet sind, finden sich auch überwiegend hochenergetische, küstennahe Plattform-Karbonate mit geringmächtigen Mound-artigen Randfazies. Diese werden aber nur im Westen, zwischen Santander und Comillas, beobachtet. Untersucht wurden Vorkommen bei Comillas, Trasierea und Suances. Paläogeographisch gehören diese Vorkommen nicht zum Basko-Kantabrischen Becken, sondern zu einem weiteren, im Nordwesten anschließenden Oblique Slip Fault-Becken auf dem Santander-Block (Abb. 10a).

Stratigraphie

Die untersuchten Karbonate umfassen einen Zeitraum vom Unteralb bis ins Vracon. Die stratigraphische Einstufung der Karbonate ist meistens problematisch, da der Erhaltungszustand der Organismen schlecht ist. Sicher einzustufen sind nur die Bänke mit *Caprina hoffati*, die ein Oberalb-Vracon-Alter angeben. In Liegenden und in der lateralen Verzahnung der Karbonate finden sich Mergel mit Ammoniten der *Cnewiceras*-Gruppe (FEUILLEE 1967), die sich mit den gebankten Kalken verzahnen, die selbst nur schwer datierbar sind. In ihnen werden *Mesorbitolina texana* und schlecht erhalten *Neorbitolinopsis conulus* gefunden, die das Oberalb-Alter der *Cnewiceras*-Schichten bestätigen.

11.3.1. Karbonatfazies des Oberalb von Comillas (Abb. 26, 29)

Vorkommen und geologische Situation des Profils Comillas

Das Alb von Comillas ist besonders gut an der Steilküste bei einer Fischfabrik nordwestlich des großen päpstlichen Seminars aufgeschlossen sowie an der Zufahrtstraße zum Seminar.

Das Alb wird von einer großen NNW/SSE-streichenden Störung durchzogen, die sich nach Süden in den Diapir von Comillas verlängert. Das Alb ist am Nordrand eines Sattels aufgeschlossen, in dessen Kern sich Wealden und Urgon-Sedimente befinden.

Stratigraphisch umfasst das Profil einen Zeitraum vom Unteralb bis ins Oberalb. Das karbonatische Unterhalb wird durch eine deltaartige Sandstein-Siltfazies vom Oberalb getrennt, die vergleichbar ist mit den Mittelalb-Sandsteinen des südlichen Basko-Kantabrischen Becken. Der obere Abschnitt (Oberalb) des Comillas-Profiles wird von gebankten und knolligen Kalken gebildet, die an der Zufahrtstraße zum päpstlichen Seminar aufgeschlossen sind. Die Kalke werden von Sandsteinen und Silten unter- und überlagert.

Mikrofazies (Abb. 26; Taf. 9)

Es treten eine Vielzahl unterschiedlicher Mikrofaziestypen auf, allerdings in wechselnder Häufigkeit. Sie finden sich in hochenergetischen Grainstone- und Rudstone-Lagen zusammen mit Debris Flow-artigen Aufarbeitungszonen, die Mächtigkeiten bis zu 3 m erreichen können. Die Matrix der Aufarbeitungslagen ist tonig; die Komponenten können Kopfgröße erreichen.

Die Grainstone- und Rudstone-Lagen sind reich an Intraklasten, Rindenkörnern und Bioklasten. Glaukonit ist häufig. Doide treten lagenweise gehäuft auf. Meteorische Zemente werden in seltenen Fällen beobachtet. Neben den hochenergetischen Mikrofaziestypen finden sich noch niederenergetische Mikrofaziestypen wie Wackestones, Floatstones und Mudstones. Glaukonit kann in Bioklasten auftreten. Quarzsand ist selten. Die Matrix ist mikrosparitisch. Diese Mikrofaziestypen finden sich sowohl als Komponenten in den Aufarbeitungslagen als auch in den autochthonen Lagen des Profils.

Biofazies

a. Grainstone-Fazies (Fazieszone 9)

Die Fauna und Flora ist weitgehend allochthon. Es dominieren primitive Lituolaceen (*Reophax* sp.), Bryozoen, Echiniden und Codiaceen (*Boueina* sp., *Arabicodium* sp.), Dasycladaceen und *Archaeolithothamnium* sp.. Ostrakoden und Ataxophragmiiden sind selten. Als eventuell autochthones Faunenelement finden sich *Trocholina* sp. und *Hensonia lenticularis*. Es fehlen Scleractinier und Spongien; Rudistenreste sind selten.

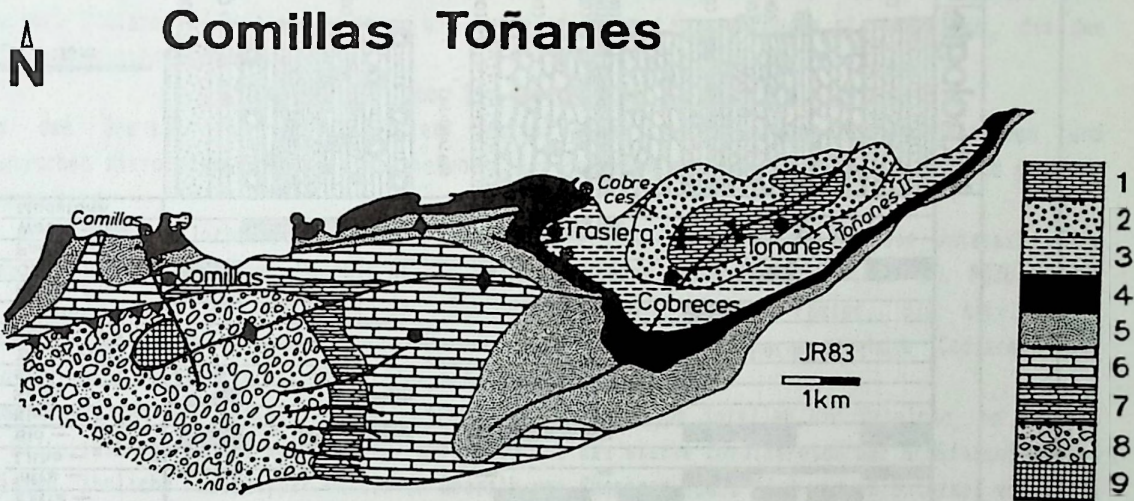


Abb. 25 Vereinfachte geologische Karte westlich von Santander (verändert nach der Geologischen Karte 1 ; 50 000, IGME, Blatt Comillas)
 1 - Turon, 2 - Mittel-Obercenoman, 3 - Untercenoman, Vracon, 4 - Oberalb, 5 - Mittel-Unteralb, 6 - Oberapt, 7 - Unterapt, 8 - Wealden, 9 - Triás-Diapir, Kursiv = Namen bearbeiteter Profile und bearbeiteter Aufschlußpunkte

b. Wackestone-Mudstone-Fazies (Fazieszone 7a) (Taf. 9, Fig. 6, 7, 8, 9)

Innerhalb der niederenergetischen Mikrofazies lassen sich drei Biofazies-Typen mit charakteristischen Organismen-Gemeinschaften unterscheiden.

1. Diese Fazies findet sich relativ häufig in den Aufarbeitungslagen (COM 4/82) und wird auch in einer autochthonen Schicht gefunden (COM 9/82). Es handelt sich um Wackestone- und Mudstone-Sedimente mit reichlich Peloiden. Von den seltenen Bioklasten sind Ostrakoden und gelegentlich Calcisphären, die wahrscheinlich Dogonien von Grünalgen darstellen, häufig. Untergeordnet finden sich Milioliden, Lituolaceen, *Glonospirella* sp. und kleine Ataxophragmiiden. In Probe Com 4/82 sind monaxone Spiculae häufig. Die Fazies ist bioturbat (Taf. 9, Fig. 8).

2. Die mikrofazielle Ausbildung gleich der Biofazies 1. In dieser Fazies dominieren Lituolaceen, Echinodermenreste und Bryozoen. Großforaminiferen (*Mesorbitolina texana*, *Dictyoconus* sp.), Milioliden (*Quinqueloculina* sp.) und Ataxophragmiiden (*Arenobulimina* sp., *Dorothia* sp.) sind selten. Austern finden sich als makroskopisches Faunenelement häufig, ebenso Brachiopoden und Serpeln. Dasycladaceen (*Acicularia* sp.) werden in einigen Proben reichlich beobachtet. Endolithische Bohrer sind selten. Hermatypische Korallen fehlen gänzlich.

3. Diese Mikrofazies umfasst Wackestones und Floatstones. Die Mikrofauna entspricht der Biofazies 2, ebenso die Makrofauna; zusätzlich finden sich noch epibyssate Muscheln. Fazies-bestimmend sind Kalkalgen mit Codiaceen (*Boueina pygmaea*) und Gymnocodiaceen (*Pernocalculus* cf. *budaense*), die das gesamte Organismenbild bestimmen.

Interpretation (Abb. 29; Taf. 9, Fig. 6, 7, 9)

Die Fazies des Oberalb ist charakterisiert durch einen Wechsel von hochenergetischen und niederenergetischen Mikrofaziestypen. Die Grainstone-Lagen bestehen zum größten Teil aus "coated grains", die z. T. Ooide sind.

Die Fazies stellt einen flachmarinen inneren Plattformbereich dar, ähnlich dem des Unteralb. Eine ähnliche Fazies wird auch in den Oberalb-Kalken bei Trasierea beobachtet. RAMIREZ DEL POZO (1972) beschreibt nahe Trasierea bei La Vega und Bielba exakt die gleiche Fazies. Die mikritischen Mikrofaziestypen stellen z.T. Stillwasser-Tümpel dar, in denen sich ausgedehnte Codiaceen und *Pernocalculus*-Wiesen, besiedelt mit Milioliden und Ostrakoden, befanden.

Die Organismendiversität ist relativ gering, ebenso fehlen hermatypische Korallen und Rotalgen, so daß mit wechselnden Salinitäten gerechnet werden kann. Auffällig ist das starke Zurücktreten der Großforaminiferen und der Rudisten. Ähnliche Faziestypen werden im Oberalb von Güemes (Cabo Ajo) und im Unteralt von Landa in der Verzahnung mit intertidalen Fazies beobachtet. Die relativ häufigen Austern und der z.T. erhebliche silikoklastische Anteil lassen auf einen Küstenbereich schließen. In den Mikrit-Fazies fehlen jedoch Hinweise auf intertidale Bedingungen. Hoch- und niederenergetische Fazies werden aperiodisch von relativ mächtigen Debris Flow-artigen Schutthorizonten überdeckt. Die Komponenten setzen sich aus allen beobachteten Faziestypen zusammen sowie aus nicht anstehenden Faziesbereichen. Die Natur dieser Schuttlagen ist unklar. Es ist anzunehmen, daß es sich entweder um proximale Tempestit-Ablagerungen oder eher um Tsunami-Ablagerungen handelt (COLEMAN & WRIGHT 1964). FEUILLEE (1967) beschreibt noch ein geringmächtiges Vorkommen von Capriniden- und Radioliten-Kalken am Top des Comillas-Alb, die wahrscheinlich die eigentliche Plattform-Randfazies darstellen (Profil Suances).

Die gesamten hier beschriebenen Biofazies unterscheiden sich von den übrigen des Alb durch ein Zurücktreten der monopleuriden und requieniden Rudisten, dem fast gänzlichen Fehlen coralliner Algen und den häufigen Vorkommen einer *Pernocalculus/Boueina*-Gemeinschaft.

11.3.2. Profil Suances (Abb. 27)

Vorkommen und Stratigraphie

Neben der flachmarinen hochenergetischen Ooid-Plattform und den assoziierten lagunären *Pernocalculus/Boueina*-Tümpeln tritt am Top der Oberalb-Profile gelegentlich eine Floatstone-Fazies mit capriniden Rudisten und Scleractinieren auf.

Aufgeschlossen ist diese Fazies in der Regel an der Küste zwischen Comillas und Santander. Die Mächtigkeiten dieser Fazies schwankt zwischen 3 und 20 m. Es handelt sich um linsenförmige Körper.

Suances

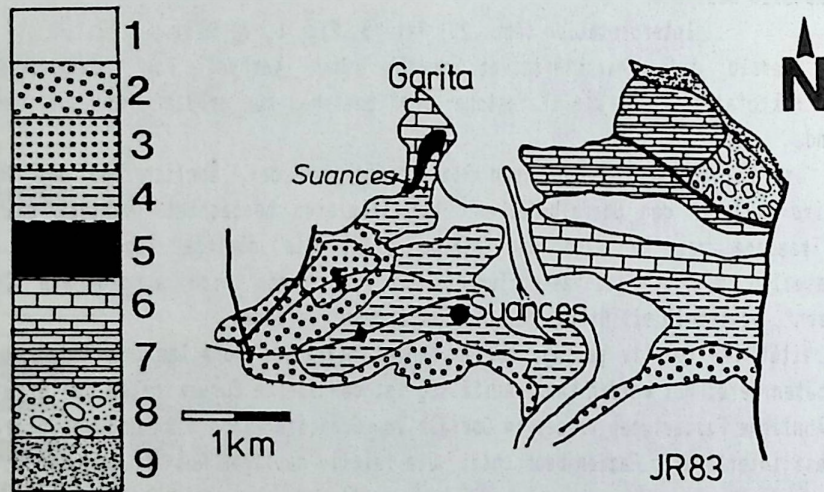


Abb. 27 Vereinfachte geologische Karte von Suances (verändert nach der Geologischen Karte 1 : 50 000, 16ME, Blatt Torrelavega)
 1 - Quartär, 2 - Untercenoman, 3 - Cenoman, silikoklastisch, 4 - Alb, 5 - Vracon, *Caprina*-Biofazies, 6 - Oberapt, Urgon-Fazies, 7 - Unterapt, Urgon-Fazies, 8 - Wealden-Kalke, 9 - Jura, Kursiv = bearbeitete Profile

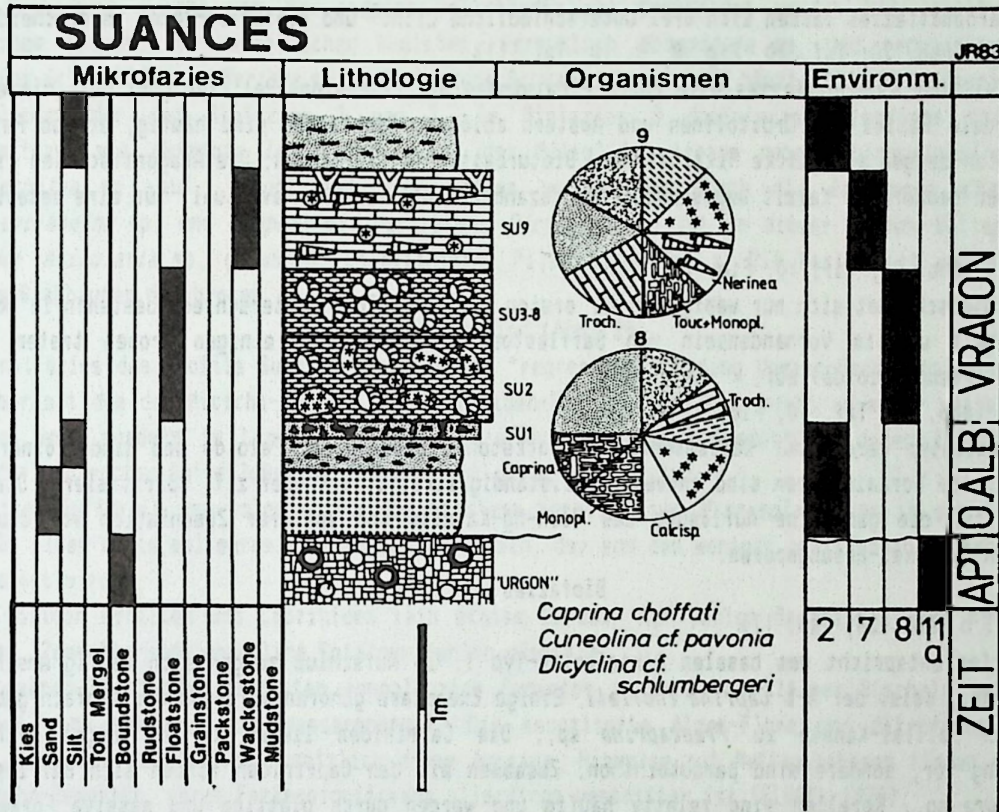


Abb. 28

Das Auftreten von *Caprina choffati* indiziert ein Oberalb/Vracon-Alter. Die Fazies wurde erstmals von FEUILLEE (1967, 1971) beschrieben. Genauer bearbeitet wurde das Profil Suances am Kap Garita. Die *Caprina*-Fazies liegt hier auf bis zu 1 m mächtigen intertidalen Sandsteinen, die unmittelbar diskordant auf dem Urgo-Apt liegen (Abb. 28).

Mikrofazies (Abb. 28)

Innerhalb der Karbonatfazies lassen sich drei unterschiedliche Litho- und Biofazies-Zonen unterscheiden.

1. Fazieszone 11b (Abb. 28; Taf. 10, Fig. 8, 9, 10; Taf. 11)

Der untere Teil der Karbonatfazies wird durch Floatstones mit Framestone-Relikten gebildet, die erosiv eine intertidale Fazies mit Orbitolinen und Austern ablösen. Bioklasten sind häufig, ebenso Peloloide. Die Komponenten zeigen z.T. dicke Mikritrinden. Bioturbation ist vorhanden. Die Aragonitschalen sind in einen drusigen neomorphen Kalzit umgewandelt. Hundezahn-Zemente sprechen eventuell für eine meteorische Frühdiagenese.

2. Fazieszone 10 (Abb. 28; Taf. 10, Fig. 7, 8)

Dieser Typ unterscheidet sich nur wenig von der ersten Biofazies-Zone. Unterschiede bestehen im höheren Quarzsand-Gehalt und im Vorhandensein von Bafflestone-Strukturen. In einigen Proben treten Mini-Intraklasten (Pseudopeloide) auf.

3. Fazieszone 7 (Abb. 28; Taf. 10, Fig. 7, 8)

In diesem Faziestyp werden nur Wackestones und Packstones beobachtet. Peloloide und Rindenkörner sind häufig. Miliolide Foraminiferen sind entweder vollständig mikritisiert oder z.T. sparitisiert. Dies ist ein Hinweis für die gänzliche Auflösung des Hoch-Mg-Kalzits und späterer Zementation von drusigem Kalzit in den Partikel-Lösungsporen.

Biofazies

1. Fazieszone 11 b (Abb. 28; Taf. 11)

Diese Biofazies entspricht den basalen Mikrofazies-Typ 1. Im Aufschluß zeigen sich häufig Anschnitte von *Caprina* sp., meist der Art *Caprina choffati*. Einige Exemplare gehören aufgrund der einfach gebauten unverzweigten Pallial-Kanäle zu *Praecaprina* sp.. Die Capriniden liegen in der Regel nicht in Lebendstellung vor, sondern sind parautochthon. Zusammen mit den Capriniden finden sich Bafflestones mit *Monopleura* sp.. Korallen sind relativ häufig und werden durch plattige und massive Formen wie *Microsolena* sp. und *Stylina* sp. sowie durch wenige, nicht näher bestimmbare, dendroide Formen vertreten. Relativ häufig sind Stromatoporen der Arten *Actinostromaria cantabrica* und *A. tenuis*, Formen, die von SCHNORF-STEINER (1957) aus diesen Vorkommen erstmals beschrieben wurden. Andere Kalkschwämme, meist Pharetroniden-Reste, werden beobachtet. Bryozoen, Gastropoden und nicht-pachydonte Muscheln sind selten. Bemerkenswert ist das Fehlen von corallinen Rotalgen, die in keinem der untersuchten Schiffe nachgewiesen wurden. Das gleiche Phänomen wird auch von FEUILLEE (1967) beschrieben, der von einer Dominanz der Grünalgen über die Rotalgen spricht. Relativ häufig sind meist unbestimmbare Dasycladaceen-Reste; einige konnten als *Heteroporella* sp., *Dissocladella* sp. und *Acicularia* sp. bestimmt werden. Häufig ist *Lithocodium aggregatum* und *Ethalia alba*, die vor allem auf den *Monopleura*-Schalen siedeln. Sicher bestimmbare Codiaceen sind selten und mit *Arabicodium* sp. und *Boueina pygmaea* vertreten.

Neben den sicheren Kalkalgen finden sich Onkoid-artige Strukturen, die einen Teil der Rindenkörner ausmachen. Ein Teil der schlecht sortierten großen Peloloide (0,01 - 0,03 mm) können als Algen-Peloloide ("Mikroonkoide") im Sinne FLÜGELS (1978) und FRIEDMANN et al. (1973) angesehen werden (vgl. Kap. Micrha-Mound). Ein Teil der Mikrobohrungen zeigt das typische Netz von endolithischen Algen. Die Mikrofauna unterscheidet sich grundsätzlich von anderen Oberalb-Vorkommen mit Capriniden.

Miliolide, wie *Quinqueloculina* sp. sind häufig, zusammen mit Ataxophragmiiden wie *Cuneolina* cf. *pavonia*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Dorothia* sp. und *Arenobulimina* sp.; *Textularia* sp. und Lituolaceen wie *Coscinophragma* sp.; *Everticyclammina* sp. und *Reophax* sp. sind selten.

Unbestimmbare Orbitolinen werden in wenigen Exemplaren gefunden. Es handelt sich hier vermutlich um eine allochthone Fauna, da sie große angulare Quarzkörner agglutiniert haben, was für die *Caprina*-Fazies untypisch ist. Relativ häufig sind involutinide Foraminiferen wie *Hensonia lenticularis* und *Trocholina* sp., die aufgrund ihrer vermutlich aragonitischen Schale sehr schlecht erhalten sind. Ostrakoden sind selten.

2. Fazieszone 10 (Abb. 28; Taf. 10, 11)

Diese Fazies unterscheidet sich von der Biofazies 1 nur durch das Fehlen von massiven Korallenstöcken und dem häufigen Auftreten von *Monopleura*-Büscheln. Die Capriniden sind häufiger. Die Mikrofauna und Algenflora gleicht der Biofazies 1.

3. Fazieszone 7 (Abb. 28; Taf. 10)

Diese Fazieszone weicht von den anderen vollständig ab. Capriniden werden hier nicht beobachtet, allerdings Schalen von kalzitischen Rudisten, vermutlich *Monopleura* sp. und requieniden Rudisten. Dendroide Scleractinier, *Nerinea* sp. und monaxone Schwammspicula sind häufig. Die Mikrofauna gleicht im wesentlichen der der Biofazies 1 und 2. In Biofazies 3 dominieren allerdings involutierende Foraminiferen wie *Hensonia lenticularis*. Bei den Milioliden treten neben *Quinqueloculina* sp. noch *Spiroloculina* sp. auf. Lituolaceen sind selten und werden durch die Gattungen *Charentia* sp., *Pseudocyclanina* sp. und *Reophax* sp. vertreten. *Dicyclina* sp. ist in dieser Fazies selten. An Algen wird nur *Acicularia* sp. gefunden. Endolithische Pilze sind häufig. Die Fazies ist von *Callianassa*-artigen Grabbauten durchzogen.

Interpretation (Abb. 29)

Die Karbonatfazies des Profils Suances stellt einen "regressiven" Fining Upward-Sedimentationszyklus dar, vergleichbar mit dem des Micicha-Mounds. Die Capriniden-Fazies liegt hier nicht in einer weitaushaltenden Bank-Fazies vor, sondern in Linsen von Zehner bis Hundert Metern Ausdehnung, deren laterale Grenzen aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht genau faßbar sind.

Die relative Häufigkeit von koloniebildenden massiven Korallen des *Microsolena*-Typs in der 1. Biofazies spricht für einen etwas wellenresistenten Faziesbereich, der von den weniger resistenten Faziesbereichen 1 und 2 abgelöst wird.

Im Ganzen bilden Korallen und Capriniden kein echtes Gerüst. Nur wenige Organismen sind mit Kalkalgen inkrustiert. Zementierende coralline Rotalgen fehlen gänzlich.

In dem primären Weichboden siedelten monopleuride Rudisten in Form von kleinen Büscheln, ein weiterer Hinweis auf eine herabgesetzte Wasserenergie. Die assoziierte Algen-Flora und Mikrofauna mit ihrem lagunären Charakter unterstützt zusätzlich diese Aussage. Hinweise auf Auftauchphasen finden sich nur in den Hundezahn-Zementen, deren Fazies signifikanz allerdings umstritten ist (FLÜGEL 1978).

Die Häufigkeit der Milioliden kann als Hinweis für eine schwache Hypersalinität angesehen werden.

Vermutlich handelt es sich wiederum um eine Schlanmhügel-Fazies ähnlich der des Micicha-Mounds. Da es sich primär um einen Schlanmhügel gehandelt hat, wird vor allem durch die häufige Bioturbation und die mikritischen Sediment steckenden *Monopleura*-Büschel dokumentiert. Die Capriniden bilden keine sedimentfangende Bafflestone-Struktur, sondern haben nur eine sedimentstabilisierende Funktion, vermutlich zusammen mit nichtverkalkten Algen.

Eine nahezu gleiche Abfolge beschreibt WILSON (1975) über Capriniden-Mounds von Gatesville/Texas. Auf den Basisschichten mit dendroiden Korallen (*Cladophyllia* sp.) folgt die *Caprina*-Fazies, die von einer *Nerinea*-Fazies abgelöst wird.

Gute Übereinstimmungen zeigen sich auch mit den "back-reef Caprinid-Mounds" des Glen Rose-Riffs von Texas. Die von PERKINS (1974) beobachtete Mikrofazies beschränkt sich auf Wackestones und Packstones. Coralline Algen werden nur sehr selten beobachtet. Die Capriniden werden nie in Lebendstellung gefunden und besitzen nur eine sedimentstabilisierende Funktion. PERKINS (1974) beobachtete diese kleindimensionierte Fazies hinter einer Riffbarriere in einer etwas tieferen wellengeschützten subtidalen Lagune. Flora und Fauna der Mounds besitzen im Verhältnis zur Barriere eine veringerte Diversität.

Seewärts verzahnen sich die Mounds mit den flachmarinen prodeltaischen *Cnemidoceras*-Schichten, landwärts verzahnen sie sich vermutlich mit den hochenergetischen Ooid-Plattformen.

Die *Caprina*-Mounds müssen in einem weitgehend wellengeschützten, flachsubtidalen, normalmarinen bis schwach hypersalinen Environment am Beckenrand angesiedelt werden, das episodisch von hochenergetischen Ereignissen beeinflusst wurde. Der gelegentliche silikoklastische Einfluß und die grobe Sandkörner agglutinierenden Orbitolinen weisen auf gelegentliche Einflüsse des nahen Deltas hin.

11.3.3. Zusammenfassung (Abb. 29)

Die *Caprina*-Mound-Fazies ergibt zusammen mit den hochenergetischen Doid-Plattformen und der assoziierten Lagunen-Fazies mit einer *Permalculus/Boueina*-Gemeinschaft eine stark zergliederte Küstenplattform, die seewärts von deltaischen und prodeltaischen Sedimenten abgelöst wird (*Cnemidoceras*-Schichten).

Die Mikrofauna der *Caprina*-Mounds weicht mit einer *Dicyclina*-Gemeinschaft und einer reinen Chlorophyteen-Flora erheblich von den übrigen Oberalb-*Caprina*-Biofazies, z.B. der der Albeniz-Eguino-Plattform und der von Caniego, ab.

Comillas-Suances-Plattform Oberalb

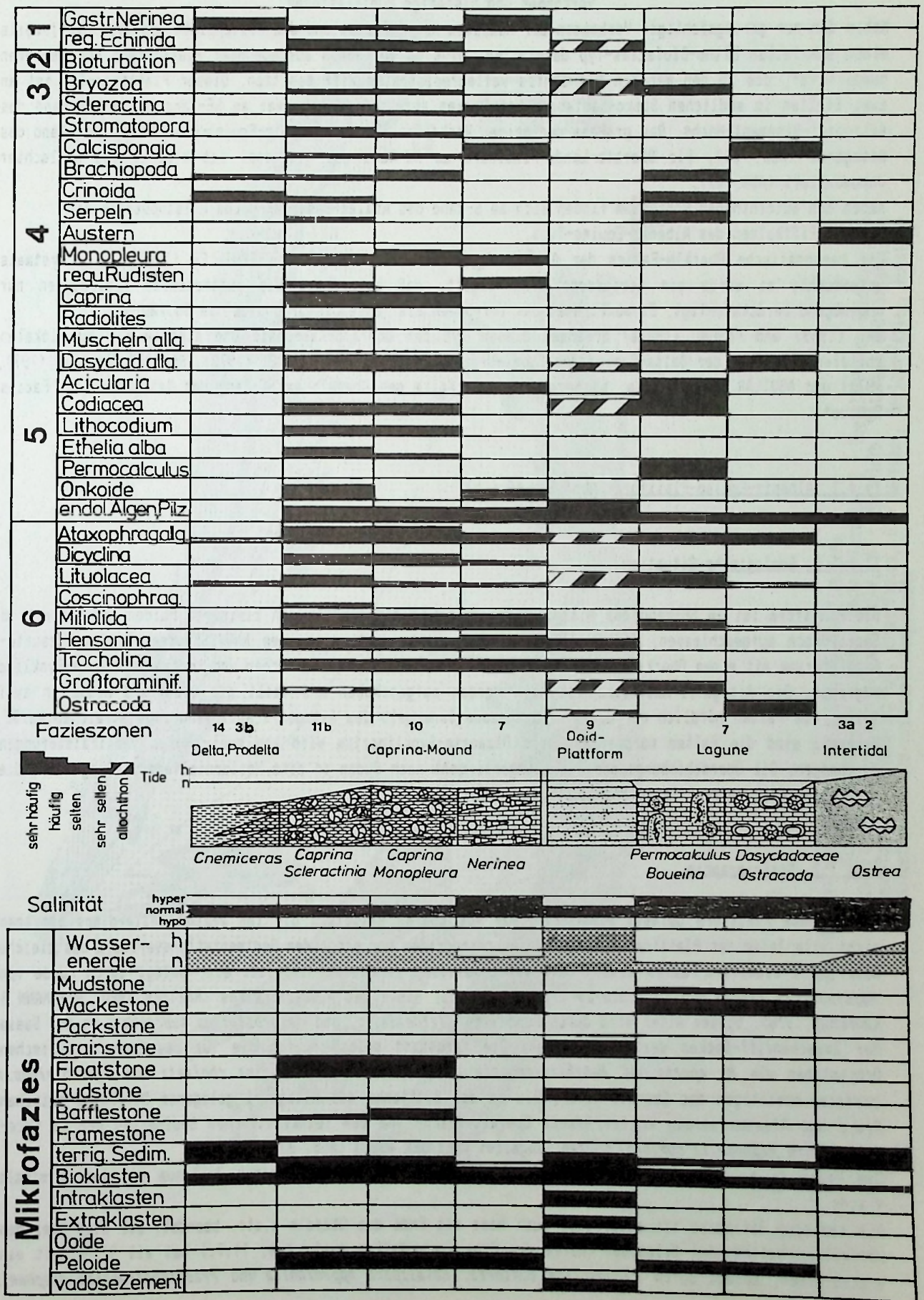


Abb. 29

11.4. Basement-Hoch-Inselplattformen

Vorkommen und bisherige Publikationen

Neben den nur geringmächtigen Vorkommen der Rudisten-Mound-Fazies und den Küstenplattform-Typ, die jeweils einen speziellen Litho-Biofazies-Typ darstellen, gibt es Vorkommen ausgedehnter Plattformen von mehreren hundert km², die an den Rändern ein echtes wellenresistentes Riff besitzen. Dieser Plattform-Typ ist an zwei Stellen im südlichen Basko-Kantabrischen Becken anzutreffen und zwar am SE-Rand und am NW-Rand des Aitzgorri-Basement-Hochs. Das größere der beiden Vorkommen ist die Albéniz-Eguino-Plattform am SE-Rand des Aitzgorri (Abb. 30). Die Oberalb-Landa-Plattform am NW-Rand des Aitzgorri ist kleiner und schlechter dokumentiert (Abb. 47).

Neben den autochthonen Vorkommen finden sich am S-Rand des Aralar-Basement-Hochs Diisthostrone mit Oberalb-Riffkalken des Albéniz-Eguino-Typs.

Die karbonatische Oberalb-Fazies der Albéniz-Eguino-Plattform wurde von FEUILLEE (1967, 1971) erstmals untersucht; es wurde ein Faziesmodell entwickelt, daß allerdings die auftretenden Faziestypen nur ungenügend berücksichtigt. Er bezeichnet das Vorkommen als "ensemble urgonoide" im Supraurgon.

RAT (1959) und PASCAL (1982a) erwähnen diesen Typ der Oberalb-Karbonate und siedeln sie auf lokalen Untiefen innerhalb der Delta-Fazies des Supra-Urgons an. RODRIGO & ALVAREZ (1972), RAMÍREZ DEL POZO (1971, 1972) und AGUILAR TOMAS (1971a, b) bezeichnen die Kalke des Oberalb an SE-Rand des Aitzgorri als "Facies Eguino".

11.4.1. Albéniz-Eguino-Plattform (Abb. 30, 46 a,b)

11.4.1.1. Geologische Situation

Die Plattform ist am SE-Rand der Aitzgorri-Antikline an den Flanken von kleineren Mulden und Sätteln im Supra-Urgon aufgeschlossen. Die Plattform wird heute im Norden von dem NNW/SSE-streichenden Otzaurte-Synklinorium mit einem Oberkreide-Kern und im Süden von der oberkretazischen und tertiären Urbasa-Syncline begrenzt. Die Aitzgorri-Antikline ist nach Norden aufgeschoben und teilt die Plattform heute in zwei Teile. Die Falten nördlich der Überschiebungszone innerhalb des Aitzgorri-Antiklinoriums streichen NW/SE. Generell sind die Falten nordvergent. Das Otzaurte-Synklinorium wird von zwei großen Vertikalstörungen durchzogen. Die Überschiebungsbahn des Aitzgorri geht nach Süden in eine Horizontalverschiebung über, die den Eguino-Kalk in zwei Teile trennt (REITNER 1980, 1982).

11.4.1.2. Stratigraphie

Die gesamte Plattform umfasst einen Zeitraum von oberem Mittelalb bis ins Vracon. Allerdings besitzen nicht alle Teile der Plattform aufgrund ihres retrograden und prograden Sedimentationsverlaufs das gleiche Alter. Die Plattform-Fazies setzt, soweit nachweisbar, im oberen Mittelalb ein, belegt durch Funde von *Mojsisovicia remota* und *Dipoloceras cristatum* an der Basis des Alsasua-Kalkes (REITNER 1980, WIEDMANN & KAUFFMAN 1978). Dieses Alter wird durch Funde von *Ticinella* sp. und *Mesorbitolina subconca* an der Basis der Zwischenriff-Becken weiter bestätigt. Die Karbonate selbst führen die für das Oberalb typischen Orbitolinen wie *M. aperta* und *Neorbitolinopsis conulus*. Funde von *Caprina choffati* und *Agardhielopsis cretacea* bestätigen das Oberalb-Alter. Die an der Südflanke des Aitzgorri gelegenen Riffkalke zwischen Araya und Alsasua werden an der Grenze Oberalb/Vracon von den feinklastischen Sedimenten der La Lece-Fazies, die *Planomalia buxtorfi* führen, abgelöst (REITNER 1982) (Abb. 32).

Die Kalke im Norden, innerhalb des Otzaurte-Synklinoriums, umfassen einen Zeitraum bis ins terminale Vracon.

Die typische Rifffazies ist allerdings auch hier mit Ende des Oberalb s.str. beendet. Die sich über den Riffkalken befindenden Crinoiden-Fazies des Etegarate-Kalkes (vgl. Kap. 11,7.) hat mit Sicherheit ein Vracon-Alter, belegt durch *Planomalia buxtorfi*, *Rotalipora appenninica* und *Praeglobotruncana stephani*.

Aitzgorri SE, Alsasua

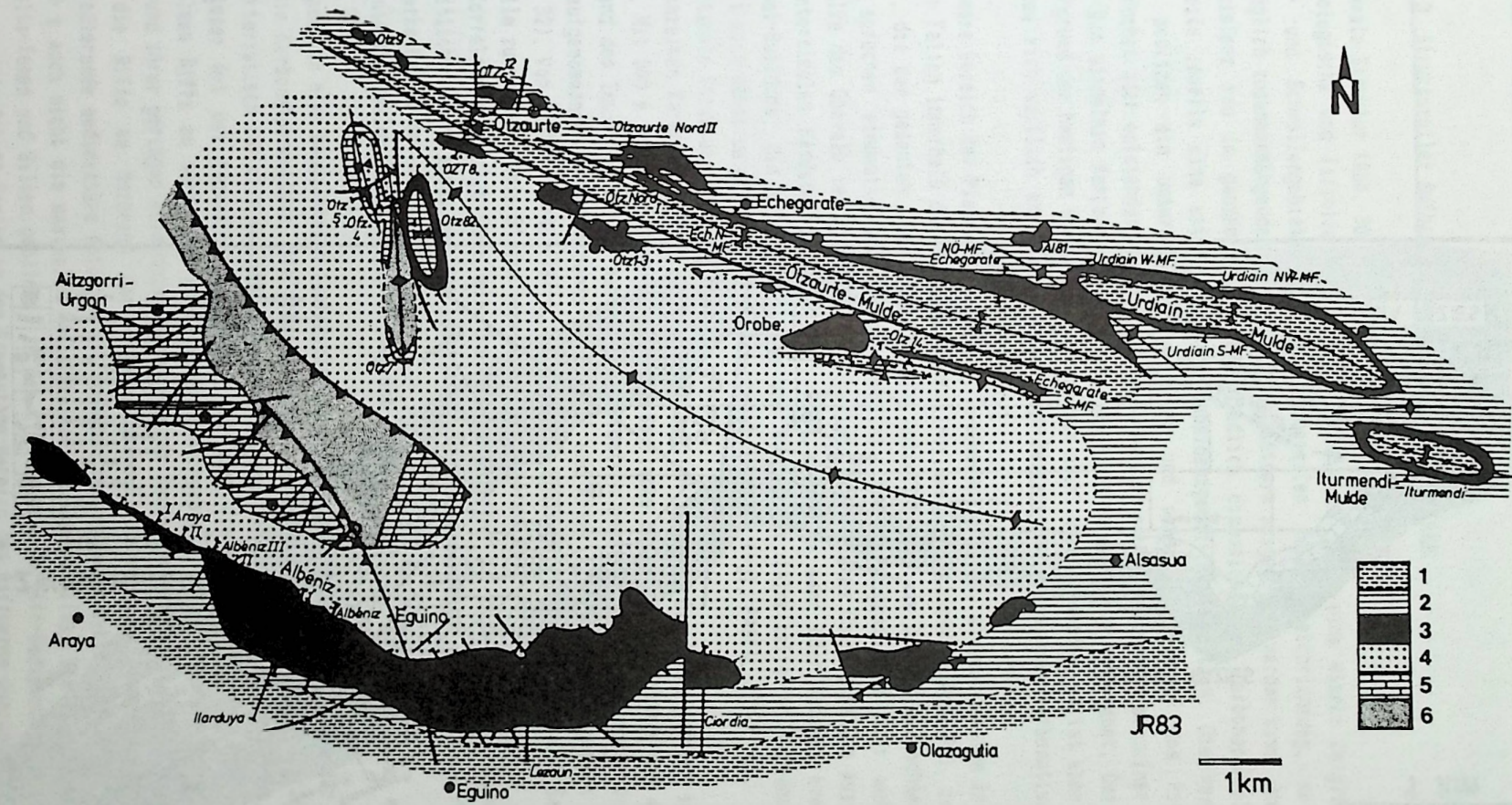


Abb. 30 Geologische Karte der Albéniz-Eguino-Plattform
 1 - Mittel-Obercenoman ("Flysch à boules"-Fazies), 2 - Oberalb/Vracon (Ciordia- La Lece-Fazies), 3 - Oberalb/Vracon-Kalke, 4 - Mittelalb. litorale und intertidale Sandsteine, 5 - Unteralb-Apt, Urgan-Fazies, 6 - Barreme?, Wealden-Fazies, Kursiv = bearbeitete Profile und Bearbeitungspunkte

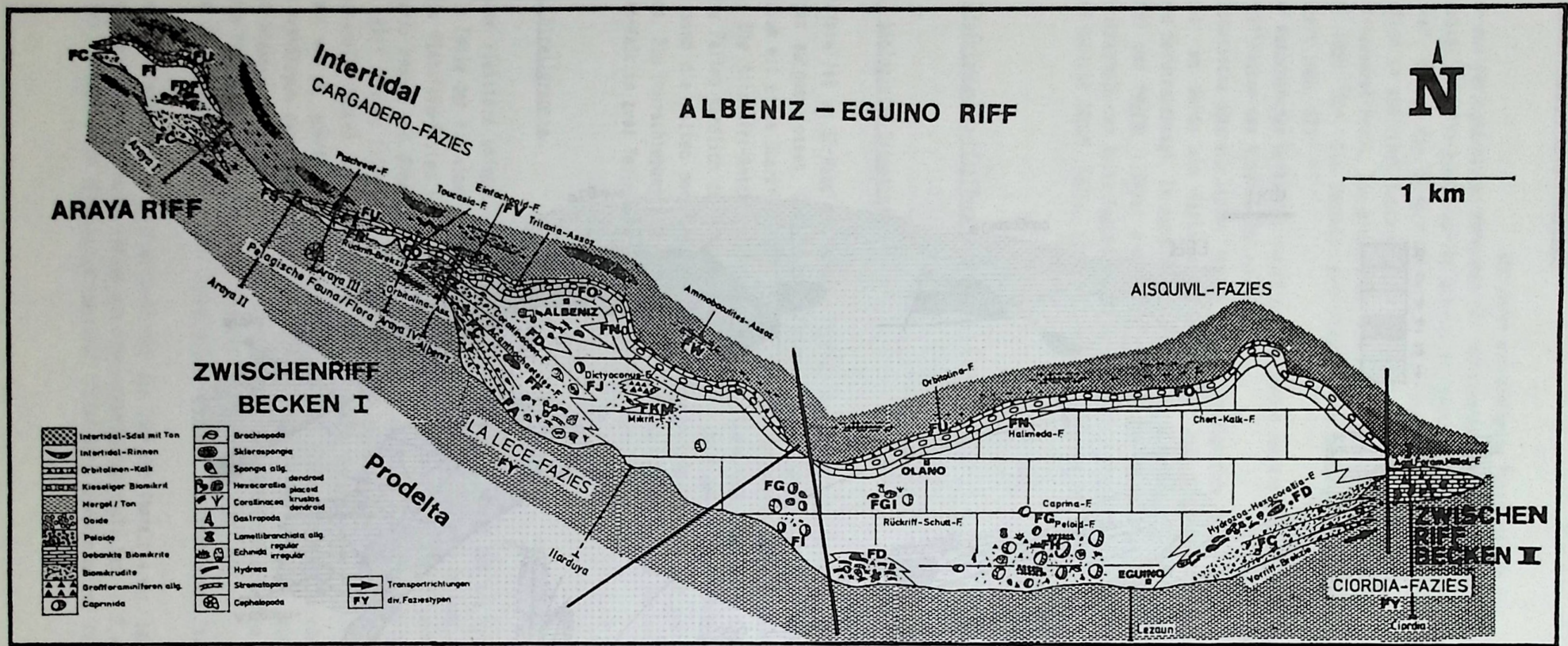


Abb. 31 Fazieskarte des SW-Teils der Albéniz-Eguino-Plattform

Cenoman-Alter, die von VAN STRAELEN (1940), RUIZ DE GADNA (1954) und VIA BOADA (1980) für die Riffkalke angenommen werden, sind falsch.

11.4.1.3. Struktureller Aufbau der Albéniz-Eguino-Plattform

1. Laterale Struktur (Abb. 30, 31, 46b)

Die geologische und fazielle Kartierung der Plattform zeigt eine starke Zergliederung in verschiedene Becken- und Schwellengebiete mit einer generellen NW/SE-Streichrichtung, so daß nicht von einer ursprünglich zusammenhängenden einheitlichen Plattform ausgegangen werden kann. Die Schwellen werden durch die Existenz von im ganzen acht unterschiedlich dimensionierten Karbonat-Buildups dokumentiert, die ihrerseits jeweils eine unterschiedliche Subsidenzgeschichte besitzen. Die verbindenden Zwischenriff-Becken besitzen ein unterschiedliches Alter und sind z.T. während des Riffwachstums grabenartig eingebrochen oder entstanden durch das unterschiedlich schnelle Absinken einzelner Riffkörper (REITNER 1980). Die einzelnen Karbonatkomplexe sind heute halbkreisförmig angeordnet. Der Westrand der Plattform ist aufgrund der heutigen tektonischen Situation nicht mehr vorhanden. Es ist aber anzunehmen, daß sich am Rand des sich westlich anschließenden Hermura-Beckens ebenfalls eine karbonatische Plattformrand-Fazies befand.

Der innere Bereich der Plattform ist schlecht dokumentiert. Nur an zwei Stellen ist das Alb an den Flanken kleiner Falten innerhalb des Aitzgorri-Antiklinoriums aufgeschlossen (Abb. 30), im Gegensatz zu MIR et al. (1971), die den gesamten inneren Bereich des Antiklinoriums als Oberalb betrachten. Die stratigraphischen Daten sprechen eindeutig gegen diese Ansicht. Die Mächtigkeit der hier aufgeschlossenen lagunären Bankkalke des Oberalb ist mit 20 - 40 m gering. Die weiteren Oberalb-Fazies aus diesem Bereich bestehen aus intertidalen Sandsteinen. Es ergibt sich also eine mehr oder weniger kreisförmige Anordnung der Karbonat-Buildups, die sich nach Süden und Norden mit feinklastischen Beckensedimenten verzahnen. Es handelt sich somit um eine Festland-ferne Inselplattform (vgl. PASCAL 1982a, b).

2. Vertikale Struktur (Abb. 32, 46a)

Die einzelnen Karbonatkomplexe sind unterschiedlich mächtig. Die Mächtigkeiten schwanken zwischen 10 und 500 m. Mit 500 m ist das Eguino-Riff an der SW-Flanke des Aitzgorri-Sattels das mächtigste Vorkommen. Der Westrand des Eguino-Riffs ist nahe Araya tektonisch ungestört aufgeschlossen. Die Fazies-Korrelation der dort aufgenommenen Profile Albeniz I, II, III und Araya I, II ergibt im ganzen sechs sedimentäre Zyklen (Abb. 32). Von AGUILAR TOMAS (1971a, b) werden im Eguino-Riff nur vier einzelne Sequenzen unterschieden, die alle zu seinem "Ciclo D" des terminalen Alb gehören.

Die Korrelation erfolgt über ein Orbitolinen-Kalkband an der Basis der Kalke, das aufgrund seiner einheitlichen Mikrofazies und dem identischen Organismen-Inventar, insbesondere der Orbitolinen, als eine Zeitmarke betrachtet wird (Abb. 32).

Der unterste Zyklus ist prograd; er beginnt mit einer Vorriff-Fazies und endet mit einer Riffkern-Fazies (Abb. 32).

Alle anderen hier beobachteten fünf Zyklen sind retrograd, d.h. die Subsidenz der Hochscholle war größer als die Karbonatproduktion. Die prograde Natur des Liegend-Zyklus und die retrograde Hangend-Zyklen sind charakteristisch für alle südlich gelegenen Buildups der Albeniz-Eguino-Plattform.

In dieser Art der Sedimentationsabfolge ist auch die Ursache für das unterschiedliche Absterben der einzelnen Riffe zu sehen, da die kleineren Hochgebiete bei konstanter hoher Absenkungsgeschwindigkeit aufgrund ihrer geringen Ausdehnung zuerst von der Beckensedimentation erfaßt werden (Abb. 32).

Für die Riffe am Nordrand der Albeniz-Eguino-Plattform gilt dies nicht. Sie zeigen überwiegend progradierende sedimentäre Abfolgen mit Ausnahme des obersten Zyklus (Abb. 33). Sie erreichen mit ca. 100 - 200 m auch nicht die maximalen Mächtigkeiten des Eguino-Riffs. Das Unterlager der Riffe wird hier von Prodelta-Tonen und Silten gebildet, in die sich distale Vorriff-Sedimente einschalten, die kontinuierlich über proximale Schutt-Fazies in den Framestone-Bereich des Riffkerns übergehen. Mehrere sedimentäre Zyklen werden innerhalb der Framestone-Fazies nicht beobachtet.

Bei allen untersuchten Riffen der nördlichen Ötzaurte-Mulde findet sich eine Vorriff-artige Brekzien-Lage am Top der Riffe. Die Riffoberfläche kann verkarstet sein (Abb. 32).

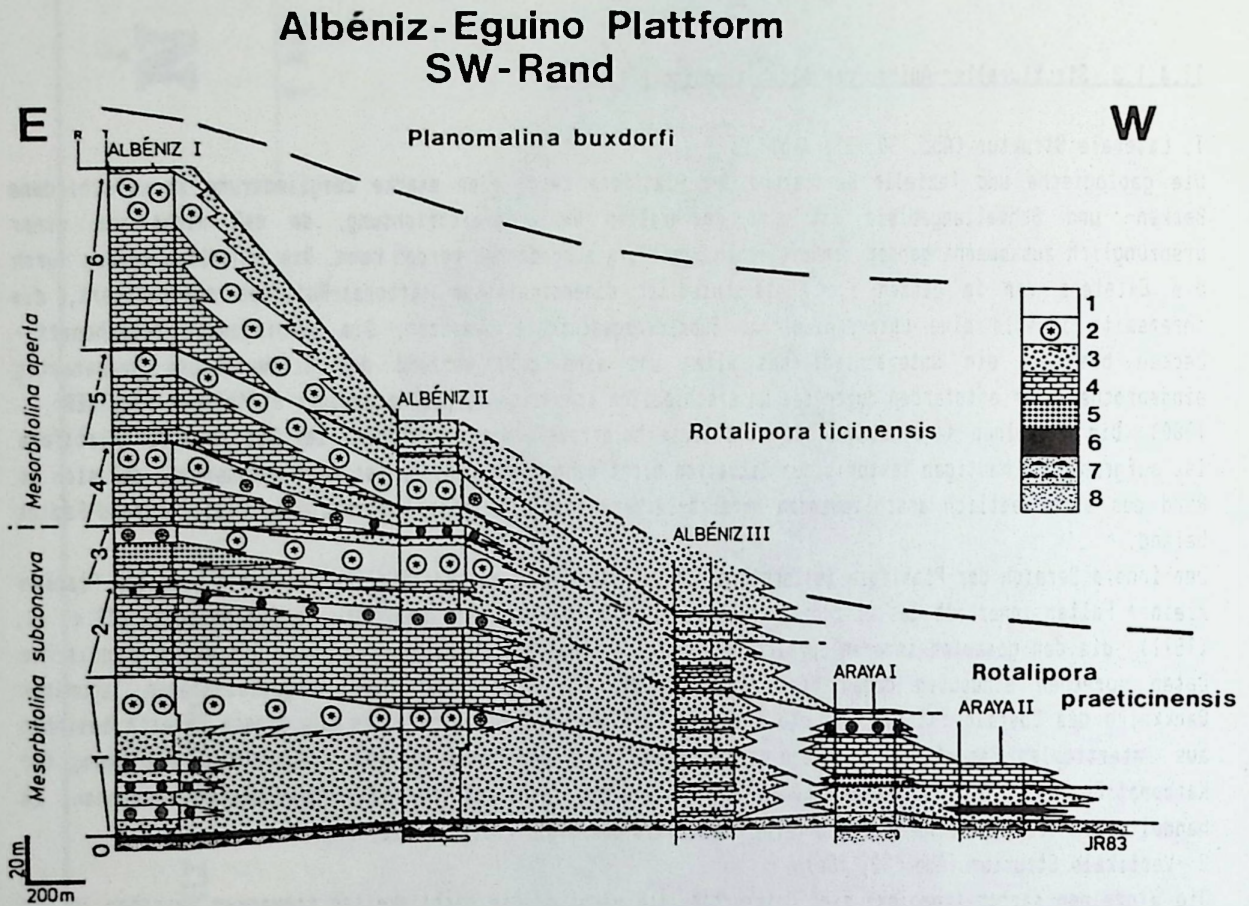


Abb. 32 Fazies- und Zeitkorrelation am SW-Rand der Albéniz-Eguino-Plattform. Bank 0 ist der Korrelationshorizont. In den Profilen Albéniz I, II, III lassen sich 6 Zyklen unterscheiden, von denen der unterste einen progradierenden Charakter besitzt; die 5 folgenden haben einen retrograden Charakter. Im Araya-Riff lässt sich nur der basale Zyklus des Albeniz erkennen. Die überlagernden Serien lassen keine Zyklik erkennen.

1 - Becken-Fazies, Ciordia-Fazies (*R. praeticinensis*-Zone), überwiegend tonig, La Lece-Fazies (*R. tacinensis*, *Planomalina buxdorfi*), überwiegend mergelig, 2 - Riffkern-Fazies, 3 - Vorriff-Fazies, 4 - Reef Flat-Fazies, 5 - Innere Plattform (Lagune), 6 - flachmarine, bzw. intertidale Tone und Silte, 7 - sandiger Orbitolinen-Kalk (Fazieszone 8), 8 - intertidale und litorale Sandsteine,.

Es besteht also ein fundamentaler struktureller Unterschied in der sedimentären Entwicklung der einzelnen Plattform-Teile. Dies wird weiterhin dokumentiert durch die erheblich mächtigeren Riffkern-Bereiche am Nordrand der Plattform. Die Riffe des südlichen Teils sind faziell erheblich stärker gegliedert und zeigen deshalb eine deutliche Großzyklik. Das unterschiedliche Verhalten der kleinen Hochgebiete hängt ursächlich mit der speziellen Distensions-Tektonik des Aitzgorri-Basement-Hochs im Oberalb zusammen. Alle Riffe der Albeniz-Eguino-Plattform werden an der Grenze Oberalb/Vracon von feinklastischen Sedimenten zugedeckt.

3. Struktur des Plattform-Abhangs

Der Neigungswinkel der Plattformränder konnte nur für den Westrand des Eguino-Riffs mit mindestens 30° ermittelt werden. Die Bestimmung erfolgte durch kleine synsedimentäre Abriß-Spalten innerhalb von Karbonat-Turbiditen, deren Enden mit kalzitischen Geopetal-Gefügen ("Wasserwaagen") verfüllt sind. Die Lamination der Turbidite und die Geopetal-Gefüge stehen durchschnittlich in einem Winkel von 30° gegeneinander, d.h. der Hang, an dem die Turbidite liegen blieben, muß eine entsprechende Neigung besessen haben (Taf. 12, Fig. 8).

Über das Relief des nördlichen Abhangs der Plattform gibt es nur mittelbare Hinweise. In den nördlichen Becken-Bereichen (Biskaya-Becken) finden sich altersgleiche Olistolithe und mächtige Debris Flows, die von der Karbonatplattform abgeleitet werden müssen. Dazu kommt, daß der Nordrand des Aitzgorri-Basement-Hochs weitgehend mit der großen Biskaya-Transcurrenzstörung (BTcS) identisch ist, an der im Oberalb erhebliche tektonische Aktivitäten stattfanden. Weiterhin ist auffällig, daß innerhalb des Riffkern-Bereichs keine Vorriff-Sedimente zu finden sind. Es muß also mit einem erheblich steileren Relief gerechnet werden, vergleichbar mit dem senkrechten Riffabhang der Karibik-Riffe (LANG et al. 1975).

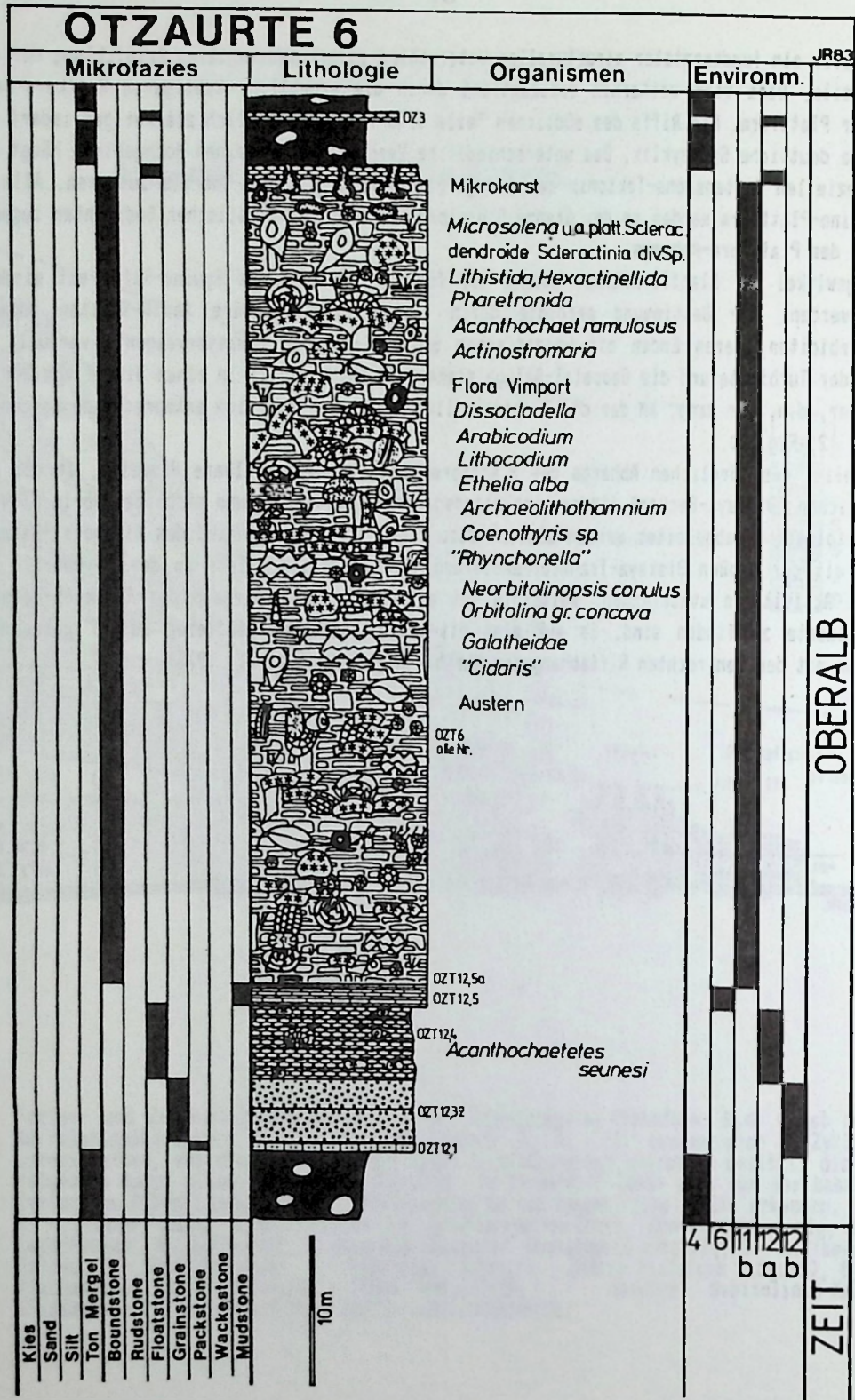


Abb. 33 Profil durch das Otzaurte-Riff 6 mit einer sehr mächtigen Rifffern-Fazies

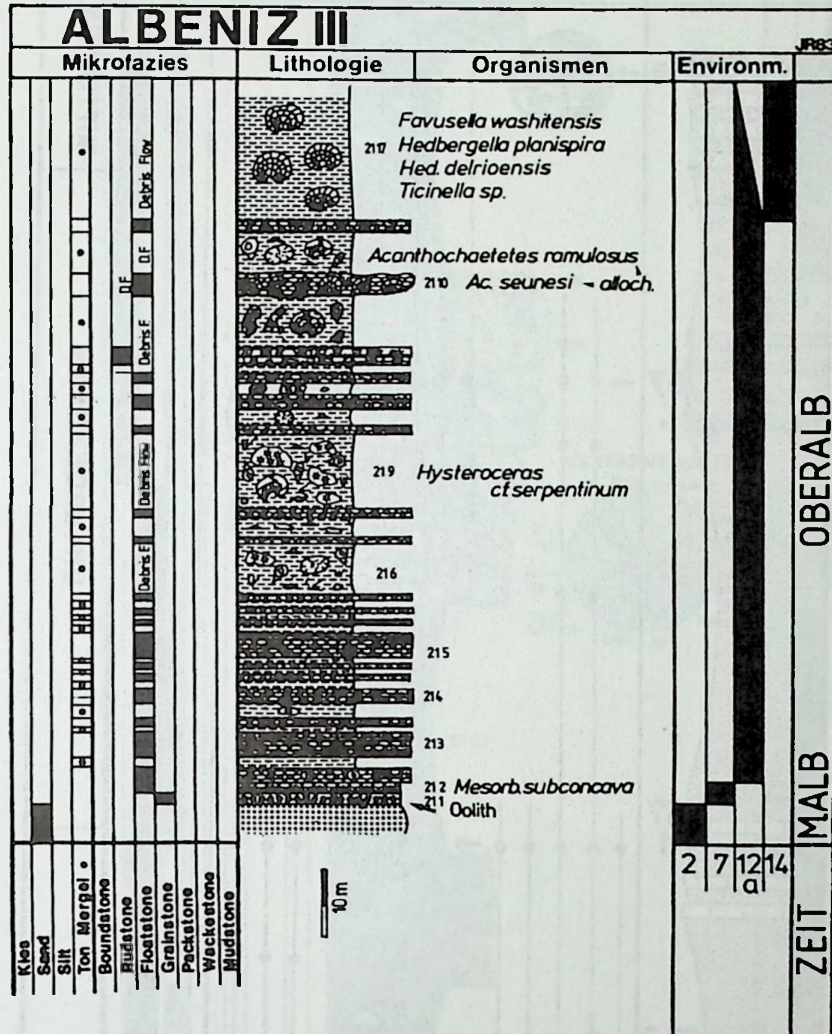


Abb. 34 Profil durch das distale Vorriff der südwestlichen Albéniz-Eguino-Plattform mit der *Acanthochaetetes*-Gemeinschaft

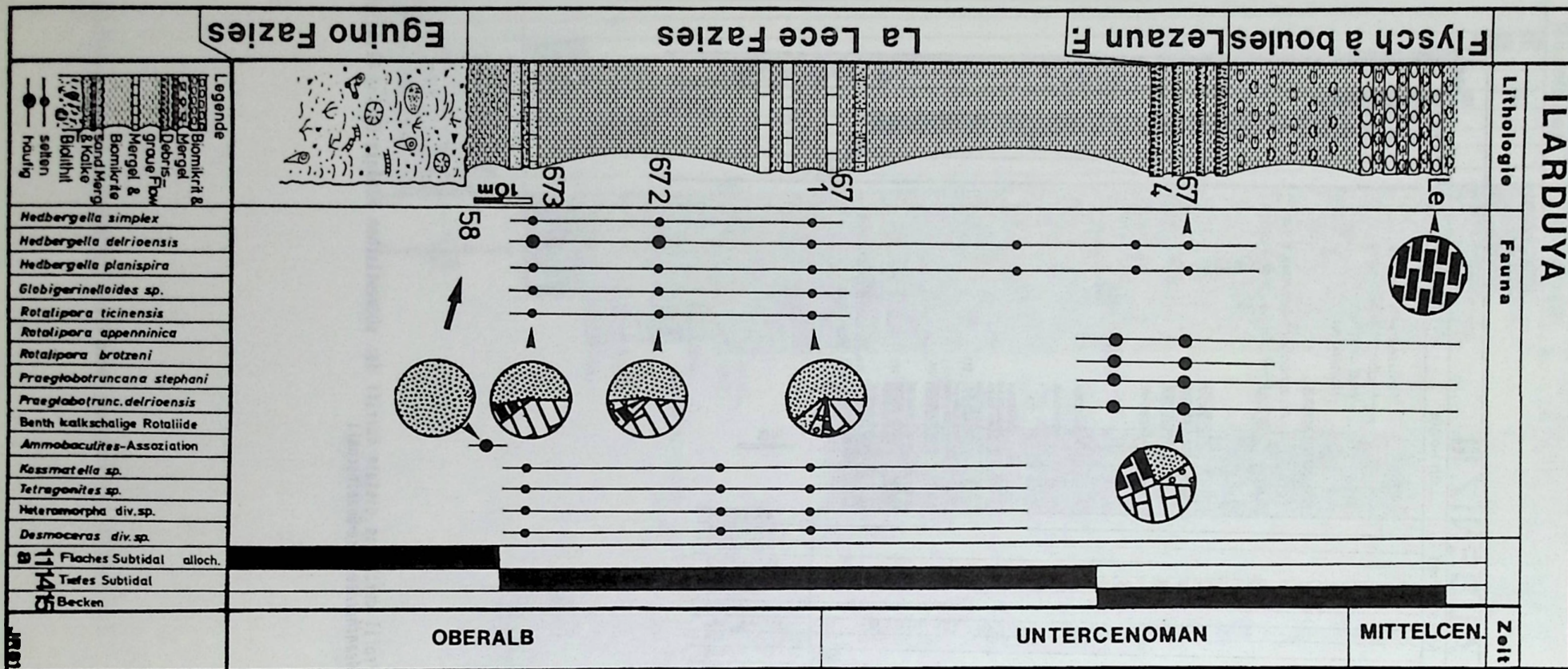


Abb. 35 Profil Ilarduya im Hangenden der Albéniz-Eguino-Plattform. Die Foraminiferen-Assoziationen zeigen deutlich das rasche Absinken des Riffs ab Bank 67/3. Das unmittelbare silikoklastische Auflager auf das Riff ist extrem flachmarin und hat vermutlich aufgrund von Flaserschichtungen und einer *Ammobaculites*-Gemeinschaft intertidalen Charakter.

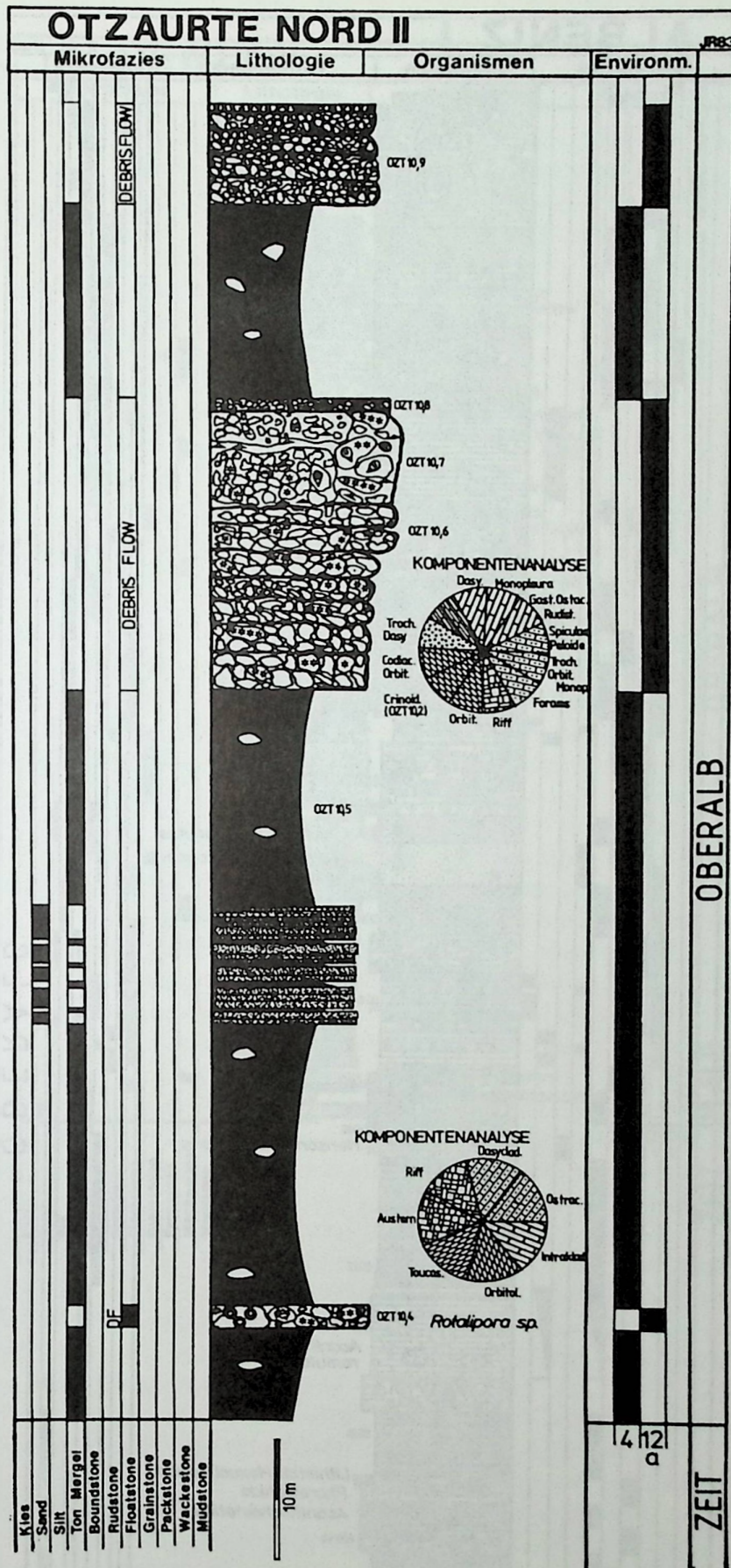


Abb. 36 Profil eines Zwischenriffbeckens innerhalb der Otzaurte Mulde. Diese Becken sind charakterisiert durch Debris Flows mit Riffschutt und silikoklastische Turbidite (vgl. Abb. 30, 46b).

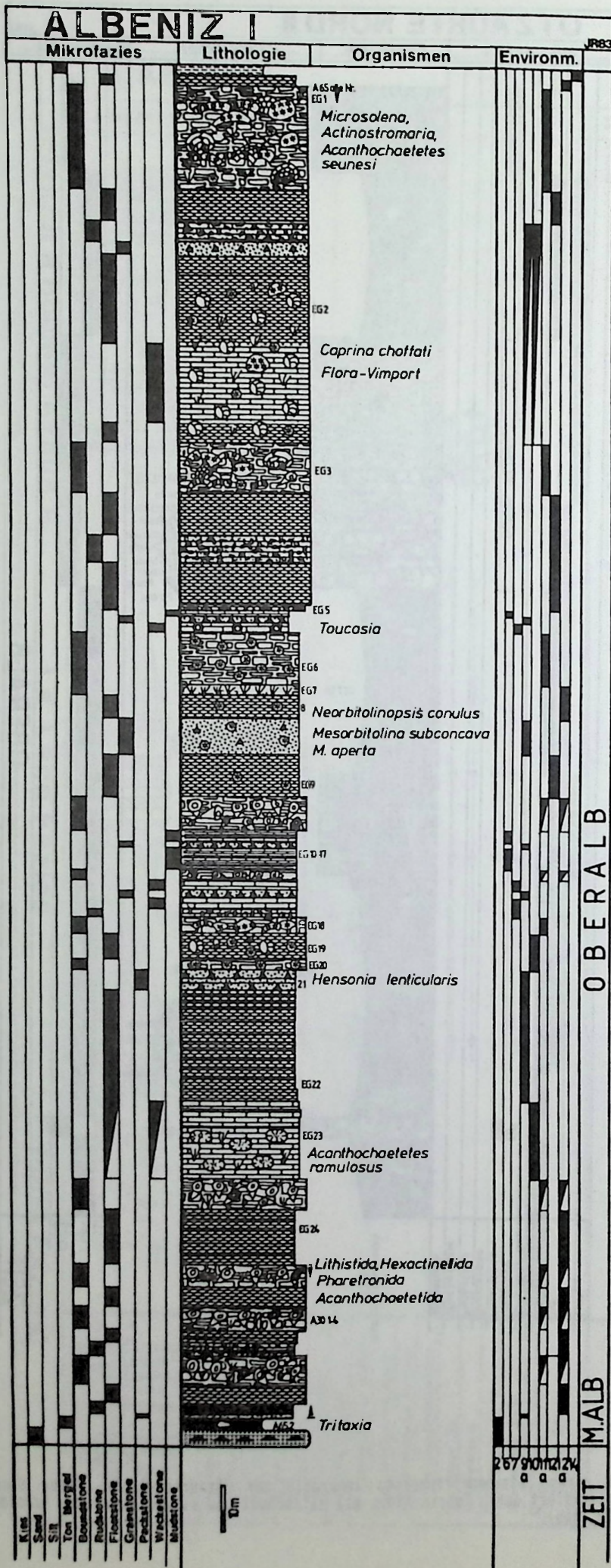
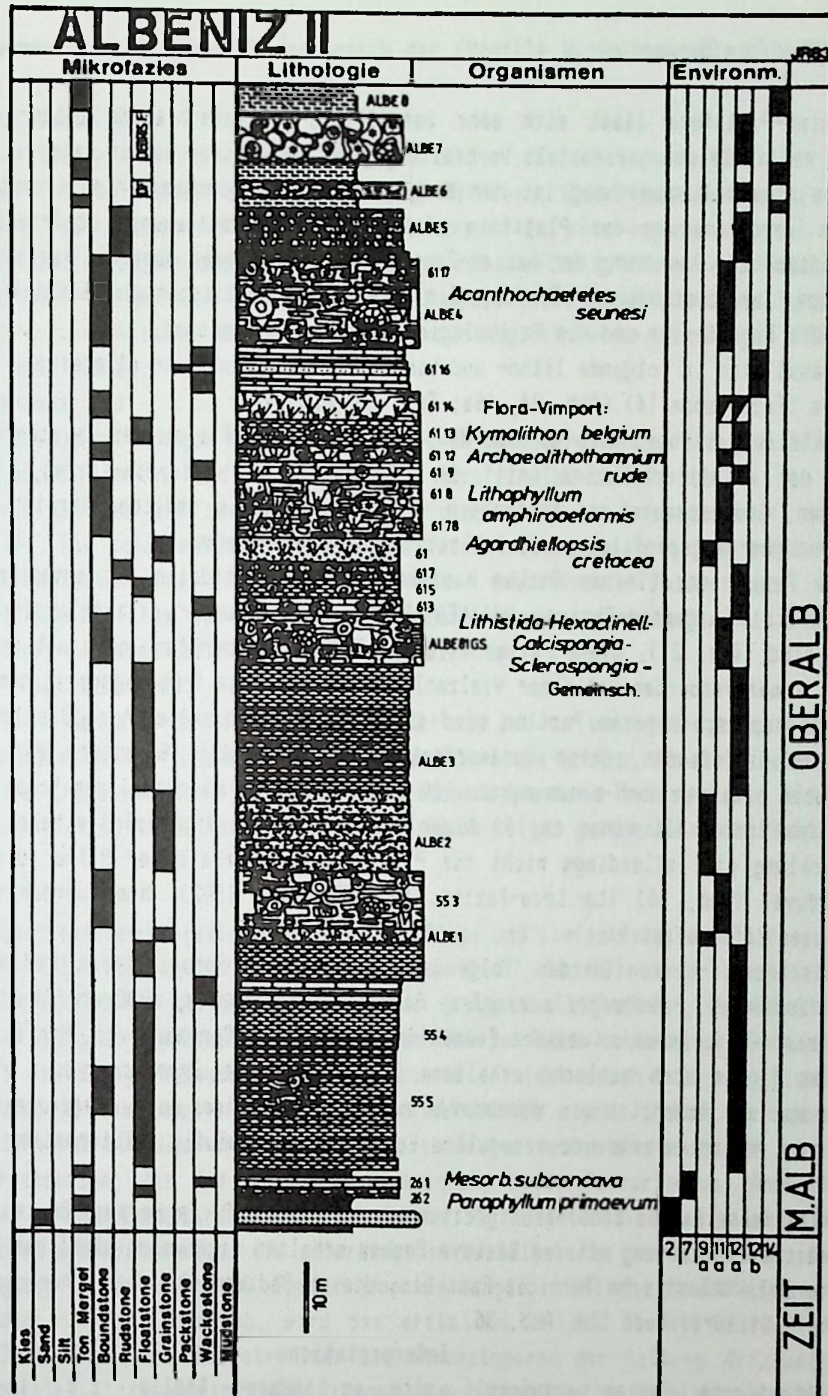


Abb. 37a, b Profile durch den SW-Rand des Albeniz-Eguino-Riffs



11.4.1.4. Fazies-Beschreibungen

Die Albéniz-Eguino-Plattform lässt sich sehr detailliert in verschiedene Litho- und Biofazies-Zonen gliedern, deren vertikale und horizontale Verbreitung grob auskartiert werden kann,

Problematisch in diesem Zusammenhang ist der Mangel an Korrelationshorizonten (Events), so daß aufgrund der erheblichen Zergliederung der Plattform nicht alle Faziesbeziehungen befriedigend gelöst werden konnten. Die horizontale Anordnung der Fazies-Zonen erfolgt zum einen über die Kartierung und zum anderen nach der Abfolge der sedimentären Zyklen. Ein weiteres wesentliches Hilfsmittel zur Bestimmung der Fazieszone ist die Mikrofazies und die Palökologie bestimmter Organismen.

Die Plattform lässt sich in folgende litho- und biofazielle Großeinheiten gliedern:

1. Becken-Fazies (Fazieszone 14) (Abb. 34, 46a; Taf. 12, Fig. 4)

An einigen Stellen, insbesondere an den Rändern einzelner Riffe zu den Zwischenriff-Becken, ist die Verzahnung der Plattform-Fazies mit der Becken-Fazies (Ciordia-Fazies, REITNER 1980) gut aufgeschlossen. Insbesondere der tektonisch wenig beanspruchte südliche Bereich der Plattform zeigt eine Reihe von Übergangsprofilen zur feinklastischen Becken-Fazies.

Die liegende Fazies der kleinen Becken besteht aus flachsubtidalen bis intertidalen Sedimenten des oberen Mittelalb (Cargadero-Fazies, REITNER 1980), die entweder silikoklastisch oder karbonatisch ausgebildet sind (Abb. 21). Diese Fazies wird überlagert von dunklen Tonen mit geringen Feinsand- und Silt-Anteil, immer verbunden mit einer Vielzahl von mikritischen frühdiagenetischen Siderit-Knollen.

In den stratigraphisch höheren Partien wird diese Fazies karbonatreicher. Die Tone, Silte und Mergel sind reich an Mikrofaunen, deren Zusammensetzung eine ständige Subsidenz der Becken anzeigt. Die tiefsten Proben besitzen noch einen nahezu 100 %igen Anteil an sandschaligen Foraminiferen, während die Proben aus dem Vracon mit einem ca. 50 %igen Plankton-Anteil eine relativ hohe Wassertiefe anzeigen. Diese Entwicklung gilt allerdings nicht für Profile, die oberhalb der Riffe aufgenommen wurden (vgl. Profil Ilarduya) (Abb. 35) (La Lece-Fazies, REITNER 1980, 1982); hier werden erst im Untercenoman ähnliche Wassertiefen erreicht.

In den Zwischenriff-Becken werden folgende planktonische Foraminiferen gefunden: *Ticinella* sp., *Globigerinelloides* sp., *Hedbergella simplex*, *Favusella washitensis*, *Hedbergella delrioensis*, *Rotalipora praeticinensis*, *R. ticinensis* (weitere Faunen des Vracons und Cenomans vgl. Profil Ilarduya). Neben den Foraminiferen finden sich schlecht erhaltene Coccolithen wie *Zygodiscus* sp., *Parhabdolites* sp. und *Walznaveria* sp. und Ammoniten wie *Kosmatella romana*, *Idiohamites* sp., *Hysteroceas* cf. *serpentinum* und *Anicoceras* sp.. Pflanzenreste und irreguläre Echiniden sind häufig. Bioturbation ist in allen Niveaus die Regel.

Diese feinklastische Fazies kann Mächtigkeiten bis zu 700 m z.B. im Hermura-Becken erreichen.

In der nördlichen Verzahnung mit dem Biskaya-Becken schalten sich neben mächtigen karbonatischen Debris Flows kleine silikoklastische Turbidit-Fans ein, die an Sedimentstrukturen nur die Bouma-Sequenz c - d zeigen (Profil Otzaurte Nord II) (Abb. 36).

Interpretation

Diese feinklastische Fazies entwickelt sich an anderer Stelle, z.B. im Hermura-Becken aus grobklastischen Delta-Fazies. Der Silt- und Feinsand-Anteil ist mit bis zu 40 % relativ hoch, nimmt aber zum Hangenden hin kontinuierlich ab. Zusammen mit den charakteristischen Siderit-Knollen und den hohen Sedimentmächtigkeiten ergibt sich eine typische Prodelta- und Turbidit-Fan-Fazies (GOULD 1970, WIEDMANN et al. 1983).

2. Vorriff (Fazieszone 12) (Abb. 32, 34, 36, 46a, b; Taf. 12)

Mikrofazies

Alle Riffkörper der Plattform sind umgeben von Schuttfazies unterschiedlicher Art. Diese Faziestypen wurden am Westrand des Eguino-Riffs (Profile Albeniz I, II, III; Araya I; Abb. 32) sowie am Rand des Otzaurte 10-Riffs (Profil OTZ 10 Nord II; Abb. 36) untersucht.

a. Floatstone/Packstone-Typ (Fazieszone 12a)

Dieser Faziestyp wird im wesentlichen durch Floatstones mit häufigen Intra- und Bioklasten repräsentiert. Die Klasten können Größen bis zu 10 cm erreichen. Die Fazies ist gut gebankt und besitzt Bankstärken bis zu 20 cm. Die Bänke lassen sich allerdings nur wenige Zehner Meter weit verfolgen. Das Bioklasten-Inventar entspricht der Riffkern-Fauna und -Flora. Der vorliegende

Faziestyp stellt einen Riffkern-nahen Faziesbereich dar (Profile Albeniz I, II, III; Abb. 34, 37a, b).

b. Grainstone-Typ (Fazieszone 12a)

Dieser rein sparitische Grainstone-Typ findet sich in ähnlicher Position wie der Floatstone/Packstone-Typ, allerdings in Bereichen ohne Riffkern. Die Organismen-Analyse zeigt eine Zusammensetzung, die typisch ist für die *Caprina*-Biofazies. Es wird angenommen, daß es sich um Grainflows handelt, da die Verbreitung dieser Fazies auf den steilen Riffhang beschränkt ist und die Komponenten gut gerundet und sortiert sind. Dies sind Merkmale, die für Grainflows charakteristisch sind, da sie einen relativ steilen Abhang (mind. 18°) zur Abgleitbewegung benötigen (READING 1981) (Profil Albeniz I; Abb. 37a).

c. Debris Flows (Fazieszone 12a)

Dieser Faziestyp wird nur an wenigen Riffen beobachtet, insbesondere an den Otzaurte-Riffen (Profil Otzaurte Nord II; Abb. 36) und am Rand des Eguino-Riffs (Profil Albeniz III; Abb. 34).

Die Fazies ist grob gebankt und zeigt teilweise Thickening Upward-Sequenzen von bis zu 30 m Mächtigkeit (Abb. 36). Die Komponenten können mehrere Meter Größe erreichen. Die Komponentenanalyse ergibt eine gute Durchmischung fast aller auf der Plattform existierender Faziestypen (Taf. 12, Fig. 7). Die Matrix der Debris Flows ist bei den südlichen Vorkommen mikritisch, bei den nördlichen tonig. Die Debris Flows verzahnen sich mit den Beckensedimenten.

d. Karbonat-Turbidite (Fazieszone 12b)

Dieser Faziestyp stellt den riff-fernten Schutt-Typ dar und ist nur untergeordnet entwickelt, meist in Verlängerung der Debris Flow-Fazies (Profil Albeniz III, Araya I; Abb. 32, 34). Meist handelt es sich um 10 cm dicke gradierte Bänke mit einer Packstone/Wackestone-Textur. Neben Rifforganismen finden sich hier auch planktonische Foraminiferen. Die Bänke zeigen gelegentlich Abriß-Spalten.

Biofazies

(*Acanthochaetetes*-Biofazies des Plattform-Slope und tiefen Vorriffs)

(Abb. 46a, b; Taf. 12, Fig. 2, Taf. 15, 17, 18, 19)

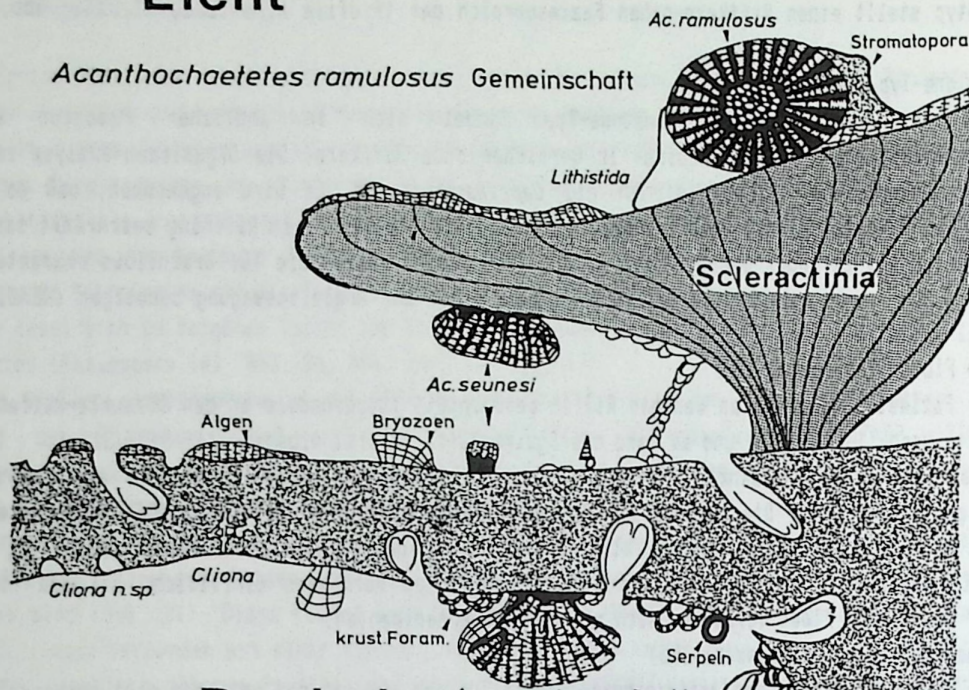
Die beobachteten Faunen und Floren der Schuttfazies sind weitgehend allochthon. Eine Ausnahme bildet eine charakteristische Spongien-Gemeinschaft, die in den Debris Flows beobachtet wird und dort die Komponenten besiedelt. Die Spongien-Gemeinschaft wird charakterisiert durch Sclerospongiere der Arten *Acanthochaetetes seunesi*, *A. ranulosus* und selten von *Alvachaetetes* n.gen.. Neben den Sclerospongiern sind die lithistiden Schwämme mit einer relativ hochdiversen Fauna vertreten. Es finden sich Vertreter der Unterordnungen Rhizomorina, die die Hauptmenge ausmachen, sowie Tetracladina, Anomocladina und Megamorina, die nur in wenigen Exemplaren beobachtet werden. An hexactinelliden Schwämmen finden sich Vertreter der Hexactinosa und Lychniskosa, die allerdings im Verhältnis zu den Lithistiden selten sind. Neben den Kieselspongiern sind auch zwei Sphinctozoen-Gattungen, nämlich *Stylothalamia* n.sp. und *Barroisia* sp. vorhanden; *Stylothalamia* sp. wird das erste Mal in den Oberalb-Riffen nachgewiesen (REITNER & ENGESER 1983). Reste von Pharetroniden und Stromatoporen der Gattung *Actinostromaris* sp. werden ebenfalls beobachtet. Lichtempfindliche Gruppen wie hermatypische Korallen und Algen werden nicht gefunden. Als inkrustierendes Faunenelement ist *Coscinophragma cribrosus* häufig.

Interpretation und Vergleiche

Die ökologische Position der *Acanthochaetetes*-Gemeinschaft im lichtarmen Vorriff entspricht weitgehend dem heutigen Vorkommen von Sclerospongiern in tiefen Vorriff-Bereichen, z.B. in den Karibik-Riffen (HARTMANN & GOREAU 1975, LANG et al. 1975, REITNER & ENGESER 1983 u.a.). Die *Acanthochaetetes* erreichen in dieser Fazies ihr Größenmaximum mit durchschnittlich 5 - 6 cm (Abb. 39a; Taf. 15).

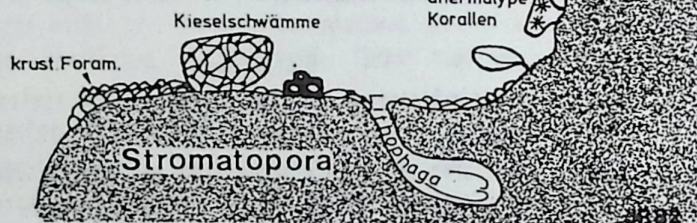
Die hervorragende Erhaltung des Hoch-Mg-Kalzits mit Makro- und Mikroskleren-Erhaltung und das Aufwachsen auf die allochthonen Komponenten sprechen eindeutig für den ursprünglichen Lebensraum im tiefen Vorriff. Die Exemplare wurden rasch von der tonigen Sedimentation der nächsten Debris Flow-Schüttung zugedeckt, so daß diagenetische Prozess nur abgeschwächt angreifen konnten (Taf. 18, 19). Der Erhaltungsprozess ist vergleichbar mit den Cipit-Kalken innerhalb der Cassianer Schichten (FÜRSICH & WENDT 1977).

Licht



Dunkel

Acanthochaetetes seunesi kryp. Gemeinschaft



Acanthochaetetes seunesi kryp. Gemeinschaft
Oberalb Riffe Nordspanien

		vorhanden	häufig	sehr häufig
Tentakel-Fresser	<i>Bryozoa</i>		■	
	<i>ahermatyp</i> Korall.		■	
sessile Filterer	<i>Lithistida</i>	■		
	<i>Sclerospongia</i>	■		
	<i>Hexactinellida</i>	■		
	<i>Stromatopora</i>	■		
	<i>Brachiopoda</i>	■		
	<i>Serpulida</i>	■	■	
	<i>Lithophaga</i>	■	■	
Bohrer	<i>Cliona</i>	■		
	<i>Gastropoda</i>	■		
Abweider	<i>Gastropoda</i>	■		
Mikroherbiov.	<i>sessile Foram.</i>			■
Autotroph.Org	<i>Cyanophyceae</i>	■		

Abb. 38 Rekonstruiertes Lebensbild der *Acanthochaetetes*-Gemeinschaft im Riffkern