

<b>FACIES</b>	<b>11</b>	<b>1-108</b>	<b>Taf. 1-8</b>	<b>21 Abb.</b>	<b>2 Tab.</b>	<b>ERLANGEN 1984</b>
---------------	-----------	--------------	-----------------	----------------	---------------	----------------------

**Rekonstruktion eines nicht mehr existenten Sedimentationsraumes –  
Die Kalkgerölle im Karbon-Flysch der Malagiden (Betische Kordillere, Südspanien)**

**Reconstruction of a Lost Sedimentary Realm – The Limestone Boulders  
in the Carboniferous of the Malaguides (Betic Cordillera, Southern Spain)**

Hans-Georg Herbig, Berlin

SCHLÜSSELWÖRTER: MIKROFAZIES - MIKROPALÄONTOLOGIE - KONGLOMERATE - DEBRIS FLOW - FORAMINI-  
FEREN - ALGEN - CONODONTEN - KORALLEN - PALÄOGEOGRAPHIE - SPANIEN -  
BETISCHE KORDILLERE - DEVON - KARBON

I N H A L T - C O N T E N T

Zusammenfassung - Summary

1	<u>Einführung - Introduction</u> .....	6
1.1	Problemstellung .....	7
1.2	Lage des Arbeitsgebietes .....	7
1.3	Methoden .....	7
2	<u>Geologischer Rahmen - Geological Setting</u> .....	10
2.1	Großgliederung der Betischen Kordillere .....	10
2.2	Die Malagiden .....	11
2.2.1	Regionale Verbreitung .....	11
2.2.2	Stratigraphie .....	12
2.2.3	Fossilinhalt .....	14
2.2.4	Kalkführende Konglomerate .....	14
3	<u>Die Konglomerate im Retamares Member der Almogía Formation - Conglomerates of the Retamares Member, Almogía Formation</u> .....	14
3.1	Sedimentologie und Lithologie - Sedimentology and Lithology .....	15
3.1.1	Kenntnisstand .....	15
3.1.2	Fuengirola-Carvajal .....	16
3.1.3	Marbella - Arroyo de la Cruz .....	19
3.1.4	Konglomerate östlich von Málaga .....	19
3.1.5	Westliche Serranía de Ronda - Gaucín .....	21
3.1.6	Zusammenfassung und fazielle Interpretation .....	21
3.2	Die Kalksteingerölle: Mikrofazies, Fossilinhalt und stratigraphische Einstu- fung - Limestone Pebbles: Microfacies, Fossils and Age .....	22
3.2.1	Kenntnisstand .....	22
3.2.2	Mikrofazies und Datierung .....	22
3.2.3	Paläontologie .....	27

Anschrift: Dr. H.-G. Herbig, Institut für Geologie, Freie Universität Berlin, Altenstein-  
str. 34 A, D-1000 Berlin 33.

4	<u>Die allochthonen Kalkstein-Gleitschollen im Retamares Member der Almoqia Formation - Allochthonous Limestone Slip Blocks within the Retamares Member of the Almoqia Formation</u> .....	28
4.1	Geologische Verhältnisse .....	29
4.2	Mikrofazies und stratigraphische Einstufung .....	30
5	<u>Die Marbella Formation - The Marbella Formation</u> .....	30
5.1	Sedimentologie und Lithologie - Sedimentology and Lithology .....	30
5.1.1	Kenntnisstand .....	31
5.1.2	Der Cerro La Peluca .....	32
5.1.3	Marbella .....	34
5.1.4	Die westliche Serranía de Ronda .....	36
5.1.5	Weitere Vorkommen in der Westlichen Betischen Kordillere .....	37
5.1.6	Die Zone von Cogollos Vega .....	38
5.1.7	Zusammenfassung und Interpretation .....	39
5.2	Die Kalksteingerölle: Mikrofazies, Fossilinhalt und stratigraphische Einstufung - Limestone Pebbles: Microfacies, Fossils and Age .....	41
5.2.1	Kenntnisstand .....	42
5.2.2	Mikrofazies und Datierung .....	42
5.3	Paläontologie - Paleontology .....	63
5.3.1	Kalkalgen .....	65
5.3.2	Foraminiferen .....	65
5.3.3	Rugose Korallen .....	67
5.3.4	Tabulate Korallen und Heterokorallen .....	70
5.3.5	Sonstige benthonische Schelfbewohner .....	70
5.3.6	Conodonten und agglutinierte Foraminiferen .....	71
6	<u>Synthese und Modell: Die palökologisch-fazielle Entwicklung eines nur durch Gerölle überlieferten Sedimentationsraumes - Conclusion and Model: Reconstruction of Basin Development Based only on Allochthonous Material</u> .....	72
6.1	Die Entwicklung des Abtragungsgebietes der Kalkgerölle .....	76
6.1.1	Die pelagische Entwicklung vom oberen Givet bis in das obere Visé .....	76
6.1.2	Das späte Obervisé: Ein karbonatisch entwickelter Flachwasserschelf .....	77
6.1.3	Die regressive Entwicklung im Namur und Bashkir .....	81
6.1.4	Die postsedimentäre Entwicklung nach dem basalen Bashkir .....	81
6.2	Die Entwicklung des kristallinen Hinterlandes .....	82
6.3	Das Liefergebiet der Kalkgerölle .....	82

#### Literatur

#### Z U S A M M E N F A S S U N G

Das Arbeitsgebiet waren die Westliche Betische Kordillere (Provinz Málaga) und die Zone von Cogollos Vega NE von Granada. Nach Literaturvergleichen kann der Korridor von Vélez Rubio in der Östlichen Betischen Kordillere in die Ergebnisse miteinbezogen werden.

Die über eine Länge von fast 350 km ausstreichenden Malagiden repräsentieren von der Basis des Visé bis in das post-Unterbashkir die Entwicklung eines passiven Kontinentalrands. Stratigraphisch ist eine Unterteilung in die Almoqia Formation mit dem liegenden Retamares Member (Visé bis Unteres Namur), den hangenden Oliven-Schiefen (Unteres Namur bis post-Unterbashkir) und in die Marbella Formation (post-Unterbashkir) möglich. Das 40-60 m mächtige Retamares Member besteht überwiegend aus Grauwacken mit eingeschalteten Konglomeratlin-

sen und devonischen Kalkstein-Gleitschollen. Es wird als Ablagerung eines "braided suprafan" am Fuß eines Kontinentalhangs interpretiert. Die etwa 150 m mächtigen Oliven-Schiefer sind am Kontinentalhang abgelagerte, überwiegend pelitische Sedimente. Die bunten, bis zu 100 m mächtige Konglomeratfolge der Marbella Formation wurde in submarinen Canyons abgelagert.

Die Konglomerate des Retamares Member bestehen aus polymikten, gut gerundeten und sortierten, dicht gepackten (komponentengestützten) Geröllen mit einem durchschnittlichen Durchmesser um 5 cm. Im Komponentenspektrum dominieren Gneise, Quarze und Quarzite, daneben treten Grauwacken, Ton-schiefer, Kieselschiefer und Kalke auf. Sie bilden im wesentlichen ungradierte, grob gebankte Konglomeratlinsen von weniger Metern bis mehreren Zehnermetern Mächtigkeit. Im Liegenden dieser Konglomerate ist nur aus Fuengirola-Carvajal eine Sequenz von

vier Debrisflow-Schüttungen mit gleichem Komponentenspektrum wie in den übrigen Konglomeraten bekannt.

Die Kalksteingerölle des Retamares Member überdecken die Zeit vom oberen Givet bis zum Visé/Namur-Grenzbereich. Eine Überlieferungslücke für das untere do I (*asymmetricus*- und *A. triangularis*-Zone) wird auf eine Sedimentationsunterbrechung zurückgeführt. Für das sehr lückenhaft dokumentierte Unterkarbon (ausgenommen das Obervisé) ist zumindest teilweise eine Kie-selschiefersedimentation wahrscheinlich.

Vom oberen Givet bis zum tiefen Obervisé charakterisieren die Kalkgerölle eine pelagische Sedimentation in einem landfernen, tiefermarinen Bereich. Es lassen sich neun Mikrofaziestypen unterscheiden. Biomikrite mit verschiedenen pelagisch lebenden Organismengruppen, wie Styliolinen (nur im oberen Givet und in der *gigas*-Zone), Radiolarien, Entomozoen und filamentartige, dünne Schalen, wahrscheinlich die Larvenstadien von Zweiklappern, Gastropoden und Ammonoiten beherrschen die pelagische Normal-sedimentation. Allochthone Karbonateinschüttungen in Form von mikrobioklastischen Kalksteinen, Pelmatozoen-Biomikruditen und monomikten Brekzien aus Entomozoen-Biomikriten belegen eine Gliederung des Sedimentationsraums in Becken und Schwellen sowie die Existenz eines Flachscheffrandes. Die seltenen Obervisé-Gerölle des Retamares Member entsprechen altersmäßig und mikrofazial den Kalkgeröllen der Marbella Formation. Meteorische Diagenesemuster weisen auf eine Heraushebung aller Kalke vor der Erosion im untersten Namur hin.

Die im Retamares Member eingeschaltete, allochthone Kalkstein-Gleitscholle am Arroyo de la Cruz W Marbella, zeigt eine stratigraphische Abfolge vom mittleren do I bis zum unteren do II  $\beta$  (Untere *gigas*-Zone bis *rhomboidea*-Zone). Mikrofazial sind die Kalke mit den pelagischen Kalkgeröllen aus dem Retamares Member vergleichbar. Es wird eine Herkunft des Rutschkörpers aus SE postuliert.

Die nur lokal auftretende Marbella Formation greift linsenartig in den Top der Olivenschiefer ein. Sie besteht aus strukturell und textuell unterschiedlichen Konglomeratlinsen, die in der Regel mit scharfen, erosiven Kontakten aneinander grenzen. Auffälligstes Merkmal ist die gleichzeitige Existenz von angularen, maximal mehrere Meter großen Kalksteinblöcken und von gut gerundeten, polymikten, nichtkarbonatischen Geröllen bis maximal 30 cm Durchmesser (Kie-selschiefer, Gangquarze, Quarzite, Gneise, Granite und basische Vulkanite). Dies impliziert zwei Liefergebiete. Im unteren Teil der Formation herrschen oligomikte, ungradierte und ungeschichtete Kalksteinkonglomerate mit großen Kalkblöcken vor, wobei die Komponenten dicht gepackt bis völlig isoliert in einer sandigen Matrix eingebettet sind. Sie werden als Debrisflow-Sedimente interpretiert. Im höheren Teil der Formation nehmen Kalkführung und Korngröße der polymikten Konglomerate ab. Kalkfreie Konglomerate mit zwischengeschalteten Grauwacken und durch slumping entstandene deformierte Tonschiefer und monomikte Grauwackenbrekzien treten auf. Die Längsachsen der Gerölle in der Westlichen Betschen Kordillere sind streng bipolar N-S eingeregelt. In der Zone von Cogollos Vega herrscht eine NW-SE Bipolarität vor.

Die Kalksteingerölle aus der Marbella Formation überdecken die Zeit vom Obervisé (V3b, Foraminiferenzzone 15) bis in das basale Bashkir (Foraminiferenzzone 20). Die Zone 19 ist nicht nachgewiesen. In einer Lokalität treten aufgearbeitete Gerölle aus dem Retamares Member auf.

Die Kalkgerölle des späten Obervisé und des Visé/Namur-Grenzbereichs entstammen ohne Ausnahme einem stark differenzierten Flachwasserschelf mit terrestrischem Hinterland. Es kann eine große Zahl lateral miteinander verknüpfbarer Mikrofaziestypen ausgeschieden werden, die eine Rekonstruktion des Schelfs und seiner Bewohner vom Schelfhang (Fazieszone 4 nach WILSON) bis in abgeschlossene Schelfbereiche (Fazieszone 8) ermöglicht.

Der Schelfhang (FZ 4) ist durch allochthon gebildete Karbonatsedimente wie polygene Kalkbrekzien und Pelmatozoen-Intrasparite charakterisiert. Sie enthalten umgelagerte organische und anorganische Flachwasserelemente. Die flachmarinen Kalksandareale (FZ 5/6) zeichnen sich durch gut ausgewaschene Karbonatsande aus. Die hochdiverse Flora und Fauna wird von Kalkalgen, Foraminiferen und solitären und kolonialen Korallen beherrscht. Großwüchsige Brachiopoden sind ein charakteristisches Faunenelement. Die offenmarine Schelflagune (FZ 7) kann in einen seewärtigen, zentralen und landwärtigen Teil gegliedert werden. Der seewärtige Teil ist charakterisiert durch aggregatkornreiche und bioklastische Faziestypen. Neben immer noch hochdiversen Kalkalgen-Foraminiferen-Assoziationen sind Bryozoen-Pelmatozoen-Wiesen weit verbreitet. Der zentrale Teil der offenmarinen Schelflagune ist durch Biomikrite mit einigen nektonischen Organismen und überwiegend von der seewärtigen Schelfseite eingeschwemmten Bioklasten charakterisiert. Der landwärtige Teil ist durch Sedimente mit wechselndem Auswaschungsgrad gekennzeichnet. Agglutinierte Peloiden und Bindstone-Gefüge sind häufig. Die diverse, oft aber spärliche Fauna enthält verbreitete Heterokorallen und charakteristische Foraminiferentypen (*Tuberitinidae*, *Saccaminopsis*, *Howchinia*). Die Algenflora ist einfach. Die abgeschlossenen Schelfbereiche (FZ 8) sind durch spärliche Biogene bei weitgehendem Fehlen stenohaliner Organismen ausgezeichnet. Karbonatschlamm wird häufig durch organische Schleime fixiert. Radialstrukturierte Oosparite weisen auf hypersaline, Loferite auf inter- bis supratidale Verhältnisse hin. Algen-Bafflestones und Bindstones sind auf dem gesamten Schelf verbreitet.

Die schlecht dokumentierte Zeit vom basalen Namur bis zum basalen Bashkir spiegelt lagunäre, zum Teil hypersaline Bedingungen wider. Dafür wird eine zu Beginn des Namurs im Liefergebiet der Gerölle erfolgte Regression verantwortlich gemacht. Meteorische Diagenesemuster und tektonische Beanspruchung weisen auf eine post-unterbash-

kirische Heraushebung der Gesteine vor ihrer Erosion hin.

Im kristallinen Teil des Komponentenspektrums für die Westliche Betische Cordillere schieben sich in der Marbella Formation gegenüber dem Retamares Member granitische Gesteine in den Vordergrund. Dies bedeutet die erosive Freilegung oder die Intrusion frühvariszischer, saurer Plutonite, was als Hinweis auf orogene Bewegungen im kristallinen Hinterland der Malagiden gewertet werden kann. In der Zone von Cogollos Vega und im Korridor von Vélez Rubio ist die Marbella Formation dagegen durch den hohen Anteil an Metamorphiten charakterisiert. Dies wird auf lokale Effekte zurückgeführt.

Ein Vergleich der aus den Geröllen synthetisierten Schichtenfolge und des Faunenspektrums mit den Abfolgen der paläozoischen Sedimentationsräume im westlichen Mittelmeerraum (Fragmente des Alboran Blocks, südspanische Varisziden, Varisziden der marokkanischen Meseta, nordsaharische Becken) zeigt stets Abweichungen. Das Liefergebiet der Gerölle, dessen Lage S der Malagiden angenommen wird, ist damit heute völlig erodiert oder subduziert.

#### S U M M A R Y

The regions studied are the Western Betic Cordillera (province of Málaga) and the zone of Cogollos Vega NE of Granada. The corridor of Vélez Rubio in the Eastern Betic Cordillera is equivalent regarding literature studies. The Malagides, outcropping over nearly 350 km in length, represent the development of a continental margin of the Atlantic type from the basal Viséan to post-lower Bashkirian times. The succession can be subdivided into the Almogía Formation (Retamares Member: Viséan to Lower Namurian; overlying Olive Shales: Lower Namurian to post-lower Bashkirian) and the Marbella Formation (post-lower Bashkirian). The Retamares Member, 40 - 60 m thick, consists mainly of greywackes with intercalated conglomerate lenses and Devonian limestone

slip blocks. It is interpreted as a braided suprafan deposit at the base of a continental slope. The overlying Olive Shales, up to 150 m thick, represent a primarily pelitic slope facies. The diverse conglomerate associations of the Marbella Formation were deposited in submarine canyons.

The conglomerates within the Retamares Member consist of polymictic, well-rounded and well-sorted clast-supported pebbles with an average diameter of 5 cm. The main components are gneisses, quartzes and quartzites. Greywackes, shales, cherts and limestones are subordinate components. The conglomerates form ungraded, poorly bedded lenses, several meters to several tens of meters thick. In Fuengirola-Carvajal only, these conglomerates are underlain by a sequence of four debris flows with the same component spectrum as in the other conglomerates.

The limestone boulders of the Retamares Member are of Upper Givetian to Uppermost Viséan/Lowermost Namurian age. A gap in the lower do I is assumed to represent a break in sedimentation. Limestone boulders give an incomplete record of Lower Carboniferous times, except for the Upper Viséan. Therefore, one can assume that a chert sedimentation took place at least at certain times.

The limestone boulders of Upper Givetian to early Upper Viséan age characterize a pelagic sedimentation in a deeper marine environment. Nine microfacies types can be distinguished. Biomicrites with different pelagic fossils (styliolines, - only in the Upper Givetian and in the *gigas*-Zone, radiolaria, entomozoans and filaments, - probably larval stages of bivalves or brachiopods, gastropods and ammonoids) dominate the normal pelagic sedimentation. Allochthonous carbonate influx in the form of microbial packstones, pelmatozoan-biomicrudites and monomictic breccias of entomozoan-biomicrites provide evidence of a subdivision of the sedimentary realm into basin and intrabasinal swells and the existence of a shallow-water shelf edge. The rare Upper Viséan limestone pebbles of the Retamares Member are analogous in age and microfacies

to the limestone boulders of the Marbella Formation. Signs of freshwater diagenesis point to an elevation of all the limestones before erosion took place in Lowest Namurian times.

At Arroyo de la Cruz, W of Marbella, an allochthonous limestone slide block was encountered in the Retamares Member. It shows a stratigraphic succession of middle do I to lower do II  $\beta$  (Lower *gigas*-zone to *rhomboidea*-zone). The microfacies are comparable with those of the pelagic limestone pebbles of the Retamares Member. Probably the slide block originated from the SE.

The Marbella Formation, present only locally, forms lens-shaped outcrops. Incised into the top of the Olive Shales, it consists of structurally and texturally different conglomerate lenses, mostly with erosional contacts to one another. The most conspicuous feature is the simultaneous existence of angular limestone blocks, up to several meters in size and of well-rounded, polymictic, non-carbonate boulders up to 30 cm in size (cherts, quartzes, quartzites, gneisses, granites, basic volcanic rocks). This indicates two source areas. The lower part of the Marbella Formation is characterized by oligomictic, ungraded and unstratified limestone conglomerates with large limestone blocks. The components float within a sandy matrix either densely packed or totally isolated within. They are interpreted as debris flow sediments. In the upper part of the Marbella Formation, limestone boulders become scarcer; dimensions of pebbles decrease; conglomerates without limestones and greywacke beds are intercalated. Greywacke-breccias and distorted shales were formed by slumping. The a-axes of the boulders are oriented N-S in the Western Betic Cordillera and NW-SE in the zone of Cogollos Vega.

The limestone boulders of the Marbella Formation are of Upper Viséan (V3b, foraminiferal zone 15) to basal Bashkirian age (foraminiferal zone 20). Zone 19 is not documented. Reworked boulders of the Retamares Member are known from one locality.

The limestone boulders of late Viséan times and of the Viséan/Namurian transition derive from a very differentiated shallow water shelf with a terrestrial hinterland. A large number of laterally intergrading microfacies types enable the shelf and its habitats to be reconstructed from the slope (facies belt 4 of WILSON) to restricted shelf areas (facies belt 8).

The shelf slope (facies belt 4) is characterized by resedimented carbonates like polygenetic limestone-breccias and pelmatozoan-intrasparites containing reworked shallow marine components. The well-washed and well-sorted shelf edge sands contain a highly diverse fauna and flora dominated by calcareous algae, foraminifers, solitary and colonial tetracorals and large spined brachiopods. The open shelf lagoon (facies belt 7) is subdivided into an outer, central, and inner part. The outer shelf lagoon is characterized by sediments rich in grapestones and / or bioclasts. As in the shelf-edge sands, foraminifers are highly diverse. Bryozoan-pelmatozoan meadows are widely distributed. The central part of the open shelf lagoon is characterized by biomicrites with some nektonic organisms and bioclasts deriving from the outer shelf lagoon. The inner shelf lagoon contains sediments with a varying degree of winnowing. Agglutinated peloids and bindstone structures are common. The diverse, often sparse fauna is characterized by heterocorals and certain foraminifers (*Tuberitinids*, *Saccaminopsis*, *Howchinia*); the algal flora has only a few species. The restricted shelf (facies belt 8) can be recognized by sediments with rare organisms; stenohaline

organisms are missing. Carbonate mud is trapped by cyanobacteria. Oosparites with radially structured ooids point to hypersaline environments; loferites to inter- to supratidal conditions. Bafflestones and bindstones formed by algae are distributed all over the shelf.

Basal Namurian to basal Bashkirian times are not well documented. The microfacies reflect lagoonal and hypersaline conditions, very probably caused by a regression at the base of the Namurian. Features of fresh-water diagenesis and tectonic strain point to an elevation of the rocks after lower Bashkirian times and before erosion.

In the Western Betic Cordillera gneissic pebbles dominate in the Retamares Member; granitic pebbles in the younger Marbella Formation. This points to the intrusion of Early Variscic granitic rocks and is an indication of orogenic movements in the non-sedimentary hinterland of the Malaguides. The high percentage of metamorphic rocks in the Marbella Formation of the zone of Cogollos Vega and of the corridor of Vélez Rubio is probably a local effect.

The synthesized stratigraphic and facies development of the source area of the boulders and its faunal content is not comparable to the known Paleozoic realms of the Western Mediterranean (fragments of the Alboran block, Variscides of Southern Spain, Variscides of the Moroccan Meseta, basins of the northern Sahara). Therefore, the source area of the boulders, supposed to be S of the Malaguides, seems to have been totally eroded or subducted.

## 1 EINFÜHRUNG - INTRODUCTION

The fragments of the Alboran block (Kabylies, Chenoua Massif, Menorca, internal zones of the Rif and of the Betic Cordillera) formed a uniform sedimentary basin in Paleozoic times, disintegrated later by plate movements. The deep-water sediments contain limestone-bearing conglomerates and limestone slip blocks. The aim of the

present study was, to obtain information on the development and structure of the adjacent carbonate shelf and its paleogeographic setting by analyzing the microfacies and stratigraphy of the limestone pebbles as well as the sedimentology of the conglomerate horizons.

The investigated conglomerate outcrops are widely distributed in the province of Málaga (Fig. 1) and in the zone of Collogos Vega NE of Granada (Fig. 2). UTM-coordinates are listed in Tab. 1.

The sedimentological methods applied include detailed mapping and sectioning of well-exposed outcrops, quantitative studies of component spectra and of component-matrix ratios and measurements of pebble orientations. Microfacies studies are based on 518 limestone pebbles from 22 localities. A stratigraphy of the boulders was established with 143 conodont samples and 98 samples investigated for calcareous smaller foraminifera and calcareous algae.

### 1.1 PROBLEMSTELLUNG

Der Alboran-Block umfaßt die paläozoisch-kristallinen Massive des westlichen Mittelmeerraums, die bis in das Mesozoikum einen einheitlichen Sedimentationsraum bildeten. Dies sind die Großen und Kleinen Kabylen, das Massiv von Chenoua, Menorca, die Internzonen des Rif und die Internzonen der Betischen Kordillere. Das nichtmetamorphe Paläozoikum besteht überwiegend aus fossilarmen, oft flyschartigen Sedimenten des tieferen Wassers - Plattenkalken, Kieselschiefern, Tonschiefern und Grauwacken. Eingeschaltete Konglomerate mit fossilführenden Kalkgeröllen, zum Teil auch allochthone Kalkstein-Gleitschollen, bilden eine wichtige litho- und biostratigraphische Orientierungshilfe. Neben der Frage nach der stratigraphischen und faziellen Konstanz dieser Kalkgeröllhorizonte ist es das Ziel der vorliegenden Arbeit, durch eine stratigraphische und mikrofazielle Analyse der Kalkgerölle Aussagen über den Aufbau und die Entwicklung des benachbarten Karbonatschelfs zu gewinnen und Überlegungen über die paläogeographische Lage dieses erodierten Schelfs durchzuführen. Die Arbeit knüpft damit an die Pilotstudien von BUCHROITHNER et al. (1980 a,b) auf Menorca und in der Betischen Kordillere an und liefert einen Beitrag zur Entzifferung des Paläo-Puzzles, welches die mesozoisch-känozoische Plattentektonik aus dem ursprünglich einheitlichen Sedimen-

tationsraum hervorgehen ließ.

### 1.2 LAGE DES ARBEITSGEBIETES

Die untersuchten Konglomeratvorkommen befinden sich weitverstreut in der Provinz Málaga (Abb. 1, Tab. 1, Nr. 1-17, 21-22) und 30 km NE von Granada in der "Zone von Collogos Vega" (BLUMENTHAL 1928 a) in der Umgebung des Ortes Diezma (Abb. 2, Tab. 1, Nr. 18-20).

Genauere Lokalisierungen und -beschreibungen der nur lokal verbreiteten Konglomerate sind relativ selten. In geologischen Karten sind sie häufig nicht gesondert ausgedrückt. Außer den in Tab. 1 aufgeführten Vorkommen sind aus der Westlichen Betischen Kordillere noch weitere, von mir nicht bearbeitete Lokalisationen bekannt: BLUMENTHAL (1930:73) erwähnt das "polygene Konglomerat" (Marbella Formation) von der "Casa de Calinoria" am N-Ende der Sierra de Carratraca, etwa 1,5 km ESE von Ardales. Dieselbe Lokalisation beschreibt KOCKEL (1963: 456) unter dem Namen "Cortijo de Cucarra". MOLLAT (1968: 503) nennt ein Profil bei Guaro, etwa 17 km NW von Marbella. BUNTFUSS (1970) beobachtet S des Monte Mayor, 12 km NE Estepona, ein Kalkgeröllführendes, polygenes Konglomerat mit 5-8 cm großen Komponenten. Am Torre de la Sal, 8,5 km W Estepona, treten nach DÜRR (1967) feine Quarzkonglomerate und die Konglomerate der Marbella Formation auf. RAOULT (1973) erwähnt aus der gleichen Lokalisation nur Schiefer, Lydite und Kalke des Paläozoikums sowie rote Ton- und Sandsteine der Permo-trias. Weitere Vorkommen der Marbella Formation verzeichnet MICHELAU (1943) in seiner geologischen Karte aus der Umgebung Almogías NW Málaga.

Konglomeratvorkommen im "Korridor von Vélez Rubio" (BLUMENTHAL 1933) in der östlichen Betischen Kordillere wurden nicht bearbeitet. Lokalisierungen finden sich in den geologischen Karten von SOEDIONO (1971), GEEL (1973) und bei BUCHROITHNER et al. (1980b).

Geologisch gehören alle Konglomerate dem Karbon der Malagiden an, der höchsten tektonischen Einheit der Internzone der Betischen Kordillere.

### 1.3 METHODEN

Detailkartierungen und Detailprofile gut aufgeschlossener Lokalisationen dienen der sedimentologischen Charakterisierung der bearbeiteten Konglomerate. Eine annähernd quantitative Erfassung des Komponentenspektrums

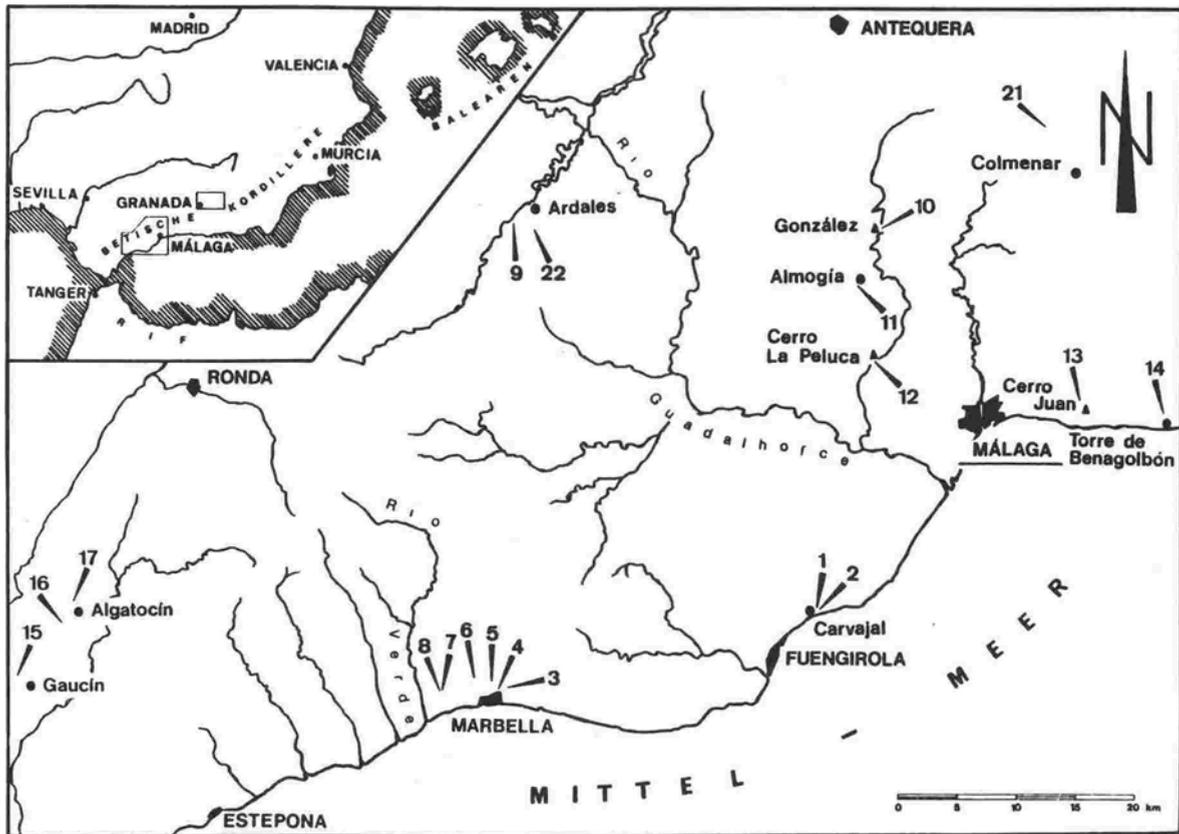


Abb. 1. Die bearbeiteten Konglomeratvorkommen in der westlichen Betischen Kordillere. Location map of the conglomerates studied in the Western Betic Cordillera.

im Gelände erfolgte in Meßnetzen (Flächen- $\%$ ; Netzweite 2 cm; mindestens 300 Treffer; möglichst drei Netze an verschiedenen Stellen einer Lokalität). Geröllorientierungen wurden mit dem Kompaß eingemessen (Messung von eindeutig erkennbaren Geröll-Längsachsen, mindestens 50 Messungen pro Aufschluß.

Rundung und Korngrößenverteilung wurden nicht statistisch ausgewertet, da innerhalb der einzelnen Vorkommen extreme Variationsbreiten auftreten. Die Auswahl der mikrofaziell zu bearbeitenden Kalkgerölle erfolgte unter Berücksichtigung der im Gelände sichtbaren Unterschiede. Es wurden 10 bis mehr als 50 Proben pro Aufschluß, durchschnittlich 20–30 Proben aufgesammelt. Von den 518 Dünn-schliffen (bis  $10 \times 15 \text{ cm}^2$ ) aus 22 Lokalitäten waren 5 % wegen Rekristallisation oder tektonischer Beanspruchung nicht klas-sifizierbar. Die Auswertung von 143 Cono-dontenproben erbrachte nur bei 32 Proben (= 22,3 %) stratigraphisch auswertbare Formen, insbesondere in den Tiefwasserkarbonaten des Retamares Member. Die Flachwasser-Gerölle des Retamares Member und insbesonde-re der Marbella Formation wurden durch Klein-foraminiferen und Kalkalgen datiert. Von 98 Proben konnten 87 (= 88,8 %) eingestuft werden.

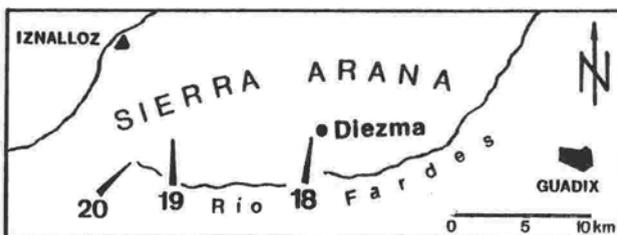


Abb. 2. Die bearbeiteten Konglomeratvorkommen in der Zone von Cogollos Vega NE von Granada.

Location map of the conglomerates studied in the zone of Cogollos Vega NE of Granada.

Lokalität	Kartenblatt	UTM-Koordinaten	Autor
1. Carvajal, 3 km NE Fuengirola: Bahneinschnitt unmittelbar SW des Bahnhofs Carvajal; Böschung der Nationalstraße unterhalb Bahneinschnitt.	16-45 Coin	UF 3 <sub>57</sub> 450 40 <sub>48</sub> 650	BLUMENTHAL (1949) ROCKEL (1959)
2. Carvajal, 3 km NE Fuengirola: Straßenböschung der Nationalstraße, 100 m NE der Lokalität 1	16-45 Coin	UF 3 <sub>57</sub> 600 40 <sub>48</sub> 600	---
3. W Talseite des Arroyo Segundo, 1,8 km NE des Stadtzentrums von Marbella	15-45 Marbella	UF 3 <sub>32</sub> 525 40 <sub>43</sub> 550	BLUMENTHAL (1949) MOLLAT (1968)
4. Marbella, 300 m WNW des Friedhofs, unmittelbar W der Straße nach Ojén.	15-45 Marbella	UF 3 <sub>31</sub> 750 40 <sub>43</sub> 100	BLUMENTHAL (1949) MOLLAT (1968)
5. Marbella, im Bereich der Urbanización Huerta El Prado, 2,3 km N des Stadtzentrums.	15-45 Marbella	UF 3 <sub>31</sub> 150 40 <sub>43</sub> 800 UF 3 <sub>31</sub> 200 40 <sub>43</sub> 650	---
6. Arroyo Guadapín, 3 km NW des Stadtzentrums von Marbella.	15-45 Marbella	UF 3 <sub>29</sub> 900 40 <sub>44</sub> 050	BLUMENTHAL (1949) MOLLAT (1968)
7. Straßenböschung unmittelbar E der Lokalität 8.	15-45 Marbella	UF 3 <sub>27</sub> 050 40 <sub>43</sub> 575	---
8. Kalksporn am E-Hang des Arroyo de la Cruz: baumbestandene Kuppe unmittelbar S der E-W verlaufenden Straße	15-45 Marbella	UF 3 <sub>27</sub> 000 40 <sub>43</sub> 575	BLUMENTHAL (1949) MOLLAT (1968)
9. beiderseits des Rio Turon; nach SE bis zur Höhe 605	15-43 Teba	UF 3 <sub>33</sub> 100 40 <sub>82</sub> 100	BLUMENTHAL (1930) KOCKEL (1963) BUCHROITHNER et al. (1980b)
10. E-Hang des González, 5 km N Almogía: am Weg von Cortijo El Chaparral nach SE zum Río de Campanillas (Weg nicht in der Karte verzeichnet!).	16-43 Ardales 17-43 Colmenar	UF 3 <sub>64</sub> 500 40 <sub>81</sub> 400	BLUMENTHAL (1930)
11. Almogía: am Fußweg im Taleinschnitt unmittelbar S unterhalb des Dorfes; nach NW bis oberhalb des Friedhofs reichend	16-44 Alora	UF 3 <sub>62</sub> 850 40 <sub>76</sub> 550 bis 3 <sub>63</sub> 050 40 <sub>76</sub> 750	MICHELAU (1943)
12. SSW-Hang des Cerro La Peluca; 8 km NW Málaga.	17-44 Málaga	UF 3 <sub>65</sub> 900 40 <sub>71</sub> 050	BLUMENTHAL (1928a) AZEMA (1961) BOULIN & LYS (1968) BUCHROITHNER et al. (1980b)
13. 500 m N des Cerro Juan, im Hang S unterhalb der Teerstraße; 9 km E Málaga.	17-44 Málaga	UF 3 <sub>81</sub> 600 40 <sub>65</sub> 850	AZEMA (1961) ("Coupe dit du Cortijo de Cantal")
14. Torre de Benagalbón, am E-Ufer des Arroyo de las Cuevas	17-44 Málaga	UF 3 <sub>88</sub> 300 40 <sub>64</sub> 050	---
15. 1,4 km W Gaucín, am E-Hang des Hacho de Gaucín unterhalb der 800 m-Höhenlinie	14-45 Cortes de la Frontera	TF 2 <sub>91</sub> 200 40 <sub>44</sub> 300	FIEDER (1978)
16. 1 km SW Algatocín, am Fußweg kurz vor dem Sattel	14-45 Cortes de la Frontera	TF 2 <sub>95</sub> 550 40 <sub>49</sub> 600	DÜRR (1967) FIEDER (1978)
17. 1,7 km N Algatocín, am Hang N oberhalb des km 87 der Straße C-341	14-45 Cortes de la Frontera	TF 2 <sub>96</sub> 100 40 <sub>51</sub> 900	FIEDER (1978)
18. 800 m SW Diezma, am E-Ufer des Arroyo de Genil.	20-41 La Peza	WG 4 <sub>70</sub> 100 41 <sub>30</sub> 100	---
19. Tajo de Despeñadero, 150 m NW der Finca La Ermita.	20-41 La Peza	WG 4 <sub>60</sub> 450 41 <sub>30</sub> 150	BLUMENTHAL (1928a) IGME (1978)
20. 400 m SW des Cortijo de los Mimbres.	20-41 La Peza	WG 4 <sub>58</sub> 100 41 <sub>28</sub> 950	IGME (1978)
21. 4,5 km NW Colmenar, im Tal des Rio Guadalmedina, insbesondere die nach E über den Gipfel des Aguila verlaufenden Felsbildungen	17-43 Colmenar	UF 3 <sub>78</sub> 700 40 <sub>89</sub> 150	FONTOBOTE & ESTEVEZ (1980)
22. 1,3 km S Ardales, Bereich des Zusammenfluß von Arroyo del Conejo und Arroyo de la Torre	16-43 Ardales	UF 3 <sub>35</sub> 300 40 <sub>81</sub> 800	BOURGOIS (1978, 1980)

Tab. 1. Die geographische Lage der bearbeiteten Konglomeratvorkommen und ihre Erwähnung bzw. Bearbeitung durch frühere Autoren. Die UTM-Koordinaten beziehen sich auf die vom Servicio Geográfico del Ejército herausgegebene "Mapa Militar de España, 1:50.000".

Location of the conglomerates studied. Previous authors who have mentioned or investigated the outcrop. UTM-coordinates refer to "Mapa Militar de España, 1:50.000", edited by "Servicio Geográfico del Ejército".

## 2 GEOLOGISCHER RAHMEN - GEOLOGICAL SETTING

The Malaguides are the uppermost tectonic nappe structure of the internal zone of the Betic Cordillera. They are widely distributed in the province of Málaga. Interrupted, however, by large tertiary basins, they mark the northern boundary of the internal zones in the zone of Cogollos Vega NE of Granada and in the corridor of Vélez Rubio W of Lorca (Fig. 3).

Using subdivisions by several earlier authors, HERBIG (1983) formalized the stratigraphic column of the non-metamorphic Paleozoic (Tab. 2). It starts at the top of a phyllitic series (Morales Formation) with 200-500 m of unfossiliferous platy limestones (Santi Petri Formation), which are interpreted as a calcareous flysch unit. Allochthonous limestone slip blocks are intercalated. The Santi Petri Formation is assumed to comprise the lower Silurian up to the Devonian/Carboniferous boundary. It is overlain by black cherts, 5-15 m thick, locally with Upper Tournaisian limestones on top (Falcoña Formation). The overlying flysch succession of the Almogía Formation (basal Viséan to post-lower Bashkirian) can be subdivided, at least locally, into the lower Retamares Member, 40-60 m thick, consisting of greywackes with intercalated conglomerates and Devonian limestone slip blocks, and into the overlying Olive Shales, approximately 150 m in thickness. Locally the Almogía Formation is overlain by the post-lower Bashkirian debris flow sediments of the Marbella Formation, which are up to 100 m thick. After weak Variscic movements, the Permian redbeds of the Saladilla Formation were deposited unconformably on top of the Marbella or Almogía Formation. Mesozoic-Cenozoic rocks of the Malaguides are known only locally.

Paleozoic fossils are very rare and not well-preserved. Better known are conodonts deriving from limestone slip blocks and other fossils deriving from limestone boulders of conglomerate horizons.

Moderne zusammenfassende Darstellungen des nichtmetamorphen Paläozoikums in der Internzone der Betischen Kordillere fehlen weitgehend. Deshalb sollen die Kalkgeröllführenden Formationen in einem größeren regionalgeologischen und stratigraphischen Rahmen betrachtet werden.

### 2.1 GROSSGLIEDERUNG DER BETISCHEN KORDILLERE

Die Betische Kordillere gliedert sich in zwei Teile, die bezüglich Lithologie und tektonischer Stellung grundlegend voneinander unterschieden sind. Eine südlich gelegene Internzone ist auf eine nördliche Externzone aufgeschoben.

Die nicht metamorphe Externzone bildete im Mesozoikum den Kontinentalrand der variskisch konsolidierten spanischen Meseta. Sie läßt sich in mehrere, WSW-ENE streichende Zonen gliedern. Die nördlichste Zone, das Präbetikum, stellt die parautochthone, mesozoisch-tertiäre Sedimentbedeckung des Südrands der Meseta dar. Sie wird aus kontinentalen und epikontinental-marinen Serien aufgebaut. Im Jungtertiär senkte sich der Westteil zum Guadalquivir-Becken ab, das ein großteils von marinen Sedimenten erfülltes Molassebecken darstellt. Das allochthone, randlich nach N auf das Präbetikum überschobene Subbetikum schließt sich im S an. Es wird von klastisch-salinärer Trias und mergeligen Sedimenten des Jura bis Oligozän aufgebaut. Das interne Subbetikum besitzt im Westteil der Betischen Kordillere tektonisch und faziell eine gewisse Selbstständigkeit. Es wird deshalb verschiedentlich als Penibetikum vom Subbetikum s. str. abgetrennt (BLUMENTHAL, ab 1927; HOEPPENER et al. 1963, 1964). Prämesozoische Gesteine sind in den Externzonen auch aus Bohrungen nicht bekannt: der paläozoische Sockel der Meseta muß unter dem Guadalquivirbecken rasch nach S abtauchen (PERCONIG 1962).

Die Internzone ("Betische Zone") besteht im Gegensatz zur Externzone zu einem großen

Teil aus paläozoischen Gesteinen. Charakteristisch ist eine alpine Deckentektonik und die oft starke Metamorphose großer Gesteinskomplexe.

Die strukturellen Einheiten können in vier übergeordnete tektonische Komplexe gegliedert werden (EGELER & SIMON 1969a, 1969b; RONDEEL & SIMON 1974). Dies sind von unten nach oben (mit abnehmendem Metamorphosegrad):

- (1) die aus mehreren polymetamorphen Decken bestehenden Nevado-Filabriden
- (2) der Ballabona-Cucharón-Komplex
- (3) der aus paläozoischen und permotriadischen Schieferen wechselnden Metamorphosegrads und triadischen Karbonatgesteinen aufgebaute Deckenstapel der Alpujarriden.
- (4) die zum größten Teil aus unmetamorphem Paläozoikum mit einer nur lokal erhaltenen, kondensierten mesozoisch-känozoischen Bedeckung bestehenden Malagiden.

Als Rondaiden ("Dorsale bétique" bzw. "Dorsale calcaire" nach DURAND DELGA & FOUCAULT 1967) werden größtenteils nicht metamorphe mesozoische Karbonatschuppen bezeichnet, die im Westteil der Betschen Kordillere und in der Zone von Cogollos Vega NE' von Granada den Kontakt Internzone-Externzone flankieren. Sie stehen nach ihrer Triasfazies zwischen den Alpujarriden und den Malagiden.

Die allochthonen "Einheiten des Campo de Gibraltar" ("Ultraflysch des Campo de Gibraltar") sind der Internzone vorgelagert und überlagern das Penibetikum. Die flyschartigen Sedimente stammen aus dem Bereich Unterkreide bis Aquitan.

Abb. 3. Verbreitung des nichtmetamorphen Paläozoikums der Malagiden. Die permotriassischen Ausstriche der Sierra de la Tercia und der Sierra de Espuña NE von Lorca sind nicht angegeben. a: Zone von Cogollos Vega. b: Korridor von Vélez Rubio. Verändert nach RONDEEL & SIMON (1974).

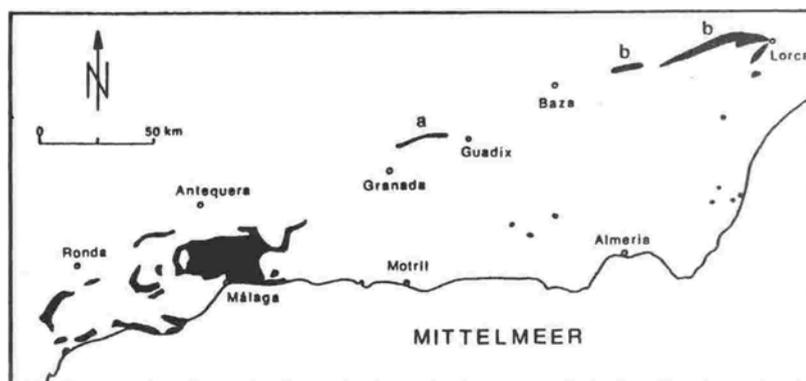
Distribution of the non-metamorphic Paleozoic rocks of the Malagides. The Permotriassic outcrops of the Sierra de la Tercia and the Sierra de Espuña NE of Lorca are omitted. a: zone of Cogollos Vega. b: corridor of Vélez Rubio. Modified after RONDEEL & SIMON (1974).

## 2.2 DIE MALAGIDEN

Im Westabschnitt der Betschen Kordillere definierte BLUMENTHAL (1927, 1930) als "Betikum von Málaga" alle paläozoischen und älteren (metamorphen) Gesteine, die tektonisch auf den Alpujarriden liegen. Nur die "Rondaiden" wurden als westlichster, nicht metamorpher Vertreter der Alpujarriden ausgeschieden (BLUMENTHAL 1928b). Von diesem Betikum von Málaga s. l. lassen sich drei, zu den Alpujarriden gehörende tektonische Einheiten abtrennen: Dies sind Casares-Einheit, Yunquera-Einheit und Blanca-Einheit, welche fenster- oder halbfensterartig unter dem tektonisch einheitlichen Betikum von Málaga s. str. liegen (DÜRR et al. 1962a, 1962b; HOEPPENER et al. 1963, 1964) DURAND-DELGA (1964, 1968) bezeichnete die gleiche Einheit, aber über die gesamte Erstreckung der Betschen Kordillere, mit dem heute allgemein gebäuchlichen Namen Malagiden.

### 2.2.1 REGIONALE VERBREITUNG

Die Malagiden nehmen nur in der Provinz Málaga größere Flächen ein. Doch bereits BLUMENTHAL (1933) erkannte die durchgehende, nur von den Tertiärbecken von Granada, Guadix und Baza unterbrochene Erstreckung des sich tektonisch in gleicher Position befindlichen nichtmetamorphen Paläozoikums am gesamten N-Rand der Internzonen. Er beschrieb es bereits 1928a aus der Zone von Cogollos Vega NE von Granada und 1933 aus dem Korridor von Vélez Rubio N' der Sierra de las Estancias. Unmittelbar W' Lorca setzt das Paläozoikum aus und Permotrias und Trias übernehmen die Rolle als Deckenbasis



der Malagiden. Sie lassen sich so bis in die Sierra de Espuña verfolgen (FALLOT 1929; PAQUET 1962a, 1962b). Deckenreste der Malagiden S' der Sierra Nevada wurden von BODENHAUSEN, FONTBOTÉ & SIMON (1967), DURAND DELGA (1968) und JACQUIN (1968) beschrieben. Weitere kleine Vorkommen befinden sich in den küstennahen Gebirgszügen zwischen Almería im S und Mazarrón im NE (DE BOOY & EGELER 1961). Die bisher bekannten Vorkommen der Malagiden sind in den tektonischen Karten von EGELER & SIMON (1969a,b) und RONDEEL & SIMON (1974) dargestellt (Abb. 3).

### 2.2.2 STRATIGRAPHIE

Einen Überblick über die stratigraphische Gliederung des Paläozoikums gibt Tab. 2. Weitere Angaben finden sich bei HERBIG (1983), dessen Gliederung die vorliegende Arbeit folgt. Mächtigkeitsangaben sind infolge der intensiven Bruchtektonik mit großer Unsicherheit behaftet (MAUTHE, 1971).

Der nur lokal bekannte Basisgneis (MOLLAT 1968) gehört nach MON (1969, 1971) zu den Alpujarriden. Die Basis der Malagiden ist damit die ordovizisch (?) bis untersilurische Morales Formation (Phyllitserie) aus dunklen, rauchblauen Phylliten. 40-60 m unter der Obergrenze schaltet sich ein Quarzkonglomerat von etwa 15 m Mächtigkeit ein. Das nichtmetamorphe Paläozoikum beginnt mit der 200-500 m mächtigen Santi Petri Formation. Sie besteht aus fossilfreien, blauschwarzen, plattigen, vielfach stark verfalteten Kalken mit hohem Quarzgehalt ("calizas alabeadas"). Die Kalke werden als karbonatischer Flysch interpretiert. Grauwacken sind in wechselndem Umfang am Aufbau der Folge beteiligt. Lithofaziell abweichende eingeschaltete conodontenführende Kalke des oberen Wenlock - Eifel sind als allochthone Gleitschollen zu betrachten. Die Santi Petri Formation reicht vom unteren Silur bis vermutlich in den Bereich der Devon/Karbon-Grenze. Die hangende, 5-15 m mächtige Falcoña Formation besteht aus schwarzen Kieselschiefern. Lokal sind in

ihrem Top conodonten- und radiolarienführende Kalke des Obertournai (*anchoralis-latus* Zone) entwickelt; ihre Basis bzw. die obersten Schichten der Santi Petri Formation sind nicht datiert. Die überlagernde Flyschfolge der Almogía Formation reicht von der Basis des Visé bis in das post-Unterbashkir. Sie läßt sich zumindest lokal in zwei Schichtglieder unterteilen. Das basale, überwiegend grobklastische Retamares Member besteht aus einer 40-60 m mächtigen Folge von Grauwacken mit eingeschalteten Konglomeraten. Letztere entsprechen den "Gesprengelten Konglomeraten" von BLUMENTHAL (1930) bzw. dem "Polymict Conglomerate Member" von GEEL (1973). Vermutlich auf das Retamares Member beschränkt sind conodontenführende Kalkstein-Gleitschollen des Zeitbereichs Gedinne - Dasberg. Das obere Schichtglied der Almogía Formation besteht aus einer etwa 150 m mächtigen Folge von Tonschiefern mit einigen Grauwackenlagen. Dafür ist nach BLUMENTHAL (1930) der informelle Name "Olivenschiefer" im Gebrauch. Lokal wird die Almogía Formation von den post-unterbashkirischen, bis zu 100 m mächtigen Debrisflow-Sedimenten der Marbella Formation überlagert. Diese läßt sich zumindestens lokal in ein unteres Schichtglied mit Dominanz großer Kalkgerölle und ein oberes, polymiktes Schichtglied mit seltenen oder fehlenden Kalkgeröllen unterteilen.

Nach einer schwachen variskischen Gebirgsbildung lagerten sich diskordant über der Almogía Formation oder der Marbella Formation die nur lokal erhaltenen, roten Konglomerate, Sand- und Tonsteine der "Permotrias" ab (Saladilla Formation). Es folgen ebenfalls nur lokal bekannte, lückenhaft entwickelte mesozoisch-tertiäre Schichten, die bis in das Aquitan reichen. Kondensation, Erosion und Anzeichen für Nichtsedimentation sind häufig. Am ausführlichsten wurde diese Schichtfolge von AZEMA (1961) im Raum E Málaga untersucht. Sie liegt nach einem nordgerichteten Transport in allochthoner Position schuppenartig auf dem Paläozoikum. Im östlichsten Teil der Betschen Kordillere finden sich in weiter Verbreitung vom paläozoischen Untergrund losgelöste, rein permotriadisch-mesozoische

HERBIG (1983)	MON (1971)	MAUTHE (1971)	KOCKEL & STOPPEL (1962)	MICHELAU (1943)	BLUMENTHAL (1930)	GEEL (1973)
Malagiden	zwischen Río Campañillas und Río Guadalhorce	Serranía de Ronda	im Raum Almogía	im Raum zwischen Almogía und Marbella	beidersseits des mittleren Guadalhorce	Korridor von Vélez Rubio
Formación Saladilla	Permotrias	Permotrias	?Perm	Buntsandstein Rotliegendes	Permotrias	Saladilla Formation
superior Formación +100 m Marbella inferior	polygenes Konglomerat	polygenes Konglomerat + 100 m	polygenes Konglomerat	Hangendschiefer polygenes Konglomerat	Höhere Kgl. polygenes Kgl. (Cgl. de Marbella) gesprengeltes Kgl	Marbella Conglomerate Member
"Olivenschiefer" + 150 m	Schiefer und Grauwacken	Serie der Schiefer und Grauwacken + 200 m	Schiefer mit eingeschalteten Grauwacken	Serie der wechsel-lagernden Grauwacken und Schiefer	Grauwacken, Schiefer, Kieselschiefer	Polymict Conglomerate Member
Miembro de Retamares 40-60 m	Formación Almogía	Formación Almogía	Grauwacken von Retamares	Kieselschiefer Liegende Schiefer und Grauwacken Almogía-Kalk		Graywacke-Shale Member
Formación Falcoña 5-15 m	schwarze Radiolarite	Horizont der Kieselschiefer	Die höheren Grauwacken und Schiefer	Zwischenschiefer Flaserkonglomerat		
Formación Santi Petri 200 - 500 m	Formación Santi Petri	calizas alabeadas 200-500 m	Serie Rana calizas alabeadas	Kieselschiefer-Grauwackenzone	calizas alabeadas mit Orthoceren- und Tentaculiten-kalken	Calizas alabeadas Member
	Formación Morales	Phyllitserie + 350 m	Serie der Phyllite und calizas alabeadas	Santi Petri Kalk	Phyllitserie und Begleitgesteine	Conodont Limestone Member
						Tentaculites Limestone Member
						Variogated Phyllite Member

Tab. 2. Lithostratigraphische Gliederungen im Paläozoikum der Malagiden. Die von GEEL (1973) im Ostteil der Beticen Kordillere erarbeitete Gliederung läßt sich zwanglos auf die übrigen, in der Westlichen Beticen Kordillere erarbeiteten Einheiten übertragen. "Tentaculites-" und "Conodont Limestone Member" sind wahrscheinlich wie in der Westlichen Beticen Kordillere als allocthone Kalkstein-Gleitschollen innerhalb des "Calizas alabeadas Member" (= Santi Petri Formation) zu betrachten. MICHELAU (1943) erreichte wegen tektonischer Verdoppelungen und Einbeziehung von Kalksteingleitschollen keine befriedigende Unterteilung der Almogía Formation.

Lithostratigraphic subdivisions of the Malagide Paleozoic. GEEL's subdivisions in the E Betic Cordillera are quite compatible with the units encountered by other authors in the W Betic Cordillera. Tentaculites and Conodont Limestone Member are probably allocthonous limestone slip blocks within the Calizas alabeadas Member (= Santi Petri Formation) such as in the W Betic Cordillera. MICHELAU (1943) missed a subdivision of the Almogía Formation because of tectonic doublings and inclusion of limestone slip blocks in the stratigraphic column.

Schuppen der Malagiden (Korridor von Vélez Rubio: ROEP & MAC GILLAVRY 1962; Lorca: FERNEX 1963; Sierra de Espuña: PAQUET 1962a, 1962b).

### 2.2.3 FOSSILINHALT

Fossilien sind in allen paläozoischen Formationen sehr selten und schlecht erhalten. Ausgenommen sind Fossilien aus Kalkstein-Rutschkörpern und Kalkgeröllen. Aus dem Devon sind *Styliolina* und *Costulostyliolina* bekannt, die Pragian bis oberes Ems anzeigen (Zone von Cogollos Vega, FOUCAULT & PAQUET 1970), sowie die Pflanzenreste *Prototaxites* (Marbella, MOLLAT 1968) und *Asterocalamites* oder *Calamites* (Prov. Málaga, BLUMENTHAL 1927, 1930, 1949). Aus dem Unterkarbon fand sich im Raum Almogía NW Málaga *Spirifer* cf. *duplicosta* PHILIPPS, *Linoproductus* sp. und das Spurenfossil *Dietyodora liebeana* GEINITZ (MICHELAU 1943). Aus dem mittleren Karbon NW von Lorca in der E Betischen Kordillere wurde als einziger Goniatit *Homoceratoides kitchini* BISAT zusammen mit ?*Equisetum* beschrieben (NAVARRO & TRIGUEROS 1960, 1963). Die einzigen Conodonten auf primärer Lagerstätte stammen aus den pelagischen Kalken der Falcoña Formation (HERBIG 1983, nach Fundpunktangaben von KOCKEL & STOPPEL 1962 und MOLLAT 1968). GEEL (1973) beschreibt Conodonten des hohen Unter- bis Obervisé, die möglicherweise aus der Falcoña Formation stammen. Aus dem Raum von Vélez Rubio wurden aus Gesteinen unbekannter tektonischer Stellung nicht bestimmte Orthoceraten, Trilobiten, *Styliolina* und *Nowakia* genannt (MAC GILLAVRY, ROEP & GEEL 1960, MAC GILLAVRY & GEEL 1962). Aus den silurisch-devonischen Gleitschollen der Provinz Málaga

wurden Conodonten beschrieben von KOCKEL (1958, 1959) und KOCKEL & STOPPEL (1962) und aus der E Betischen Kordillere von GEEL (1973) und BOOGAARD (1965, zusammen mit silurischen Tintinniden, HERMES 1966). Conodonten sind auch aus Deckenresten der Malagiden S der Sierra Nevada bekannt (JACQUIN 1968). MICHELAU (1943) führt aus dem Rutschkörper des "Almogía-Kalkes" den oberdevonischen *Tentaculites sulcatus* ROEMER an. Die ältesten, silurischen Makrofossilien stammen aus dem Rutschkörper des Burgbergs von Ardales (BLUMENTHAL 1930: *Orthoceras michelini* BARROIS, *Orthis umbra* BARROIS).

### 2.2.4 KALKFÜHRENDE KONGLOMERATE

Die "Höheren Konglomerate" wurden 1930 von BLUMENTHAL als jüngste stratigraphische Einheit im Paläozoikum der Malagiden ausgeschieden. Er unterschied ein "gesprenkeltes Konglomerat" mit der Dominanz haselnußgroßer Milchquarze und seltenen Kalkstückchen, welches in konglomeratische Grauwacken übergehen kann, von einem "polygenen Konglomerat". Letzteres ist durch das gemeinsame Auftreten von bis zu m<sup>3</sup> großen Kalkgeröllen zusammen mit feinerem, kristallinen und "halbkristallinen" Material gekennzeichnet. Die Kalkkomponenten können fast das gesamte Gestein aufbauen. Nach den heutigen stratigraphischen Kenntnissen bilden diese Konglomerate bis auf eine lokale Ausnahme die einzigen Kalkgeröllführenden Einschaltungen in der paläozoischen Schichtfolge. Sie sind niveaubeständig. Das ältere "Gesprenkelte Konglomerat" gehört dem Retamares Member der Almogía Formation an. Das "polygene Konglomerat" entspricht der Marbella Formation. Sie sind der Hauptgegenstand der folgenden Untersuchungen.

## 3 DIE KONGLOMERATE IM RETAMARES MEMBER DER ALMOGÍA FORMATION - CONGLOMERATES OF THE RETAMARES MEMBER, ALMOGÍA FORMATION

The conglomerates within the Retamares Member of the Almogía Formation form small, discontinuous lenses of different stratigraphic position. They are comparable to one another in regard to their sedimentological

properties and the age and microfacies of their limestone pebbles.

Synonymie: Gesprenkelte Konglomerate - BLUMENTHAL 1930; Polymict Conglomerate Member - GEEL 1973; Polymikte Konglomerate -

BUCHROITHNER et al. 1980b.

Nach HERBIG (1983) handelt es sich bei den Psephiten innerhalb des Retamares Member um kleine, in unterschiedlichen Niveaus auftretende Konglomeratlinsen. Sie sind nach sedimentologischen Merkmalen, Stoffbestand, Alter und Fazies ihrer Kalkgerölle untereinander vergleichbar. Da sie keiner gemeinsamen Sedimentschüttung zuzuordnen sind und verschiedene Niveaus innerhalb des Retamares Member einnehmen, können sie nicht als eigenes "Member" ausgeschrieben werden. Der Name "Polymikte Konglomerate" sollte auch deshalb vermieden werden, weil die sich auf den Stoffbestand stützende Bezeichnung auch auf andere Konglomerate bezogen werden kann (auch die Marbella Formation ist ein polymiktes Konglomerat!).

### 3.1 SEDIMENTOLOGIE UND LITHOLOGIE - SEDIMENTOLOGY AND LITHOLOGY

The first person to describe the conglomerates was BLUMENTHAL (1930). SOEDIONO (1971), GEEL (1973) and BUCHROITHNER et al. (1980b) gave detailed descriptions of the sedimentology, lithology and heavy mineral content of the E Betic Cordillera.

The most informative outcrop investigated was Fuengirola-Carvajal (localities 1, 2) exhibiting two strongly faulted, overturned sections, 195 m and 260 m thick (Figs. 4-6). Only in this locality the typical clast-supported conglomerates of the Retamares-Member are underlain by a sequence of four debrisflows. These are the oldest known limestone-bearing conglomerates in the Carboniferous of the Malaguides. Component spectra and microfacies of limestone pebbles are identical to the typical conglomerates of the Retamares Member. Other localities investigated are near Marbella (Loc. 7), E of Málaga (Locs. 13-15) and in the W Serranía de Ronda (Loc. 15). The conglomerates E of Málaga also show varieties without limestones; the limestones of the easternmost outcrop (Loc. 14) are recrystallized along with increasing metamorphism to the E of Málaga.

Altogether, the typical conglomerates of the Retamares Member form lenses, several meters to several tens of meters thick, intercalated in greywackes and conglomeratic greywackes. The polymictic, clast-supported, well-sorted conglomerates are not graded and poorly or not at all stratified. Components are well-rounded and have average diameters of 5 cm. Intrabasinal boulders (greywackes, shales) may exhibit larger sizes. The main components are quartz, quartzites and gneiss. Chert is common. Limestone pebbles are rare or missing. Roundness and size correspond to the other components. Locally brown sideritic dolomites are common.

Because of their sedimentological properties and their association with thickly bedded, partly conglomeratic sandstones without BOUMA-cycles, the conglomerates are interpreted as channel deposits in a braided suprafan at the base of a continental slope. Rare finer-grained sediments are terrace- and levee-deposits.

#### 3.1.1 KENNTNISSTAND

Nach der Erstbeschreibung durch BLUMENTHAL (1930) stammen die weiteren Hinweise auf die Konglomerate des Retamares Member in der W Betischen Kordillere von MOLLAT (1968), BUNTFUSS (1970) und MAUTHE (1971). Die Autoren heben die geringe lithologische Variation der Komponenten hervor. (Quarz, Lydit, selten Quarzit, Grauwacke, Schiefer, Aplit), ihren geringen Durchmesser (0,5-2,0 cm) und die gute Sortierung. Die Konglomerate liegen anscheinend ohne ein stratigraphisches Niveau einzuhalten in Grauwacken oder Schiefer eingestreut.

In der E Betischen Kordillere, dem Korridor von Vélez Rubio, stammte die erste Beobachtung der "gesprenkelten Konglomerate" ebenfalls von BLUMENTHAL (1933). DE BOUY & EGELER (1961) verglichen feine Konglomerate aus der Sierra Almagro mit den "Höheren Konglomeraten" BLUMENTHALS. SOEDIONO (1971) benutzte für das Paläozoikum unter den Rot-sedimenten der Permotrias erstmals den Begriff Piar Formation. In der "lower clastic unit" (=Member B) beschrieb er Konglomerate, deren Hauptkomponenten Milchquarze und schwarze Kieseliefer sind. GEEL (1973) nannte die gleichen Gesteine "Polymict Conglomerate Member". Sie gehen lateral und im Hangenden und Liegenden in konglomeratische Grauwacken über. Sowohl SOEDIONO (1971) als auch GEEL (1973) lieferten eine detaillierte sedimentologische und petrographische Beschreibung der Konglomerate.

Nach BUCHROITHNER et al. (1980b) unterscheiden sich die "Polymikten Konglomerate" von Vélez Rubio von den Konglomeraten der Marbella Formation durch Fazies und Alter ihrer Karbonatgerölle (siehe auch GEEL, 1973), durch die dichtere Packung der Komponenten und die Seltenheit und geringere Korngröße der Kalkkomponenten. Untersuchungen der Schwermineralspektren in den mit den Konglomeraten vergesellschafteten Sandsteinen zeigen für die "Polymikten Konglomerate" gegenüber der Marbella Formation einen deutlich erhöhten Apatit- und geringeren Granatgehalt an (siehe aber Abschnitt 6.2). Im "Polymikten Konglomerat" finden sich Spuren von Chromit.

Eine Sonderstellung nimmt das von BLUMENTHAL (1949) beschriebene Konglomeratvorkommen von Fuengirola-Carvajal (= Torre Blanca) ein. Wegen seiner faziellen Ausbildung bisher stets zu den Konglomeraten der Marbella Formation gestellt, befindet es sich nach eigenen Untersuchungen im Liegenden der typischen Konglomerate des Retamares Members (siehe Abschnitt 3.1.2). BLUMENTHAL (1949) beschrieb plattige Schieferfragmente beträchtlicher Größe und leitete davon einen sehr kurzen, lokalen Transportweg ab. Als Ablagerungsmechanismus sah er submarine Sedimentströme an, etwa Rutschungen in Deltas. Die Mächtigkeit schätzte er mit zwischenlagernden Schiefeln und Grauwacken auf 130 m.

### 3.1.2 FUENGIROLA-CARVAJAL

Die Lokalitäten 1 und 2 im Bahneinschnitt SW des Bahnhofs Carvajal beziehungsweise an der parallel verlaufenden Nationalstraße sind die besten unter den bearbeiteten Aufschlüssen der Konglomerate des Retamares Member. Es wurden zwei 195 m bzw. 260 m mächtige Profile durch die Kalkgerölle führende Schichtfolge aufgenommen (Abb. 4, 5). Sie sind durch eine Wechsellagerung von verschiedenen Konglomerattypen, Grauwacken, Siltsteinen und Tonschiefern ausgezeichnet.

Die etwa zwischen 35 ° und 65 ° etwa nach SW einfallende Schichtfolge ist überkippt. Dies ist nachweisbar durch:

- überkippte Schrägschichtungskörper in Silt- bis Feinsandsteinbänken;
- überkippte, normal gradierte Schichtung in Grauwackenbänken;
- grobkörnige, dichtgepackte Basislagen der Konglomerate liegen "oben", die Hangendlagen der Konglomerate mit kleineren Korngrößen und höherem Matrixanteil liegen "unten";
- Gerölle aus den "oben" liegenden Basislagen drücken sich in die stratigraphisch unterlagernden Tonschiefer ein und zerstören deren Feinlamination;

- zyklische Abfolgen Konglomerat-Grauwacke-Feinsandstein-Tonschiefer sind überkippt.

Die Schichtenfolge ist bruchtektonisch intensiv beansprucht. Es treten mehrere Meter mächtige tektonische Zerrüttungszonen auf. Sie können wirr von bis zu 8 cm mächtigen Quarzadern durchzogen sein. Im Bahneinschnitt SW des Bahnhofs Carvajal (Abb. 5) lassen sich mindestens drei Störungsgenerationen in folgender zeitlicher Abfolge nachweisen: 1. steile Abschiebung nach NW. 2. steile Abschiebung nach SW. 3. flache Abschiebung nach NW. 19 Störungen (S 1 - S 19) durchschneiden die Sohle des 135 m langen Aufschlusses; sie sind auch in der Profildarstellung der Abb. 4 angezeigt. Dementsprechend sind exakte Mächtigkeitsangaben für die einzelnen Schichtglieder nicht möglich. Die nach SW einfallenden Störungen sind <sup>†</sup> schichtparallel und häufig an lithologische Grenzen gebunden, so daß sich keine größeren Mächtigkeitsveränderungen ergeben. Für die anderen Störungsgenerationen werden im allgemeinen nur Sprunghöhen im Meterbereich angenommen. Daher können die Profile als grobes Raster der Sedimentationsgeschichte dienen.

Die nach den Beschreibungen BLUMENTHALS (1930) und der anderen Autoren typischen Konglomerate des Retamares Member (siehe Abschnitt 3.1.1) befinden sich im Top des Profils "Carvajal Nationalstraße" (Abb. 4, Lok. 2). Diese Konglomerate treten in dem weniger als 100 m NW liegenden Profil entlang der Bahnstrecke nicht mehr auf. Es handelt sich also um lokale Einschaltungen, die als ein knapp 34 m mächtiges, in Grauwacken und Tonschiefern liegendes Paket aus überwiegend sehr dicht gepackten, komponentengestützten, polymikten Konglomeraten (Taf. 1/4) entwickelt sind. Die Komponentengröße überschreitet selten 5 cm. Die gut gerundeten Gerölle sind mit den Längsachsen eingeregelt. Die einzelnen, bis zu mehreren Metern mächtigen Sedimentationseinheiten sind nicht gradiert oder gebankt. Mikrokonglomerate mit Geröllen unter 0,5 cm Ø und Sandsteinbänke sind eingeschaltet.

Im Detail läßt sich das Profil im Hangenden der 30 m mächtigen Aufschlußlücke

(siehe Abb. 4, Lok. 2) gliedern in:

12) 15,4 m mittelkörnige Grauwacken, tektonisch stark zerschert und von Quarzadern durchzogen. An der Basis entwickeln sie sich kontinuierlich aus den Mikrokonglomeraten der liegenden Einheit.

11) 3,6 m polymiktes Mikrokonglomerat, wie 8). Feinsand- und Tonschieferflatschen bis 5 cm Länge, lagig konzentriert.

10) 0,5 m polymiktes Konglomerat, komponentengestützt, normal gradiert. Klasten-größe bis 4 cm  $\emptyset$ .

9) 0,2 m feinkörniger, gelbbrauner Sandstein.

8) 5,9 m polymiktes Mikrokonglomerat, komponentengestützt, nicht gradiert, nicht gebankt; Komponenten im allgemeinen kleiner als 0,5 cm, vereinzelte Kieselschiefer-, Gneis- und Kalkgerölle bis 5 cm  $\emptyset$ . 10 cm mächtige Basislage mit Komponenten bis 5 cm  $\emptyset$ .

7) 1,2 m fein- bis mittelkörniger, gelbbrauner Sandstein.

6) 13,3 m polymiktes Konglomerat, komponentengestützt, nicht gradiert, nicht gebankt. Eingeregelter Gerölle bis 5 cm  $\emptyset$ ; im Top eingeschaltete Grauwackenlinse; Komponentenspektrum siehe Abb. 6, Lok. 2.

5) 3,4 m chaotisches polymiktes Konglomerat, matrixgestützt; ein Drittel des Komponentenspektrums besteht aus Tonschieferflatschen mit 10-30 cm  $\emptyset$ . Quarz-, Lydit-, Gneis- und Kalkgerölle 3-7 cm  $\emptyset$ .

4) 5,7 m polymiktes Feinkonglomerat, matrixgestützt. Quarz-, Lydit- und Gneisgerölle 0,5-1 cm  $\emptyset$ .

3) 0,8 m Grauwacke, invers gradiert, im Top mit Tonschieferflatschen bis 5 cm  $\emptyset$ .

2) 1,1 m Tonschiefer und Siltsteine.

1) 0,5 m feinkörnige Grauwacke.

Kalkgerölle treten nur in den Einheiten 5, 6, und 8 auf.

In der homogenen, 13,3 m mächtigen Einheit 6 wurde eine quantitative Komponentenanalyse durchgeführt (Abb. 4, Nr. 5, 6). Eine Meßreihe im unteren Drittel und im Top des Konglomerats zeigt keine gravierende Unterschiede. Zusammenfassend läßt sich folgendes Komponentenspektrum erkennen (Abb. 6, Lok 2): Gneise 46 %, Gangquarze 30 %, Sandsteine und Grauwacken 7,5 %, Kalksteine 6 %, Kieselschiefer 4 %, Granite 3,5 %, Quarzite 3 %. Der Matrixanteil beträgt 23 %.

Eine Sonderstellung nimmt der durch eine 83 m mächtige Grauwacken-Tonschiefer-Serie getrennte, im Liegenden der typischen Retamares-Konglomerate befindliche Konglomeratkomplex ein (Abb. 5; Abb. 4; Lok. 1).

Er ist am Bahneinschnitt SW des Bahnhofs Carvajal und etwa 50 m SE dieses Profils an der 15-20 m tiefer liegenden Nationalstraße aufgeschlossen. Bei diesen Konglomeraten handelt es sich um typische Debrisflow-Sedimente. Sie sind das älteste bekannte Kalkgerölle führende Niveau im höheren Paläozoikum der Malagiden und nur aus Fuengirola-Carvajal bekannt:

Es lassen sich vier, unabhängig voneinander entstandene Debrisflows unterscheiden. Der älteste Debrisflow wird, bedingt durch die Überkipfung, im Liegenden von jungen, sählig lagernden Grobkonglomeraten überlagert. Er ist durch ein kleines aufschlußloses Tälchen vom restlichen Profil getrennt. Da die Debrisflow-Sedimente Reliefbildner sind, verbergen sich unter der Talsohle wahrscheinlich leichter erodierbare Grauwacken und Tonschiefer und lassen eine Abtrennung dieses ältesten Debrisflow als eigenständigen Schüttungskörper zu. Nach der en bloc-Schüttung der einzelnen Debrisflows stabilisierte sich die Sedimentation wieder. Im Hangenden der Psephite folgen mittel- bis grobkörnige Grauwacken, dann eine Grauwacken-Tonschiefer-Wechselagerung und schließlich dunkelgraue Siltsteine und Tonschiefer in 3-15 cm mächtigen Bänken. Die Tonschiefer sind zum Teil un-deutlich laminiert, die Siltsteinbänke zum Teil schräggeschichtet. Besonders gut ist diese "fining-upwards Sequenz" im Hangenden der Debrisflows C und D im Bahneinschnitt zu beobachten (siehe Abb. 4, 5).

Die Debrisflow-Ablagerungen sind eindeutig als solche charakterisiert durch

- Sehr hohen Matrixanteil der Silt- bis Sandfraktion. Die Komponenten über 0,5 cm  $\emptyset$  sind matrixgestützt (Taf. 1/3). Im Top des Debrisflows C erreicht der Matrixgehalt 72 % (Taf. 1/2).

- Fehlende Bankung. Eine konglomeratische Sedimentationseinheit erscheint als massiver Körper;

- Fehlende Sortierung. Gerundete und anguläre Klasten unterschiedlichster Größe kommen gemeinsam vor. Auffälligerweise sind die Kalksteinfragmente bedeutend größer (bis 28 x 25 cm) und schlechter gerundet als kristallines Material. Sie sind nach KELLING & HOLROYD (1978) allochthone intrabasinale Klasten, welche dem Sedimentationsbecken benachbarten Schelfgebieten entstammen. Das

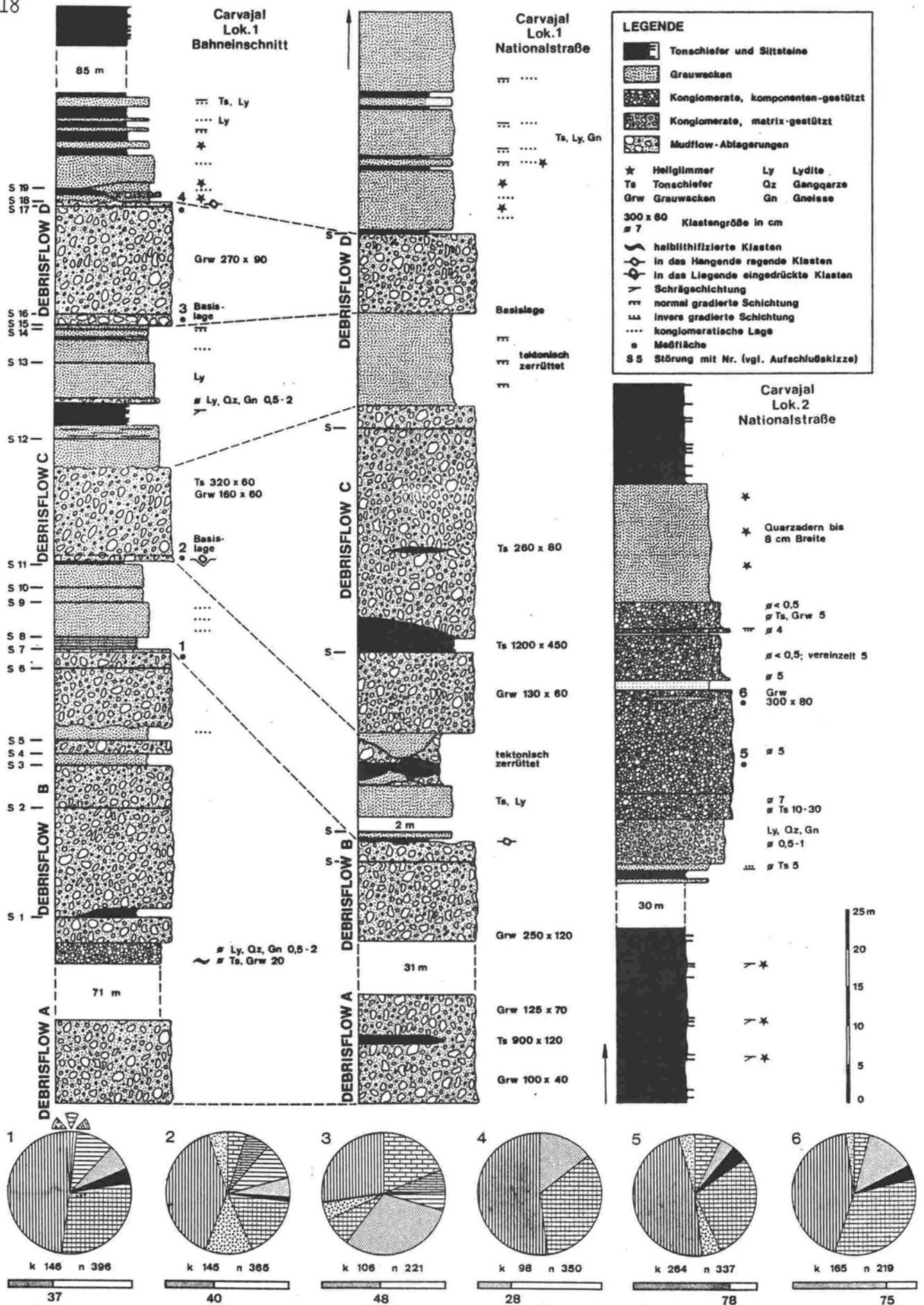


Abb. 4. Konglomeratserien (Lok. 1, 2) in Fuengirola-Carvajal. Das rechte Profil schließt lückenlos im Hangenden an das mittlere Profil an. Kreisdiagramme: Komponentenverteilung; Balkendiagramme: Komponenten-Matrix-Verhältnis (Meßflächen 1-6). Legende wie in Abb. 6. Conglomerate series in Fuengirola-Carvajal (Loc. 1, 2). Central section is directly continued by right section. Circle diagrams: distribution of components; bar diagrams: component-matrix-ratios (survey areas 1-6). Symbols as in Fig. 6.

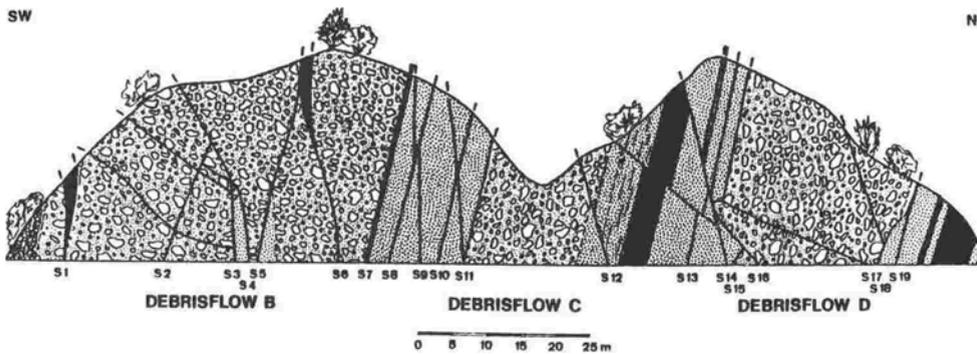


Abb. 5. Bruchtektonisch stark beanspruchte Debrisflow Abfolge im Bahneinschnitt Fuengirola-Carvajal (Lok. 1, partim). Legende siehe Abb. 4. 3-fach überhöht. Heavily faulted debris-flow series at the railway cutting SW of the station Fuengirola-Carvajal (Loc. 1, parts). Symbols as in Fig. 4.

Kristallin ist extrabasinaler Herkunft;

- Fingeglittene Schollen und bankartige Fragmente von Tonschiefern (bis 12 x 4,5 m) und Grauwacken (bis 2,7 x 0,9 m). Sie sind selten plastisch verformt. KELLING & HOLROYD (1978) sprechen von autochthonen intrabasinalen Klasten, die lithologisch den mit den Psephiten verknüpften Gesteinen entsprechen;

- Über den Top des Debrisflows hinausragende Klasten (FISHER 1971; MIDDLETON & HAMPTON 1976). Sie zerstören das Feingefüge der überlagernden Siltsteine nicht (Taf. 1/2). Über die Basis der Debrisflows hinausragende Klasten drücken sich dagegen in die unterlagernden Tonschiefer ein und zerstören deren Lamination (Taf. 1/1).

- Große Mächtigkeitsschwankungen auf engem Raum, wie zwischen den benachbarten Profilen im Bahneinschnitt und an der Nationalstraße (Abb. 4). Sie weisen die Debrisflows als räumlich eng begrenzte Sedimentationskörper aus, nämlich als Ablagerungen submariner Canyons oder "upper fan channels" (WALKER 1978).

### 3.1.3 MARBELLA - ARROYO DE LA CRUZ

Am E-Hang des Ayo de la Cruz liegen die Lokalitäten 7 und 8 (Abb. 7). Beim Kalksporn der Lokalität 8 handelt es sich um eine oberdevonische, allochthone Gleitscholle (siehe Abschnitt 4). An der Straßenböschung E des Rutschkörpers ist eine kleine Konglomeratlinse aufgeschlossen (Lok. 7). Wie der Kalksporn befindet sie sich in einer Folge aus grüngrauen bis gelbbraunen Grauwacken, Siltsteinen und untergeordnet Tonschiefern des Retamares Member. Das polymikte Konglomerat ist ungefähr 3 m mächtig, dicht gepackt, schlecht sortiert und nicht gradiert. Die Gerölle sind undeutlich lagig in der sandigen Matrix eingeregelt. Die Rundung schwankt zwischen schlecht (Kieselschiefer, Kalke, Tonschiefer) und sehr gut (Quarz, Quarzite, Greise, Vulkanite), die Korngrö-

ße zwischen 0,5 und 10 cm. Der durchschnittliche  $\emptyset$  liegt bei 3-7 cm. Kalkgerölle sind selten.

### 3.1.4 KONGLOMERATE ÖSTLICH VON MÁLAGA

Die Lokalität 13 N des Cerro Juan ist ein typisches Konglomerat des Retamares Member. Das nur wenige Meter mächtige Konglomerat liegt konkordant über Grauwacken und konglomeratischen Grauwacken mit gelbbrauner Verwitterungsfarbe. Es wird von einem rotbraun gefärbten Konglomerat der Permotrias, bestehend aus walnußgroßen weißen und grauen Quarzen und schwarzen Lyditen überlagert. Der Kontakt ist nicht aufgeschlossen. An der Straße zum Cerro Juan, 200 m NE ist ein disharmonischer, vermutlich tektonischer Kontakt zwischen paläozoischen Tonschiefern und permotriassischen Siltsteinen sichtbar. Nach AZEMA (1961) ist die gesamte permotriadisch-mesozoische Hülle im Raum E Málaga vom paläozoischen Untergrund abgeschert.

Das dichtgepackte, komponentengestützte Konglomerat ist nicht gebankt oder gradiert. Es besteht in abnehmender Häufigkeit aus Quarzen, Lyditen, Gneisen, Grauwacken und sehr seltenen Kalken. Die Komponenten sind im allgemeinen gut gerundet und schwanken im  $\emptyset$  zwischen 0,5 und 5 cm. Die Kalke sind kaum größer als die übrigen Komponenten. Ein 90 x 70 cm großer Kalkblock, einige größere Tonschieferflatschen und maximal kopfgroße Grauwackengerölle fallen aus dem Korngrößenspektrum heraus. Es handelt sich um typische intrabasinalen Klasten im Sinne von KELLING & HOLROYD (1978).

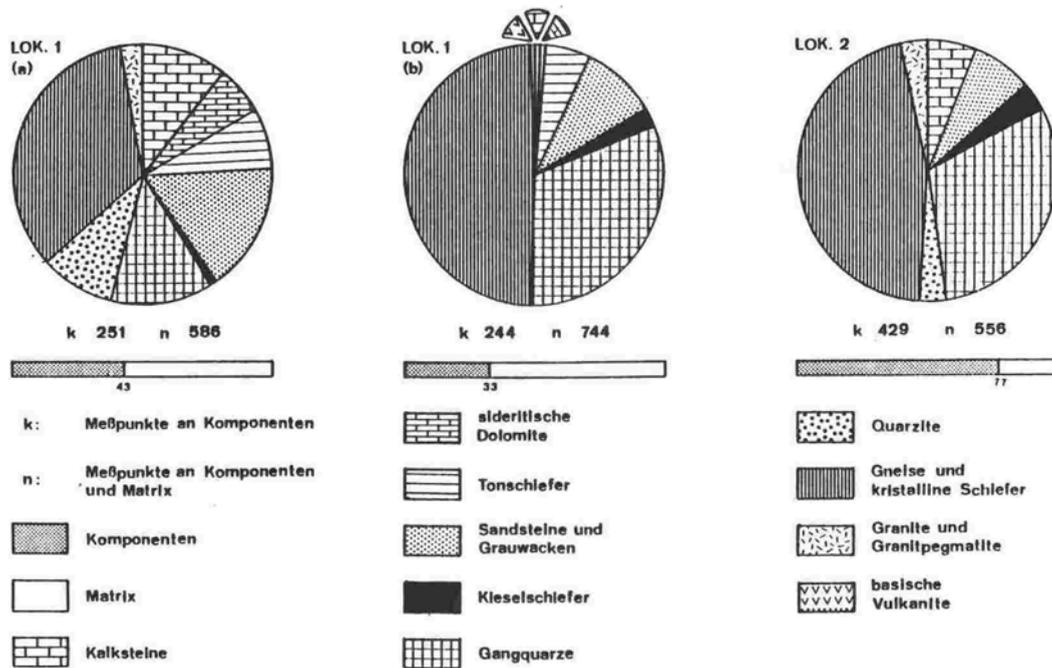


Abb. 6. Komponentenverteilung (Kreisdiagramme) und Komponenten-Matrix-Verhältnisse (Balkendiagramme) in den Konglomeraten des Retamares Members in Fuengirola-Carvajal.

Lok. 1: Debrisflow Sedimente; (a) Basis, (b) Top der Debrisflows.

Lok. 2: dichtgepackte, typische Konglomerate des Retamares Members.

Distribution of components (circle diagrams) and component-matrix-ratios (bar diagrams) in the conglomerates of the Retamares Member, Fuengirola-Carvajal.

Loc. 1: debris flow sediments, (a) base, (b) top of debris flows.

Loc. 2: typical clast-supported conglomerates of the Retamares Member.

Vom Herrador, einem Hügel E von Rincón de la Victoria (etwa 12 km E Málaga), beschrieben BOULIN & LYS (1968) aus schwarzen Kieselschiefergeröllen eine Foraminiferenfauna des Untervisé. Diese Konglomerate sind im Ostteil des Südhangs weit verbreitet und durch die Straßen der Urbanización Lolea gut aufgeschlossen. Es handelt sich um dichtgepackte, polymikte, überwiegend komponentengestützte Konglomerate mit  $\pm$  Längsachsen-parallel eingeregelt Komponenten. Die meist walzenförmigen Komponenten (gerundetes Kristallin, Quarzit und Quarz, reichlich Lydit in plattigen Fragmenten) erreichen  $\varnothing$  von 5-10 cm. Auffällig ist die große Häufigkeit von sideritischen Dolomiten. Daneben treten wieder typisch intrabasinal, plattige Tonschieferfragmente und bis zu kopfgroße Grauwackengerölle auf. Kalkgerölle kommen nicht vor. Die Matrix ist sandig bis schiefrig; Mineralneubildungen auf Schichtflächen kommen vor. Nach den sedimentologischen Eigenschaften und der stratigraphischen Einstufung durch

BOULIN & LYS muß es sich um ein Konglomerat des Retamares Member handeln.

Eine kleine Konglomeratlinse in Torre de Benagalbón (Lok. 14) zeigt ein dem nahen Herrador eng vergleichbares Gestein, jedoch mit seltenen Kalkgeröllen. Auffällig sind auch hier die recht häufigen und großen sideritischen Dolomitgerölle. Die walzenförmigen Komponenten sind mit den Längsachsen in N-S-Richtung eingeregelt. Die Kalke sind vollständig rekristallisiert. Wie die Mineralneubildungen in der Matrix der Konglomerate vom Herrador wird dies mit der allmählichen Erhöhung des Metamorphosegrades E von Málaga in Verbindung gebracht (BOULIN, 1970). Die Ansprache als Konglomerat des Retamares Member erfolgt nach der sedimentologischen Übereinstimmung mit den übrigen Konglomeratlinsen aus dem Retamares Member und insbesondere mit den Konglomeraten des Herrador.

### 3.1.5 WESTLICHE SERRANÍA DE RONDA - GAUCÍN

Am E-Hang des Hacho de Gaucín wurde ein von FELDER (1978) als Konglomerat der Marbella Formation betrachtetes Vorkommen beprobt (Lokalität 15). Es ist ein wenige m<sup>2</sup> großes, stark verwittertes Vorkommen; seine Umgebung ist weitgehend durch Hangschutt verdeckt. Bereits im Gelände ist es als Konglomerat des Retamares Member ansprechbar. Das dichtgepackte, komponentengestützte, polymikte Konglomerat zeigt keine Gradierung oder Bankung. Die durchschnittlich 2-6 cm, maximal 15 cm großen Gerölle sind gut gerundet. Kalkgerölle sind nicht größer als die übrigen Komponenten. In abnehmender Häufigkeit treten auf Quarz, Quarzite, Gneis, Kieselschiefer, Grauwacke, Kalkstein, Aplit- und Pegmatitgranit. Die Konglomeratlinse ist von dicht gepackten Mikrokonglomeraten umgeben: In Grauwackenmatrix befinden sich subangulare Quarz- und Lyditgerölle bis 0,5 cm Ø.

### 3.1.6 ZUSAMMENFASSUNG UND FAZIELLE INTERPRETATION

Die typischen Konglomerate des Retamares Member sind in der gesamten Westlichen Betischen Kordillere und im Korridor von Vélez Rubio nachgewiesen. Es handelt sich um in Grauwacken und in konglomeratische Grauwackeneingeschaltete Konglomeratlinse von wenigen Metern bis mehreren Zehnermetern Mächtigkeit. Die Konglomerate sind nicht gradiert und kaum gebankt. Sie setzen sich zusammen aus polymikten, gut gerundeten und sortierten, dicht gepackten (komponentengestützten) Geröllen mit einem durchschnittlichen Ø um 5 cm; 10 cm werden selten überschritten. Intrabasinale Gerölle (Grauwacken und Tonschiefer) können größer sein. Das Komponentenspektrum besteht vor allem aus Quarzen, Quarziten und Gneisen. Kieselschiefer sind noch relativ häufig. Die seltenen bis fehlenden Kalkgerölle sind wie die übrigen Komponenten gerundet und überschreiten deren Größe nicht oder nur unwesentlich. Lokal sind braune sideritische Dolomite häufiger.

Nur in Fuengirola-Carvajal wurden im Liegenden der typischen Konglomerate des Retamares Member Debrisflow-Sedimente mit einem zwischen 50 % und 70 % schwankenden Matrixanteil nachgewiesen. Es sind dies die ältesten Kalkgerölle-führenden Schichten im Karbon der Betischen Kordillere. Das Komponentenspektrum ist mit dem der typischen Konglomerate des Retamares Member identisch.

Die Textur und Struktur der typischen Konglomerate des Retamares Member, ihr rasches laterales Auskeilen und die Vergesellschaftung im wesentlichen mit dickbankigen, zum Teil konglomeratischen Sandsteinen ohne BOUMA-Zyklen sprechen für Rinnenablagerungen im "braided suprafan" (WALKER 1975, 1978) am Fuß des Kontinentalhangs: hier lagern sich bei nachlassender Reliefenergie massive klastische Gesteine ab, während die meisten Turbidite weiter auf die Beckenebene vordringen und den morphologisch flacheren "lower fan" aufbauen. Die vereinzelt im Retamares Member auftretenden Siltsteine und Tonschiefer sind als Ablagerungen zwischen den einzelnen Rinnen bzw. als levée-Ablagerungen anzusprechen.

Die Debrisflow-Sedimente von Fuengirola-Carvajal gehören einer nur lokalen Sedimentschüttung an. Es handelt sich um proximale Ablagerungen der Hauptzufuhrrinne des Sedimentfächers in seinem obersten Teil ("main upper-fan channel", WALKER 1978: 947). Die im Top der Debrisflow-Sedimente befindliche "fining-upwards"-Sequenz, bestehend aus Grauwacken, einer Grauwacken-Tonschiefer-Wechselagerung und schließlich aus Siltsteinen und Tonschiefern ist als lateral an den Hauptzufuhrkanal anschließende, sandige "Terrassen"-Ablagerung bzw. als siltig-toniges levée-Sediment zu interpretieren.

Damit besteht das Retamares Member weitgehend aus den Ablagerungen eines tiefmarinen Sedimentfächers, speziell seines oberen Teils. Die im Retamares Member auftretenden, allochthonen Kalkstein-Gleitklippen fügen sich zwanglos in dieses Modell ein. Nach Passieren des Kontinentalhangs kamen

sie bei abnehmender Reliefenergie ebenfalls im Bereich des "braided suprafan" am Fuß des Hangs zum Stillstand.

### 3.2 DIE KALKSTEINGERÖLLE; MIKROFAZIES, FOSSILINHALT UND STRATIGRAPHISCHE EINSTUFUNG - LIMESTONE PEBBLES; MICROFACIES, FOSSILS AND AGE

The conglomerates of the Retamares Member contain limestone pebbles of Upper Givetian to latest Viséan/earliest Namurian age. The Late and Latest Viséan limestones are shallow-water limestones, identical in age and microfacies to those of the Marbella Formation. The Upper Givetian to early Upper Viséan limestones are pelagic carbonates (Plate 2), rich in conodonts. Normal pelagic sedimentation is characterized by unfossiliferous, homogeneous or laminated micrites (type R1), radiolaria-bearing, homogeneous micrites (type R2), strongly bioturbated ostracod-biomicrites with pelagic entomozoans (type R3), styliolines-biomicrites (type R5), biomicrites rich in filaments (type R6), and pelagic biomicrites with thin-shelled lamellibranchs or brachiopods, gastropods, ammonoids, styliolines and ostracods (type R7). Allochthonous carbonate influx is documented by monomictic breccias of ostracod-biomicrite (type R4), pelmatozoan-biomicrudites (type R8) and microbioclastic packstones (type R9). Microbioclastic packstones with dominating pelmatozoans derive from shallow-shelf edges, packstones with dominant styliolines from intrabasinal swells.

#### 3.2.1 KENNTNISSTAND

GEEL (1973) fand in Kalkgeröllen des "Polymict Conglomerate Member" im Raum Vélez Rubio Conodonten aus dem hohen Oberdevon (Grenzbereich *styriaca*/untere *costatus*-Zone) und möglicherweise dem frühen Karbon, daneben Tintinniden, Radiolarien, Cephalopoden und kleine Crinoidenstielglieder. Sie stufte dieses Konglomerat als frühes Karbon ein. BUCHROITHNER et al. (1980b) bestimmten ebenfalls aus Kalkgeröl-

len eines Vorkommens bei Vélez Rubio Conodonten des Givet, des Oberdevon und des Unterkarbon bis zum cu III alpha/beta. Eine Schüttung wird frühestens an der Grenze Unter-/Oberkarbon angenommen. Die mikrofazielle Analyse der Kalkgerölle erbrachte die Dominanz von Kalcken des tieferen Wassers und landfernerer Bereiche (Fazieszonen 1-3 von WILSON: Becken, offenmariner Schelf, tieferer Schelf- bzw. Beckenrand). Aus den Debrisflow Sedimenten von Fuengirola-Carvajal, die im Liegenden der typischen Konglomerate des Retamares Member auftreten, beschrieb BLUMENTHAL (1949) *Dechenella* sp., *Clymenia* sp. und *Tentaculites* sp. KOCKEL (1959) nannte aus einem Kalkgeröll eine Conodontenfauna des Oberdevon V.

#### 3.2.2 MIKROFAZIES UND DATIERUNG

Die Konglomerate des Retamares Member führen Kalkgerölle aus dem Zeitabschnitt vom oberen Givet bis zum Visé/Namur-Grenzbereich. Prinzipiell müssen zwei Faziesassoziationen unterschieden werden. Die Kalke des oberen Givet bis unteren Obervisé (cu III alpha/beta) stellen 80 % der Karbonatgerölle. Sie sind ausschließlich Sedimente des landfernen, tieferen Wassers. Die selteneren Kalke des späten Obervisé (V3b, V3c) und des Visé/Namur-Grenzbereichs sind Ablagerungen eines Flachwasserschelfs. Altersmäßig und mikrofaziiell sind sie mit den Geröllen der Marbella Formation (Abschnitt 5.2) identisch.

Zusammen mit den Schliffen des Kalkstein-Rutschkörpers am Arroyo de la Cruz (Abschnitt 4.2) wurde der landferne "Tiefwasser"-Bereich des Givet bis Obervisé durch 81 Dünnschliffe aus 6 Lokalitäten charakterisiert. Aus der östlichen Betischen Kor-dillere (Vélez Rubio) liegt weiteres Schliffmaterial vor durch die Untersuchungen von BUCHROITHNER et al. (1980b).

A. DIE GERÖLLE DES OBEREN GIVET BIS ZUM TIEFEN OBER-VISÉ

Es sind neun Mikrofaziestypen unterscheidbar:

R1) Fossilfreier Mikrit - Taf. 2/1

Die fossilfreien dunkelgrauen, lutitischen bis siltitischen Kalke sind homogen oder selten im mm-Bereich wellig laminiert. Sie können fein dispers verteilten Pyrit führen. Drucklösungsflächen und Calcitadern treten auf. Im nichtkarbonatischen Rückstand fehlen Organismenreste. Material: 5 Proben aus 3 Lokalitäten.

DEUTUNG: Die Kalkgerölle des Retamares Member stammen vorwiegend aus den landfernen Fazieszonen 1-3 von WILSON. Da die dunkle Gesteinsfarbe und der häufige Pyrit der vorliegenden Mikrite auch in den übrigen pelagischen Kalkgeröllen dieses Horizonts verbreitet sind, kann ihr Ursprung ebenfalls als tiefmarin gewertet werden. Feine Laminiten sind aus Beckensedimenten der Fazieszone 1 (SMF-Typus 1) bekannt (FLÜGEL 1982: 499, Mikrofazies A). Auffällig ist jedoch das Fehlen von Conodonten in beiden Varietäten in der Betischen Kordillere. BUCHROITHNER et al. (1980a) beschreiben aus Menorca fossilfreie Mudstone-Gerölle als MF-Typus F und stufen sie mit Vorbehalt als tiefmarin ein.

ALTER: vermutlich Oberdevon. Vergleichbare Kalke treten in der Gleitklippe am Arroyo de la Cruz auf (mittleres do I - unteres do II B; Abschnitt 4.2.). Die Mudstone-Gerölle in Menorca werden als vermutlich tieferes do I angesprochen.

R2) Radiolarienführender Mikrit - Taf. 2/2

In der homogenen mikritischen, bräunlichen Matrix treten selten bis häufig calcitisierte Radiolarien auf. Andere Fossilien, abgesehen von einigen siltitischen Bioklasten, fehlen; ebenso Bioturbation. Teilweise tritt leichte Druckflaserung auf. Idiomorphe Pyritwürfel kommen vor. Im Rückstand finden sich agglutinierte Foraminiferen (*Hyperammina*), sehr selten Ostracoden und Schwammnadeln. Die Probe 1-2 lieferte die Conodonten *Gnathodus delicatus*, *G. homopunctatus*, *Lonchodina torta*

und *Neoprioniodus montanaensis*. Material: 6 Proben aus 5 Lokalitäten.

DEUTUNG: Die Kalke entsprechen dem SMF-Typus 3 und gehören der Fazieszone 1 an (Becken). Die Sedimentation fand in tiefem, ruhigem Wasser bei fast völliger Abwesenheit benthonischer Organismen statt. Den gleichen Faziestyp beschreiben BUCHROITHNER et al. (1980b) aus der östlichen Betischen Kordillere (Vélez Rubio) als Typus A 1.

ALTER: Die Conodonten charakterisieren das höchste Tournai (Tn 3c; Obere *typicus*-Zone?, *anchoralis-latus*-Zone). Andere Proben könnten auch dem Oberdevon angehören. So sind aus dem Gleitkörper am Ayo de la Cruz tiefoberdevone radiolarienführende Mikrite bekannt (Abschnitt 4). Die von BUCHROITHNER et al. (1980b) aus der östlichen Betischen Kordillere (Vélez Rubio) beschriebenen Gerölle stammen zumindestens teilweise aus dem Obertournai.

R3) Ostracoden- (Entomozoen) -Biomikrit - Taf. 2/3,5

Die überwiegend dunkelgrauen mikritischen Kalke sind locker gepackt und besitzen meist ein schlieriges, bioturbates Gefüge. Horizontal und vertikal verlaufende, miteinander in Verbindung stehende Grabbauten heben sich durch ihren Gehalt an organischer Substanz deutlich dunkler gefärbt ab. Siltitische Bioklasten sind sehr häufig. Ostracoden, sowohl als einzelne Klappen als auch als spariterfüllte Gehäuse bilden den Hauptbestandteil der Fauna. Teilweise sind sie als pelagische Entomozoen anzusprechen, die durch dornenförmige Fortsätze auf der Schale charakterisiert sind. Daneben kommen filamentartige Schalenreste vor. Andere Fossilien treten nur sehr vereinzelt auf: größere Schalenreste von Zweiklappern, Pelmatozoenreste, Trilobiten oder Gastropoden. Wasserwaagen finden sich in Fossilhohlräumen und in Grabgängen, deren Boden mit pelmikritischem Internsediment verfüllt ist. Durch Rekristallisation bedingte mikrosparitische Krümelgefüge sind beobachtbar. Selten sind Hohlräume mit Hundezahnzementen gesäumt. In einer späteren Phase wurden sie mit dunkelbraunem, mikritischem Material verfüllt.

In wenigen Proben fallen mit grobklastischem Grauwackenmaterial verfüllte, 2-3 mm große Bohrlöcher auf. Pyrit kann feindispers oder in Form größerer, manchmal idiomorpher Körner im Gestein verteilt sein. Feine Calcitadern treten kaum in Erscheinung; Stylolithen sind ausgeprägter. Sie können von deutlichen Drucklösungserscheinungen über Druckflaserung bis zur Bildung von Knollenkalken führen. Der nichtkarbonatische Rückstand lieferte häufige Conodonten. Daneben finden sich agglutinierte Foraminiferen, Styliolinen, seltene Lamellibranchiaten und Schuppen und Zähnen von Fischen. Material: 22 Proben aus 6 Lokalitäten.

DEUTUNG: Der bereits von BUCHROITHNER et al. (1980a, b) aus Geröllen von Menorca (MF-Typus D/2) und von Vélez Rubio (MF-Typus A/2, B/2) beschriebene und diskutierte MF-Typ (eingeschlossen des von den Autoren nicht abgetrennten Typus R7) muß in einen landfernen, unteren subtidalen bis oberen bathyalen Schwellenbereich gestellt werden, der im Gebiet des Beckens bis zum tiefen Schelfrand zu suchen ist (Fazieszone 1 oder 3, SMF 3). Die intensive Bioturbation belegt gute Durchlüftung. Die Hundezahnzemente sprechen für Süßwasserdiagenese. Die mit klastischem Material verfüllten Bohrlöcher gehen auf die postdiagenetische Tätigkeit von Lithophagen in flachem Wasser zurück; sie unterstützen damit die Ansicht einer Heraushebung der Kalke in den Bereich meteorischer Bedingungen. In der Kalkstein-Gleitklippe am Ayo de la Cruz dominiert der beschriebene Typ die pelagische Normalsedimentation. Eng verwandt ist der Typus R4, der durch Rutschung aus dem beschriebenen Typ hervorgeht. Der verwandte Typus R7 unterscheidet sich durch eine höherdiverse Fauna.

ALTER: Conodonten stufen die Gerölle ein in die Mittlere *crepida*-Zone, in den Übergangsbereich Obere *rhomboidea*-Zone zu Unterer *marginifera*-Zone und in die *marginifera*-Zone, insgesamt also in den Zeitbereich mittleres do II alpha bis unterstes do III alpha. Die Proben aus dem Rutschkörper am Ayo de la Cruz stammen aus der *gigas*-Zone (oberes do I). Eine Faunenliste findet sich in Abschnitt 3.2.3. Aus der Östlichen Betischen Kordillere stammen

gleichartige Gerölle aus der Unteren *marginifera*-Zone, der *marginifera*-Zone, der *velifer*-Zone (oberes do III alpha bis do IV) und aus dem cu III alpha/beta (BUCHROITHNER et al. 1980b). Aus Menorca werden folgende Zonen angeführt: A. *triangularis*-bis Untere *gigas*-Zone, Unterste und Untere *marginifera*-Zone, Obere *marginifera*-Zone bis Mittlere *velifer*-Zone, Untere *styriacus*-Zone BUCHROITHNER et al. 1980a). Damit ist für den beschriebenen Typus im westlichen Mittelmeergebiet eine durchgehende Sedimentation vom do I gamma bis zum unteren do V und nochmals im tiefen Obervisé belegbar. Einzig die *Palmatolepis triangularis*-Zone (do I/do II-Übergangsbereich ist nicht nachgewiesen).

#### R4) Monomikte Brekzie aus Ostracoden-(Entomozoen)-Biomikrit

Das schwach mergelige Gestein wird aus mm- bis mehr als cm-großen, angularen, zum Teil in sich zerbrochenen Klasten aufgebaut, die aus Ostracoden-(Entomozoen)-Biomikrit bestehen. Der Prozentsatz der aneinander passenden Klasten ("fitting", RICHTER & FÜCHTBAUER 1981) ist sehr hoch. Spalten zwischen den Klasten sind mit dunkelbraunem Mikrit verfüllt, der siltitische Bioklasten führt. Das Gefüge ist knollig bis brekziös. Klastengrenzen werden zum Teil von Stylolithen nachgezogen. Druckflaserung ist verbreitet. Im Rückstand fanden sich ein- und mehrspitzige Fischzähnen und Conodonten. Material: 3 Proben aus 2 Lokalitäten.

DEUTUNG: Das Gestein ist durch submarine Rutschungen entstanden, bei denen schwach verfestigtes Sediment am Hang eines intrabasinalen Schwellenbereichs im unteren subtidal bis oberem Bathyal aufgearbeitet wurde. Die unmittelbare zeitliche und räumliche Nachbarschaft zum Typus R3 wird durch Proben belegt, in der beide Typen gemeinsam vorkommen.

ALTER: Conodonten stufen die Gerölle in die *rhomboidea*-Zone (unteres do II beta) und in die *styriacus*-Zone (unteres und mittleres do V) ein. Eine Faunenliste findet sich in Abschnitt 3.2.3.

R5) Styliolinen-Biomikrit - Taf. 2/4

Der bräunliche, seltener graue, locker-gepackte Mikrit führt neben siltitischen Bioklasten zahlreiche Styliolinen, deren Gehäusewände mitunter typisch gedrehte, fibröse Calcitkristalle aufweisen. Daneben treten seltener Schalenreste von Zweischalern und Ostracoden, zum Teil Entomozoen, auf. Pelmatozoenreste (teilweise mit erhaltener Siebstruktur), Trilobiten und Gastropoden sind vereinzelt nachweisbar. Feindispers verteilter Pyrit ist häufig, ebenso Calcitadern, Stylolithen und Diskontinuitätsflächen. Letztere können dem Gestein ein knolliges Aussehen verleihen. Der unlösliche Rückstand lieferte Styliolinensteinkerne und einige Conodonten. Material: 9 Proben aus 4 Lokalitäten.

DEUTUNG: Das Gestein entspricht dem SMF-Typus 3, der für die Fazieszone 1 und 3 charakteristisch ist (Becken bis tiefer Schelfrand). Ähnliche MF-Typen wurden aus Geröllen von Vélez Rubio und Menorca beschrieben. In Vélez Rubio sind Styliolinen allerdings die einzigen Organismen (Typ B/1, BUCHROITHNER et al. 1980b); in Menorca treten noch terrigene Quarze auf (Typ D/1, BUCHROITHNER et al. 1980a). Es wird ein offen-mariner, gut durchlüfteter, subtidaler bis bathyaler Schwellenbereich als Ablagerungsraum postuliert. Die gedrehten Calcitkristalle in den Styliolinengehäusen weisen auf Diagenese unter Süßwassereinfluß hin (TUCKER & KENDALL 1973).

ALTER: Conodonten stufen die Gerölle ein in die *disparilis*-Zone (Wende Mittel-/Oberdevon) und in die Obere *gigas*-Zone (unteres do I delta). Eine Faunenliste findet sich in Abschnitt 3.2.3. Der vergleichbare Typus aus der E Betischen Kordillere stammt aus der Mittleren *varcus*-Zone (Oberes Givet). In Menorca sind die Mittlere *varcus*-Zone, die Unterste, Untere/Mittlere, Mittlere/Obere *asymmetricus*-Zone sowie der Zeitraum Mittlere *asymmetricus*- bis Untere *gigas*-Zone belegt (Oberes Givet bis do I gamma); siehe BUCHROITHNER et al., 1980a, b.

R6) Filamentreicher Biomikrit - Taf. 2/7

Dichtgepackte Filamente von Zweiklappern in einer grauen, homogenen Mikritmatrix bauen das gesamte Gestein auf. Daneben treten doppelklappig erhaltene Ostracoden und selten juvenile Ammonoideen auf. Die Filamente sind sowohl mit der Wölbung nach unten als auch nach oben eingeregelt. Letzteres wird häufig durch Wasserwaagen hervorgerufen. Pyrit ist feindispers verteilt, Drucklösungsflächen treten auf. Im Rückstand finden sich nur Steinkerne von Zweiklappern. Material: 1 Probe, Fuengirola-Carvajal, Lok.1.

DEUTUNG: Das Gestein entspricht dem SMF 3 und ist im Becken bis zum tiefen Schelfrand im subtidalen bis bathyalen Bereich entstanden (Fazieszone 1 oder 3). Bei den filamentartigen Schalenresten handelt es sich wahrscheinlich um Larvenstadien von Zweischalern. In der Probe 1-28 treten die MF-Typen R6 und R7 gemeinsam in einem Dünnschliff auf, was auf enge fazielle Beziehungen schließen läßt.

ALTER: vermutlich Oberdevon.

R7) Pelagischer Biomikrit - Taf. 2/6

In der überwiegend bräunlichen, mikritischen, teilweise bioturbaten Matrix befinden sich neben siltitischen Bioklasten locker gepackte Bruchstücke von pelagischen dünnchaligen Organismen (einzel- und doppelklappig erhaltene Ostracoden, darunter auch Entomozoen; Styliolinen, Gastropoden, und filamentartige, zum Teil gerippte Schalen von Zweiklappern). Seltener sind juvenile Ammonoideen, dickschaligere Reste von Zweiklappern und Trilobiten. Kleine Echinodermenbruchstücke treten nur vereinzelt auf. Größere, angulare, zerbrochene Intraklasten aus dunklem Mikrit sind sehr selten. In Fossilhohlräumen finden sich fossile Wasserwaagen, ebenso in Grabgängen, deren Boden häufig mit pelmikritischem Sediment verfüllt ist. Von Interesse sind vereinzelt auftretende Hundezahnzemente. Rekristallisationserscheinungen mit der Bildung mikrosparitischer Krümelgefüge sind beobachtbar. Feindispers verteilter Pyrit kommt vor, ebenso Calcitadern, Stylolithen

und Drucklösungsflächen bis hin zur Ausbildung knolliger Kalke. Aus dem nicht-karbonatischen Rückstand sind Conodonten, agglutinierte Foraminiferen, Styliolinen, Gastropoden, Lamellibranchiaten, Ostracoden, hornschalige Brachiopoden und konische Fischzähnen bekannt. Material: 20 Proben aus 6 Lokalitäten.

DEUTUNG: Diese Kalke gehören dem SMF-Typus 3 an. Sie wurden subtidal bis bathyal in ruhigem, gut durchlüftetem Wasser gebildet. Ihr Entstehungsort sind Schwellen im Becken bis zum tiefen Schelfrand (Fazieszonen 1 oder 3). Vom Flach-Schelf wurden vereinzelte Pelmatozoenreste und dickschaligere Zweiklapper eingeschwemmt. Hundezahnzemente weisen auf eine Diagenese unter Süßwassereinfluß hin. Die von BUCHROITHNER et al. (1980a, b) aus Menorca und aus der E Betischen Kordillere beschriebenen MF-Typen D/2 bzw. B/2 gehören zum Teil diesem Typus an, zum Teil dem Typus R3 (Ostracoden-(Entomozoen)-Biomikrit), der sich durch eine niedrigdiversere Fauna unterscheidet. Verwandt ist auch der Faziestyp E2 aus Menorca. Der beschriebene Typus ist in pelagischen Sedimentationsräumen des Devon weit verbreitet (FLÜGEL 1982: 499, Typus B).

ALTER: Spärliche Conodontenfaunen, zum Teil Mischfaunen, lassen Einstufungen zu in die Zeiträume Obere *crepida*-Zone bis *costatus*-Zone, Obere *marginifera*- bis Untere *costatus*-Zone und *costatus*-Zone, d.h. in den Zeitraum vom oberen do II alpha bis zum do VI. Eine Probe lieferte *Dollymae bouckaerti* und gehört in die *anchoralis-latus*-Zone (Obertournai). Faunenliste siehe Abschnitt 3.2.3.

#### R8) Pelmatozoen-Biomikrudit

Der gleiche Faziestyp ist auch aus den Obervisé-Geröllen der Marbella Formation bekannt und in Abschnitt 5.2.2 als MF-Typus e5 beschrieben. Die aus dem Retamares Member kommende Probe stammt aus dem Zeitraum Obere *Palmatolepis triangularis*-Zone bis Untere *crepida*-Zone (unteres do II alpha). Material: 1 Probe, Fuengirola-Carvajal, Lok. 1.

#### R9) Mikrobioklastischer Packstone-Taf. 2/8

Die überdicht gepackten, sehr gut sortierten, feinkörnigen Packstones bestehen aus Peloiden, kleinen Intraklasten und kleinen Bioklasten. Vereinzelt Proben bestehen ausschließlich aus feinem bioklastischem Detritus in mikritischer Matrix. Neben nicht identifizierbaren Bioklasten treten Pelmatozoenreste, dickwandige, calcisphärenartige Formen und zum Teil stark rekristallisierte Styliolinen auf. Kreuz- und Parallelschichtung, zum Teil durch Druckflaserung verstärkt, sind beobachtbar. Der unlösliche Rückstand lieferte eine reiche Conodontenfauna und limonitische Steinkerne von Styliolinen. Material: 7 Proben aus 4 Lokalitäten.

DEUTUNG: Das Gestein entspricht dem SMF-Typus 2 und charakterisiert eine landferne Beckensedimentation der Fazieszonen 1-3. Es repräsentiert den distalen Abschnitt allochthoner Karbonateinschüttungen, welche sowohl von Schwellenregionen innerhalb des Beckens (Vorherrschen von Styliolinen) als auch vom Schelfrand (Vorherrschen von Pelmatozoen) ausgehen können. Vergleichbare Kalke sind im Kalkstein-Rutschkörper am Arroyo de la Cruz häufig.

ALTER: Conodontenfaunen belegen die *varcus*-Zone (mittleres bis oberes Givet) und die Untere *gigas*-Zone (do I gamma). In der Gleitscholle am Arroyo de la Cruz läßt sich die Mittlere- bis Obere *Palmatolepis triangularis*-Zone nachweisen. Die in der Marbella Formation aufgearbeitete Probe 10-7 stammt aus dem unteren Tounai.

#### B. DIE GERÖLLE DES OBER-VISÉ

Die in den Konglomeraten des Retamares Member überlieferten Gerölle des Obervisé sind altersmäßig und stratigraphisch identisch mit den Obervisé-Geröllen der Marbella Formation. Wie diese stammen sie aus den Foraminiferenzonen 15, 16 und 16<sub>g</sub>/17, also aus dem V3b, V3c und dem Visé/Namur-Grenzbereich. Mikrofaziell umspannen sie den gesamten, in den Geröllen der Marbella Formation dokumentierten Flachwasserschelf von den flachmarinen Kalksandarealen (Fa-

ziestypen b1, c2, c3, d2) zur offenkari-  
nen Schelflagune (Faziestypen e1, e7, f2)  
und zu Schelf- und Gezeitenflächen mit re-  
striktiven Bedingungen (Faziestyp g2). Die  
MF-Typen werden zusammen mit den identi-  
schen Typen der Marbella Formation in Ab-  
schnitt 5.2.2 beschrieben.

### 3.2.3 PALÄONTOLOGIE

Die in den pelagischen Kalk-Geröllen  
des Retamares Member überlieferten Schliff-  
Fossilien, im wesentlichen Filamente, grö-  
ßere Schalenreste von Zweiklappern, Gastro-  
poden, juvenile Ammonoideen, Styliolinen,  
Trilobiten und Pelmatozoen, gestatten kei-  
ne nähere paläontologische Bearbeitung.  
Von Interesse sind planktonische Ostra-  
coden der Familie Entomozoidae PRIBYL,  
1951. Sie sind im Schliff durch dornenför-  
mige Fortsätze auf der Schale charakteri-  
siert (Taf. 2/5). Bei körperlich erhaltenen  
Formen sind die Dornen als parallel  
zur Gehäuselängsachse angeordnete Rippen  
erkennbar, die als Schwebhilfe interpretiert  
werden. Auf Grund verschiedener  
Stachelmuster müssen mehrere Typen vorkom-  
men. Die Fossilien des nichtkarbonatischen  
Rückstands lieferten neben Steinkernen  
kalkschaliger Organismen, hornschaligen  
Brachiopoden, Schuppen und Zähnen von Fi-  
schen eine Conodontenfauna des Oberen Gi-  
vet bis Unteren Obervisè. 69% der Proben er-  
brachten stratigraphisch auswertbare Faunen.  
Es wurden nachgewiesen:

#### Mittel- und Oberdevon:

Mittlere varcus-Zone: *Polygnathus linguiformis linguiformis* gamma Morphotyp, *P. linguiformis linguiformis* delta Morphotyp, *P. linguiformis linguiformis* epsilon Morphotyp, *P. timorensis*, *P. varcus*.

Disparilis-Zone: *Palmatolepis disparilis*, *Polygnathus pennatus*, *P. xylus xylus*.

Untere gigas-Zone: *Ancyrodella curvata*, *A. nodosa*, *Ancyrognathus triangularis*, *Palmatolepis gigas*, *P. proversa*, *P. subrecta*, *P. unicornis*.

Obere gigas-Zone: *Ancyrodella curvata*, *Ancyrognathus asymmetricus* ? (Bruckstück), *Palmatolepis gigas*, *P. subrecta*.

Obere Palmatolepis triangularis-bis Untere crepida-Zone: *Palmatolepis delicatula delicatula*, *P. delicatula clarki*, *P. cf. triangularis*.

Mittlere crepida-Zone: *Icriodus cornutus*, *Palmatolepis* aff. *circularis*, *P. crepida crepida*, *P. delicatula protorhomboida*, *P. minuta minuta*, *P. quadrantinodosalobata*, *P. cf. regularis*, *P. subperlobata*, *P. cf. termini*, *Polygnathus nodocostatus*.

rhomboidea-Zone: *Icriodus* sp. *Palmatolepis glabra lepta*, *P. glabra pectinata*, *P. glabra prima*, *P. minuta minuta*, *P. perlobata schindewolfi*, *P. rhomboidea*, *P. subperlobata*, *Polygnathus glaber glaber*, "Spathognathodus" *strigosus*.

Wende Obere rhomboidea-Zone - Untere marginifera-Zone: *Palmatolepis distorta*, *P. glabra lepta*, *P. glabra pectinata*, *P. glabra prima*, *P. gracilis gracilis*, *P. minuta minuta*, *P. perlobata schindewolfi*, *P. quadrantinodosa inflexoidea*, *P. rhomboidea*, *Polygnathus glaber glaber*, *P. nodocostatus*, *Polylophodonta gyratilineata*, *P. triphyllata*.

marginifera-Zone: *Palmatolepis glabra lepta*, *P. glabra pectinata*, *P. glabra prima*, *P. gracilis gracilis*, *P. marginifera marginifera*, *P. minuta minuta*, *P. perlobata schindewolfi*, *Polygnathus glaber glaber*, *P. nodocostatus*.

styriacus-Zone: *Palmatolepis perlobata schindewolfi*, *Polygnathus styriacus*.

Mischfauna, mindestens Obere marginifera-bis Untere styriacus-Zone: *Palmatolepis glabra lepta*, *P. glabra prima*, *P. gracilis gracilis*, *P. perlobata schindewolfi*, *P. perlobata grossi*, *P. rugosa trachytera*, *Polygnathus granulatus*, *P. normalis*, *P. styriacus*, *Scaphignathus velifer*.

Mischfauna, velifer- bis costatus-Zone: *Palmatolepis gracilis sigmoidalis*, *P. perlobata schindewolfi*, *Pseudopolygnathus brevipennatus*, *P. granulatus*, *Scaphignathus velifer*, "Spathognathodus" *strigosus*.

Mittlere bis obere costatus-Zone: *Bispathodus acculeatus acculeatus*, *E. costatus*, *E. zieglerei*, *Polygnathus communis communis*.

Aus den Geröllen des Retamares Member in der östlichen Betischen Kordillere stammen weitere Conodonten aus der Mittleren *varcus*-Zone, der *marginifera*-Zone und der *velifer*-Zone (BUCHROITHNER et al. 1980b). GEEL (1973) weist den Grenzbereich Obere *styriacus*-/Untere *costatus*-Zone und die *costatus*-Zone nach.

Unterkarbon: Conodontenfaunen des Unterkarbon sind spärlich dokumentiert. Nur eine Probe (Taf. 8/18-25) mit *Hibbardella* (*Hassognathus*) sp., *Hindeodella* sp., *Mestognathus* n. sp., *Ozarkodina macra*, *Polygnathus purus subplanus* und *Pseudopolygnathus* cf. *fusiformis* gehört dem Untertournai an ( $\pm$  *Pseudopolygnathus triangulus inaequalis*-

Zone; mittleres Tn1). Sie fand sich aufgearbeitet in der Marbella Formation (Abschnitt 5.2.2). GEEL (1973) führt ebenfalls Gerölle als möglicherweise tiefes Unterkarbon an.

Das höchste Tournai (Obere *typicus*-Zone?, *anchoralis-latus*-Zone nach LANE et al., 1980; Tn 3c) ist dokumentiert durch *Dollymae bouckaerti*?, *Gnathodus delicatus*, *G. homopunctatus*, *Lonchodina torta* und *Neoprioniodus montanaensis* (Taf. 8/13-17).

Die jüngste Conodontenfauna aus Geröllen des Retamares Member ist nach BUCHROITHNER et al. (1980b: 10) als oberes Visé (cu III alpha/beta) einzustufen.

Agglutinierte Foraminiferen treten oft in den nichtkarbonatischen Rückständen auf. Häufig sind die Formen für eine systematische Bearbeitung zu schlecht erhalten. Aus den Geröllen des Retamares Member konnten bestimmt und nach Conodonten eingestuft werden:

*Hyperammina stabilis* BLUMENSTENGEL, 1961, Obere *gigas*-Zone; *Rhabdammina* sp., Untertournai; *Thurammina delicata* (GUTSCHICK & TRECKMAN, 1959), Zeitraum oberes do I - do IV; *Tolypammina irregularis* BLUMENSTENGEL 1961, Zeitraum do II - do VI. Detaillierte Angaben über die Verbreitung der aus dem Oberdevon und Unterkarbon bekannten Arten finden sich bei EBNER (1973).

#### 4 DIE ALLOCHTHONEN KALKSTEIN - GLEITSCHOLLEN IM RETAMARES MEMBER - ALLOCHTHONOUS LIMESTONE SLIP-BLOCKS WITHIN THE RETAMARES MEMBER OF THE ALMOGÍA FORMATION

The allochthonous limestone slip block at Arroyo de la Cruz W of Marbella (Fig.7) is approximately 11 m thick and 50 m in diameter. It is characterized by strong cataclasis at its base. The first limestone bed follows on top of a mylonitic zone of delaminated shales containing fragments of limestones, cherts and greywackes. The lowermost limestone beds are strongly brecciated, but brecciation decreases rapidly and normal, well-bedded limestones show up after a few beds. Isolated limestone breccias in higher position point to internal shear movements. Sedimentological and tectonic considerations point to a SE derivation of the slip block.

Conodont faunas prove that the age of the studied slip-block extends from the Lower *gigas*-zone to the *rhomboidea*-zone (middle do I to lower do II  $\beta$ ). Microfacies types are similar or identical to those of the limestone pebbles of the Retamares Member. The normal pelagic sedimentation of laminated pelmicrites, radiolaria-bearing micrites and ostracod-(entomozoan)-biomicrites is episodically interrupted by the influx of allochthonous carbonate sediments (microbioclastic packstones), which always

form prominent limestone beds in the section.

Das Retamares Member enthält allochthone Kalkstein-Gleitschollen von Gedinne bis Dasberg-Alter (siehe Literatur bei HERBIG 1983). Sie sind insbesondere aus dem Raum um Almogía durch conodontenstratigraphische Arbeiten von KOCKEL & STOPPEL (1962) bekannt geworden. Aus dem küstenparallelen Paläozoikum zwischen Fuengirola und Estepona ist nur eine einzige in Schiefen und Grauwacken eingeschaltete Kalksteinlinse bekannt. Es ist dies der erstmals von BLUMENTHAL (1949) beschriebene Kalksporn am Arroyo de la Cruz W Marbella (Lokalität 8). BLUMENTHAL sah in ihm das noch im ursprünglichen stratigraphischen Verband befindliche Ursprungsgestein der in der näheren Umgebung weit verbreiteten Konglomerate der Marbella Formation. An Fossilien entdeckte er *Tentaculites* sp. und *Nautilus* sp. Nach eigenen Geländebefunden handelt es sich bei dem Kalksporn am Ayo de la Cruz ebenfalls um eine allochthone Gleitscholle.

#### 4.1 GEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE

Das Paläozoikum in der Umgebung des Arroyo de la Cruz ist durch intensiven Schuppenbau gekennzeichnet. Es sind zwischen den Marmoren der Sierra Blanca und der Küste mindestens drei Schuppen vorhanden, die zu einem Mosaik von Einzelschollen zerstückelt sind. Flaches S-Fallen herrscht vor (MOLLAT 1968). Der Gleitkörper selbst liegt in Übereinstimmung mit BLUMENTHAL (1949 : 36) in einer kleinen, E-W streichenden Mulde (Abb. 7). Er ist von grüngrauen Schiefen und Siltsteinen, untergeordnet von Grauwacken umgeben. Morphologisch bildet der etwa 50 m messende und 11 m mächtige Gleitkörper den Gipfel einer kleinen Kuppe, da er die unterlagernden, weichen Tonschiefer vor Abtragung schützt. Die exponierte morphologische Lage erschwert die Beurteilung der Lagerungsverhältnisse zu den benachbarten klastischen Schichten.

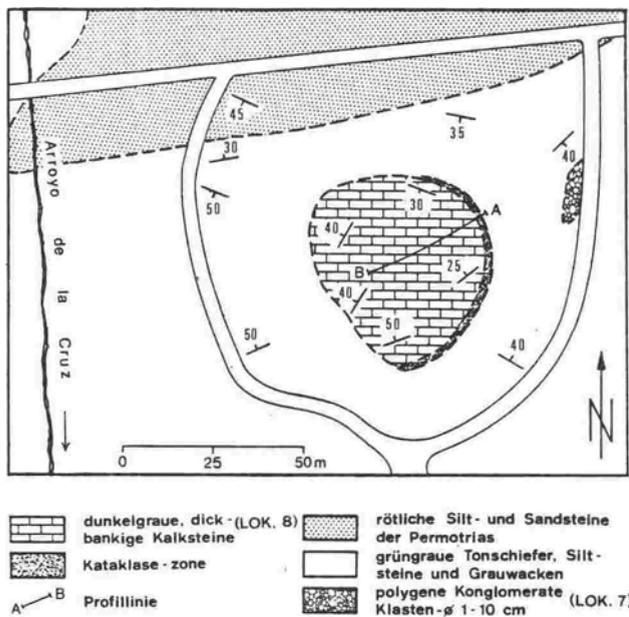


Abb. 7. Geologische Lageskizze der oberdevonischen Gleitscholle am Arroyo de la Cruz westlich Marbella (Lok. 8) und der in der Nachbarschaft aufgeschlossenen Konglomeratlinse (Lok. 7) im Retamares Member der Almogía Formation.

Geological sketch of the Upper Devonian limestone slip block at Arroyo de la Cruz, W of Marbella (Loc. 8) and the conglomerate lens of Loc. 7, both within the Retamares Member of the Almogía Formation.

Als wesentlichstes Merkmal für die Allochthonie der Kalklinse ist die kataklasierte Basiszone anzuführen, die an der Süd-, Ost- und Nordost-Seite des Rutschkörpers aufgeschlossen ist. Über dunkelgrauen, olivgrün verwitternden Tonschiefern, in die selten einzelne Grauwackenbänkchen eingeschaltet sind, folgt eine durchschnittlich 50-70 cm mächtige Mylonitzone aus entschichteten Tonschiefern. Sie enthalten teilweise dicht gelagerte Fragmente anderer Sedimentgesteine unter 0,5 cm  $\phi$  und seltener bis zu 10 cm große, eckige Bruchstücke von Kalken, Kieselschiefern und Grauwacken. Sie können wiederum selbst zerbrochen sein. Oberflächlich verwittert die Mylonitzone zu einer ockerfarbenen, erdigen Masse. Sie ist die Gleitfläche des Rutschkörpers.

Die Bankunterseite der untersten Kalksteinbank ist immer kataklasiert. Die derart entstandene Brekzie besteht aus eckigen Kalksteinbruchstücken im Größenbereich unter 10 cm. In vielen Fällen reicht die Katakliase mit abnehmendem Fragmentierungsgrad mehrere Bänke hoch in den Kalksteinkörper hinein. Die Matrix der entstandenen Brekzien ist ein braunes, sideritisch-limonitisches Material, welches auch in aufgerissenen Spalten des Rutschkörpers und in den entschichteten Schiefen der Mylonitzone auftritt. Auch in höheren Niveaus der Gleitscholle sind vereinzelt brekzierte Kalke anzutreffen, die auf interne, + schichtparallele Gleitbewegungen schließen lassen. An der NE-Seite des Rutschkörpers dringt ein Schieferband injektionsartig mehrere Meter auf einer Bankfuge zwischen die Schiefer ein.

Die Basis des Rutschkörpers entspricht keiner Schichtfuge. Im NE ist das stratigraphisch älteste der maximal etwa 11 m mächtigen Kalkabfolge aufgeschlossen. Ein Profil zeigt, daß sie zum größten Teil aus dunkelgrauen bis schwarzgrauen, mittel- bis sehr dickbankigen (20-70 cm), dichten Kalken besteht. Dünne, gelblich verwitterte Mergellagen trennen häufig die einzelnen Bänke. Im stratigraphisch tiefsten Teil treten untergeordnet blaugraue, mittel- bis dickbankige, spätige Kalke und hellgraue, dünnbankige, dichte Kalke auf. Alle Gesteine sind von Calcitadern durchzogen.

Die Herkunft des Rutschkörpers ist unbekannt. Es lassen sich jedoch einige Überlegungen zu seiner Transportrichtung anstellen: Bei einem generellen Einfallen der Schichten nach S weist der Rutschkörper vorwiegend ein Einfallen in nordwestliche Richtungen auf. Diese Werte können auch nicht zwanglos mit der in den umgebenden Schiefen angedeuteten, E-W streichenden

Mulde verknüpft werden. Nimmt man ein synthetisches Abgleiten des Körpers über eine leicht geneigte Fläche an, resultiert aus seinem Einfallen eine Transportrichtung aus  $\pm$  SE Richtung. Auffälligerweise ist auch die Zerrüttungszone an der Basis des Kalksporns nur an seiner Süd-, Ost- und NE-Seite aufgeschlossen. Dies läßt sich als "Kielwassereffekt" auf der der Transportrichtung entgegengesetzten Seite des Rutschkörpers verstehen. Dagegen wurde seine Front in den noch nicht völlig verfestigten Untergrund eingedrückt. Möglicherweise resultierte daraus die Aufbiegung der nördlichen "Stirnseite" der Gleit-scholle (Einfallen nach S!) sowie die initiale Anlage der nördlichen Muldenflanke. Unter Umständen kann auch die primäre Anlage der gesamten Muldenstruktur aus dem Abgleiten des Kalkblocks sowie durch die vergrößerte Kompaktion der sandig-tonigen Sedimente durch seine Auflast erklärt werden.

#### 4.2 MIKROFAZIES UND STRATIGRAPHISCHE EINSTUFUNG

Eine conodontenstratigraphische Beprobung des Rutschkörpers am Arroyo de la Cruz zeigt eine vermutlich durchgehende Karbonatsedimentation im Liefergebiet vom mittleren Oberdevon I bis zum Unteren Oberdevon II B an. Nachgewiesen sind die Untere *gigas*-Zone (*Ancyrodella ioides*, *A. nodosa*, *Palmatolepis gigas*, *P. subrecta*), die Mittlere (bis Obere?) *Palmatolepis triangularis*-Zone (*Palmatolepis delicatula delicatula*, *Icriodus* sp.) und die *rhomboidea*-Zo-

ne (*Icriodus* sp., *Palmatolepis glabra lep-ta*, *P. glabra pectinata*, *P. gracilis gracilis*, *P. minuta minuta*, *P. quadrantinodosalobata*, *P. subperlobata*, *Polygnathus* cf. *glaber glaber*). Das Fehlen der *crepida*-Zone ist vermutlich auf den zu großen Probenabstand zurückzuführen.

Mikrofaziell dokumentiert der Rutschkörper eine landferne Karbonatsedimentation in tieferem Wasser (Fazieszonen 1, 2 und 3 nach WILSON: Becken, offenmariner Schelf, tiefer Schelf- oder Beckenrand). Identische und ähnliche Mikrofaziestypen sind auch aus Geröllen des Retamares Member bekannt und in Abschnitt 3.2.2 beschrieben. Die pelagische Normalsedimentation, bestehend aus laminierten Pelmikriten (Typus R1), radiolarienführenden Mikriten (Typus R2) und Ostracoden-(Entomozoen)-Biomikriten (Typus R3) wird episodisch durch die Einschüttung mikrobioklastischer Kalksteine (Typus R9) unterbrochen, die vom Schelfhang oder von intrabasinalen Schwellen stammen. Sie sind im Profil stets durch sehr dicke Kalkbänke erkennbar. 2,5 m über der Basis des Rutschkörpers findet sich eine Stylobrekzie aus mehreren Millimeter bis Zentimeter großen Lithoklasten, die ausnahmslos Aufarbeitungsprodukte der pelagischen Normalsedimente sind. Dies deutet auf eine von intrabasinalen Schwellen ausgehende Schüttung. Im Hangenden der Stylobrekzie folgen mikrobioklastische Kalksteine, danach setzt wieder die pelagische Normalsedimentation ein.

## 5 DIE MARBELLA-FORMATION - THE MARBELLA FORMATION

Synonymie: Polygenes Konglomerat - BLUMENTHAL 1930; Conglomerado (polygenico) de Marbella - BLUMENTHAL 1949; Marbella Conglomerate Member - GEEL 1973; Marbella Konglomerat - BUCHROITHNER et al. (1980b).

Der Name Marbella Formation wurde von HERBIG (1983) unter Hinweis auf die sedimentologische und paläogeographische Bedeutung der leicht kartierbaren Debrisflow Sedimente eingeführt. Als Typusprofil wurde die am SSW Hang des Cerro La Peluca aufgeschlossene Schichtenfolge gewählt.

### 5.1 SEDIMENTOLOGIE UND LITHOLOGIE - SEDIMENTOLOGY AND LITHOLOGY

Type locality of the Marbella Formation is the SSW slope of the Cerro La Peluca (Loc. 12), containing a 250 m thick undisturbed succession from the Olive Shales of the Almogía Formation to the Saladilla Formation (Fig. 8). Further well exposed outcrops are near Marbella (Locs. 3-6; Fig. 9), at Río Turon (Loc. 9) and near Diezma in

the zone of Cogollos Vega (Loc. 18).

Summing up the observations obtained from all the outcrops investigated (Pl. 1/5-8), the Marbella Formation is incised into the top of the Olive Shales, forming conglomerate lenses of several square meters to more than 2 or 3 square kilometers long. It is composed of small conglomerate lenses of different texture and structure, very often showing erosional contacts to one another. The lower part of the formation consists mainly of oligomictic limestone conglomerates with clast- $\emptyset$  of several centimeters to several meters. Well-rounded non-carbonate clasts (quartzes, quartzites, cherts, gneisses and basic vulcanites) with maximum diameters of 30 cm are embedded beneath the limestone clasts. A whole range of intergradations exists between densely packed conglomerates with thin rims of sandy matrix separating the clasts, to conglomerates with isolated, big components floating in a coarse sandy to microconglomeratic matrix. These conglomerates show no grading, no bedding and no stratification.

The upper part of the Marbella Formation consists of polymictic, matrix- and clast-supported conglomerates with fewer limestone clasts and smaller components than in the lower part. Limestones are angular to subangular and larger than the other clasts. Component spectra and component-matrix-ratios are given in Figs. 10, 12. Towards the top of the formation the limestone percentage decreases. Polymictic conglomerates without carbonate clasts, monomictic greywacke-breccias, distorted shales and intercalated greywackes occur.

All the oligomictic limestone conglomerates in the lower part of the formation and all the matrix-supported conglomerates are interpreted as debris flow sediments with passive transport of the clasts supported by buoyancy and viscosity of the matrix. Distorted shales and monomictic greywacke breccias were formed by slumping.

All the features of the Marbella Formation indicate a deposition in submarine

canyons or in main upper-fan channels. The a-axes of the clasts show a N-S bipolarity in the Western Betic Cordillera and a NW-SE bipolarity in the zone of Cogollos Vega (Figs. 11, 13, 14), but the transport direction could not be reconstructed. The obvious differences in size of carbonate and non-carbonate clasts indicate two source areas.

#### 5.1.1 KENNTNISSTAND

Der erste Hinweis auf die Konglomerate der Marbella Formation stammt von BLUMENTHAL (1928a). Er verglich die Schichtenfolge des Cerro La Peluca NW Málaga (übernommen von AZEMA 1961) mit einem 2 km NW Venta del Molinillo in der Zone von Cogollos Vega liegenden Profil. Erst GARCIA-DUENAS & NAVARRO-VILA (1976) beschrieben aus der Zone von Cogollos Vega wieder das polygene, schlecht sortierte Konglomerat mit aufgearbeiteten Kalkblöcken des Karbon als Abschluß der paläozoischen Schichtenserie.

In der Westlichen Betischen Kordillere erkannte BLUMENTHAL (1930) das "polygene Konglomerat" als jüngstes Schichtglied des Paläozoikums. MICHELAU (1943) beschrieb die Marbella Formation aus der Umgebung von Almogía: bis metergroße Kalkblöcke scheinen manchmal fast bankartig eingelagert zu sein. Vielfältige andere Komponenten reichen in ihrer Korngröße von feinstem Material bis zu Geröllen von 15-30 cm. MON (1971) wies dem Konglomerat in dieser Region eine Mächtigkeit von 40 m zu. BLUMENTHAL (1949) lieferte eine ausführliche Untersuchung der Aufschlüsse in der Umgebung von Marbella. Besonders wies er auf die geringe Transportbeanspruchung hin. Die Vorkommen des Arroyo Segundo und W des Friedhofs von Marbella bezeichnete er als "in situ" aufgearbeitete Brekzien ohne nachträglichen Transport. Er verknüpfte sie mit dem Kalksporn am Arroyo de la Cruz, den er als im normalen stratigraphischen Verband befindliches Ursprungsgestein der Konglomerate annahm (tatsächlich ist der Kalksporn aber ein oberdevonischer Rutschkörper, siehe Abschnitt 4.1). Als Ablagerungsmechanismus der Konglomerate sah BLUMENTHAL submarine Sedimentströme an. Ihre Mächtigkeit schätzte er am Arroyo de Guadapín auf etwa 60 m.

Mollat (1968) nahm für die Vorkommen in der Umgebung Marbellas eine Mächtigkeit bis zu 100 m an. Er bezog im Gegensatz zu BLUMENTHAL (1949) kalkfreie Vorkommen ein, was die exakt kartierten Konglomeratvorkommen seiner geologischen Karte entscheidend vergrößerte. Für die schlecht gerundeten, bis über zwei Meter großen Kalkgerölle, die bis zu 80 % des Geröllbestandes ausmachen können, dachte er an eine Aufarbeitung nahe des Ablagerungsorts. Die gut gerundeten übrigen Komponenten könnten zum Teil aus weiter entfernten Abtragungsgebieten stammen. Weitere Aussagen über die Marbella Formation in der westlichen Betischen Kordillere stammen von BUNTFUSS (1970)

und MAUTHE (1971). Auch sie betonen das breite Korngrößenspektrum und die lithologische Variationsbreite der Gerölle. BOURGOIS (1978, 1980) beschrieb die Marbella Formation westlich der Straße Carratraca - Ardales (Lok. 22). Sie soll diskordant über der Santi Petri Formation lagern. Dabei handelt es sich jedoch um eine N-S verlaufende Bruchstörung, welche die westliche Flanke des Tertiärgrabens Carratraca - Ardales begrenzt (HERBIG, 1983).

FELDER (1978) beschrieb das Marbella Konglomerat erstmals ausführlicher aus der W Serranía de Ronda. Charakteristisch ist die äußerst schlechte Sortierung und das Auftreten großer, schlecht gerundeter, fossilführender Kalkgerölle. Alle Vorkommen sind tektonisch sowohl vom Hangenden als auch vom Liegenden isoliert. Im Verlauf der Untersuchungen erwies sich eine seiner Lokalitäten als Konglomerat des Retamares Member (Lok. 15). Die von ihm angegebene Lokalität an der Casa de los Majales wurde trotz Angabe von Koordinaten nicht gefunden.

Aus der Östlichen Betischen Kordillere, dem Korridor von Vélez Rubio, beschrieben erstmals MAC GILLAVRY (1962) ein "polygenes Konglomerat", das der Marbella Formation gleichzustellen ist. SOEDIONO (1971) beschrieb in der Piar Formation die "upper clastic unit" (=Member D) als ein grobes, nicht geschichtetes, polygenes Konglomerat mit sandiger Matrix. Es enthält fossilführende Kalksteinblöcke bis zu mehreren Metern Größe und wurde dem Marbella Konglomerat gleichgestellt. Die radiometrische Datierung eines weißen, gneisartigen Gerölls ergab ein Alter von  $535 \pm 75$  m.y. GEEL (1973) bezeichnete die gleiche Gesteinseinheit als "Marbella Conglomerate Member"; die Größe der Kalksteinfragmente in dem kaum sortierten Gestein reicht von 0,4 mm bis zu mehr als 20 m und übersteigt die der übrigen Komponenten bei weitem. Sowohl SOEDIONO als auch GEEL lieferten eine detaillierte sedimentologische und petrographische Beschreibung.

BUCHROITHNER et al. (1980b) beschrieben vergleichend die Konglomerate der Marbella Formation von Vélez Rubio, dem Río Turon SW Ardales und vom Cerro La Peluca als dicht gepackt, schlecht bis nicht sortiert und schlecht bis nicht gradiert. Die Matrix ist sandig. Die Kalkgerölle sind im Gegensatz zu den übrigen Komponenten nicht oder nur wenig gerundet und deutlich größer. In Vélez Rubio bilden die Marbella Konglomerate örtlich Rutschhorizonte innerhalb dunkler Schiefer. Unter den Schwermineralen dominieren metamorphe Minerale, insbesondere Granat, der mehr als 90 % ausmacht (vgl. auch Kap. 6.2).

ROEP (1974) und DIDON & GARCIA-DUENAS (1976) deuteten die Konglomerate im Raum Vélez Rubio als Rutschungsbildungen und verglichen sie mit Olisthostromen. Ebenfalls als Ablagerung eines Schlammstroms ("coulée boueuse") deutete BOURROUILH (1970: 588) das Konglomerat am Cerro La Peluca.

### 5.1.2 DER CERRO LA PELUCA

HERBIG (1983) wählte die am SSW-Hang ausstreichende, sehr gut aufgeschlossene Schichtenfolge als Typusprofil für die Marbella Formation (Lok. 12; Abb. 8). Weitere Aufschlüsse finden sich an der E-Seite des Bergkegels. Die von BLUMENTHAL (1949) in der Umgebung Marbellas beschriebenen Vorkommen sind von Bebauung bedroht und lassen den stratigraphischen Kontext schlecht oder nicht erkennen. Außerdem liegt von BLUMENTHAL (1928a) eine Beschreibung der Schichtfolge am Cerro La Peluca vor. Es ist ein etwa 250 m mächtiges, ungestörtes Profil von den Olivenschiefen der Almogia Formation über die Marbella Formation bis zur Saladilla Formation aufgeschlossen. Die Schichten fallen zwischen  $15^\circ$  und  $30^\circ$  nach NW bis NE ein.

Die Olivenschiefer sind eine mehr als 60m mächtige, monotone Abfolge sehr dünnschichtiger, grauer Tonschiefer mit phyllitischen Mineralneubildungen auf den Schichtflächen. Sie verwittern gelblich-braun bis olivgrün. In ihrem Top findet sich im Profil B und C (Abb. 8) je eine Kieselschiefer einschaltung von 0,5 - 5 m Mächtigkeit, die lateral nicht verfolgbar ist. Wahrscheinlich handelt es sich um synsedimentär eingegleitene Rutschkörper. Die Marbella Formation bildet eine linsenförmige, maximal knapp über 50 m mächtige Sedimentationseinheit (vgl. Nebenkarte, Abb. 8). Sie wird von mehr als 100 m mächtigen, roten, dickbankigen Sandsteinen der Saladilla Formation überlagert. Der Kontakt ist durch Hangschutt verdeckt.

Drei Detailprofile zeigen, daß die Marbella Formation auch intern aus kleinen Konglomeratlinsen aufgebaut ist, die selbst über kurze Entfernungen Parallelisierungen innerhalb der Formation unmöglich machen. Die laterale Erstreckung der Konglomeratlinsen bewegt sich im Zehnermeter-Bereich, ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 1-10 m. Grob läßt sich jedoch eine Zweiteilung der Marbella Formation erkennen. Der untere Teil besteht aus sehr kalkreichen, unsortierten, oligomikten Konglomeraten mit Klaksten zwischen 5 und größer 100 cm. Der

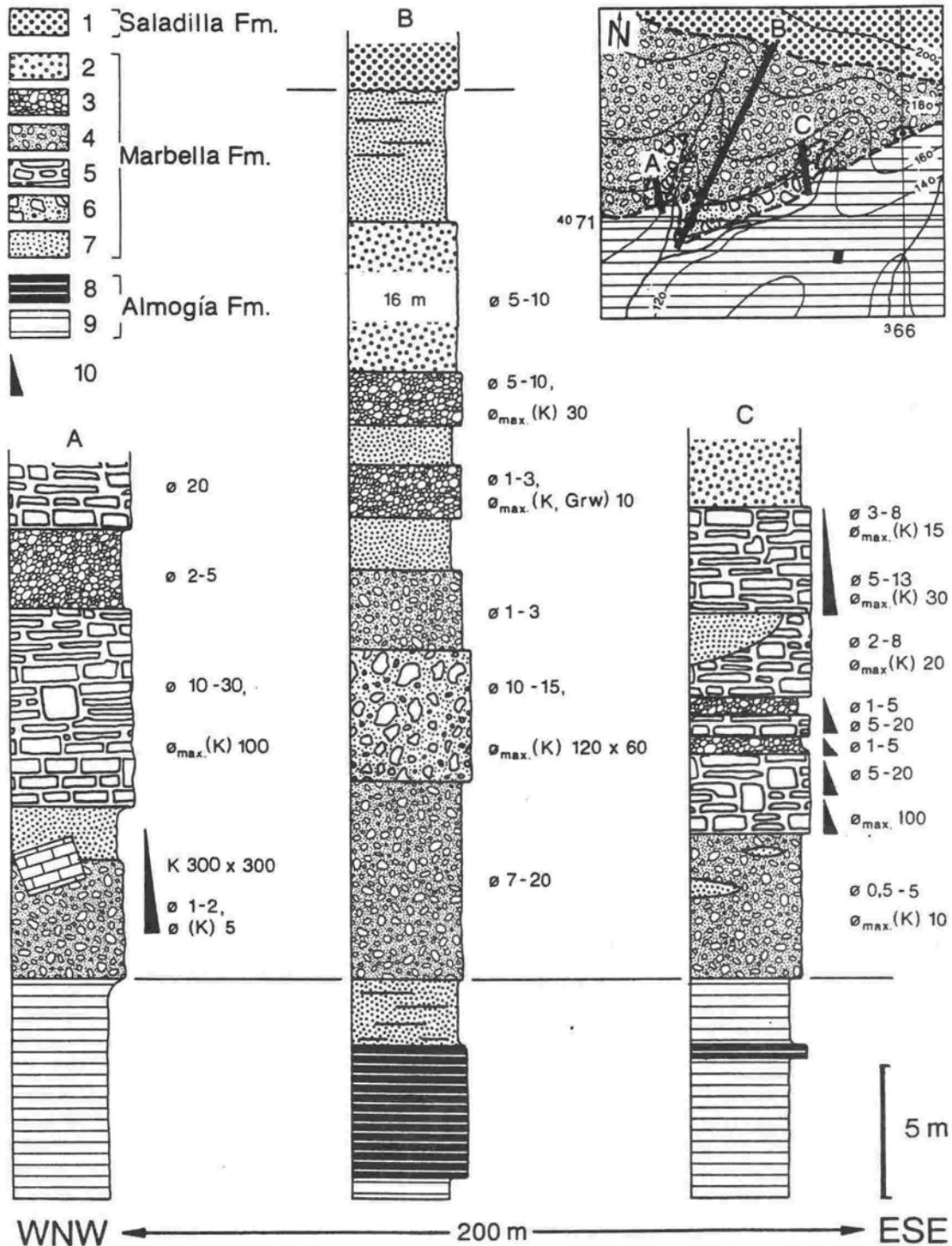


Abb. 8. Profilserie aus der Typuslokalität der Marbella Formation am Cerro La Peluca. 1 - dickbankige, rote Sandsteine. 2 - matrix- und komponentengestützte, kalkfreie Konglomerate mit Komponenten von 1-5 cm Ø. 3 - komponentengestützte, polymikte, kalkführende Konglomerate mit Komponenten kleiner 10 cm Ø. 4 - matrixgestützte, polymikte, kalkführende Konglomerate mit Komponenten kleiner 10 cm Ø. 5 - komponentengestützte, häufig brekzienartige Kalkkonglomerate mit Komponenten von 5-<100 cm Ø. 6 - matrixgestützte, kalkreiche Konglomerate mit Komponenten zwischen 1-120 cm Ø. 7 - Grauwacken, zum Teil konglomeratisch. 8 - schwarze Kieseliefer. 9 - Tonschiefer. 10 - normalgradiertes Kleinzyklus. Ø: Klastengröße in cm. K: Kalkstein. Grw: Grauwacke. In der Nebenkarte wurden in der Marbella Formation nur die kalkreichen Ablagerungen (5,6) von den feinkörnigeren, polymikten Gesteinen unterschieden.

Sections of the type locality of the Marbella Formation at Cerro La Peluca. 1 - thickly bedded, red sandstones. 2 - matrix- and clast-supported conglomerates without limestone clasts, clast-Ø 1-5 cm. 3 - clast-supported, polymictic, limestone-bearing conglomerates, clast-Ø <10 cm. 4 - matrix-supported, polymictic, limestone-bearing conglomerates, clast-Ø <10 cm. 5 - clast-supported, often breccia-like limestone conglomerates, clast-Ø 5-<100 cm. 6 - matrix-supported limestone conglomerates, clast-Ø 1-120 cm. 7 - greywackes and con-

glomeratic greywackes. 8 - black cherts. 9 - shales. 10 - fining upward sequence. Ø: clast diameter in cm. K: limestone. Grw: greywacke. In the outcrop sketch the Marbella Formation is only divided into limestone conglomerates (5, 6) and finer-grained, polymictic conglomerates.

obere Teil besteht aus kalkarmen, dann kalkfreien, polymikten Konglomeraten mit Klaster kleiner als 10 cm. Untergeordnet können im oberen Teil der Formation Grauwacken und konglomeratische Grauwacken eingeschaltet sein.

Die Konglomeratlinsen sind mitunter un- deutlich normal gradiert, jedoch nie in sich gebankt. In einzelnen Niveaus ist eine N-S Einregelung der Klasterlängsachsen erkennbar (Abb. 11), jedoch keine Dachziegellagerung. Häufig sind die Konglomerate allerdings weder gradiert noch sind die Gerölle eingeregelt. Damit entsprechen sie den disorganisierten Konglomeraten von WALKER (1975). Die verschiedenen Lithologien der Konglomerate sind aus der Legende von Abb. 8 ersichtlich. Eine quantitative

Komponentenanalyse des unteren, oligomikten Teils der Marbella Formation zeigt Abb. 10. Auffällig ist, daß die Kristallinkomponenten, die Gangquarze und zum Teil die Kie- selschiefer gut bis sehr gut gerundet sind und den unteren Teil des Korngrößenspek- trums bis maximal 20 cm Ø einnehmen. Da- gegen sind die Kalke angulare bis subangulare Blöcke, die eine maximale Größe von 3 m er- reichen können. In matrixgestützten und kalkreichen Konglomerattypen scheint ein kontinuierliches Korngrößenspektrum vom Silt- bis in den Blockwerkbereich aufzutreten.

### 5.1.3 MARBELLA

In der Umgebung Marbellas liegen von E nach W die Lokalitäten 3 bis 6. Das Paläo-

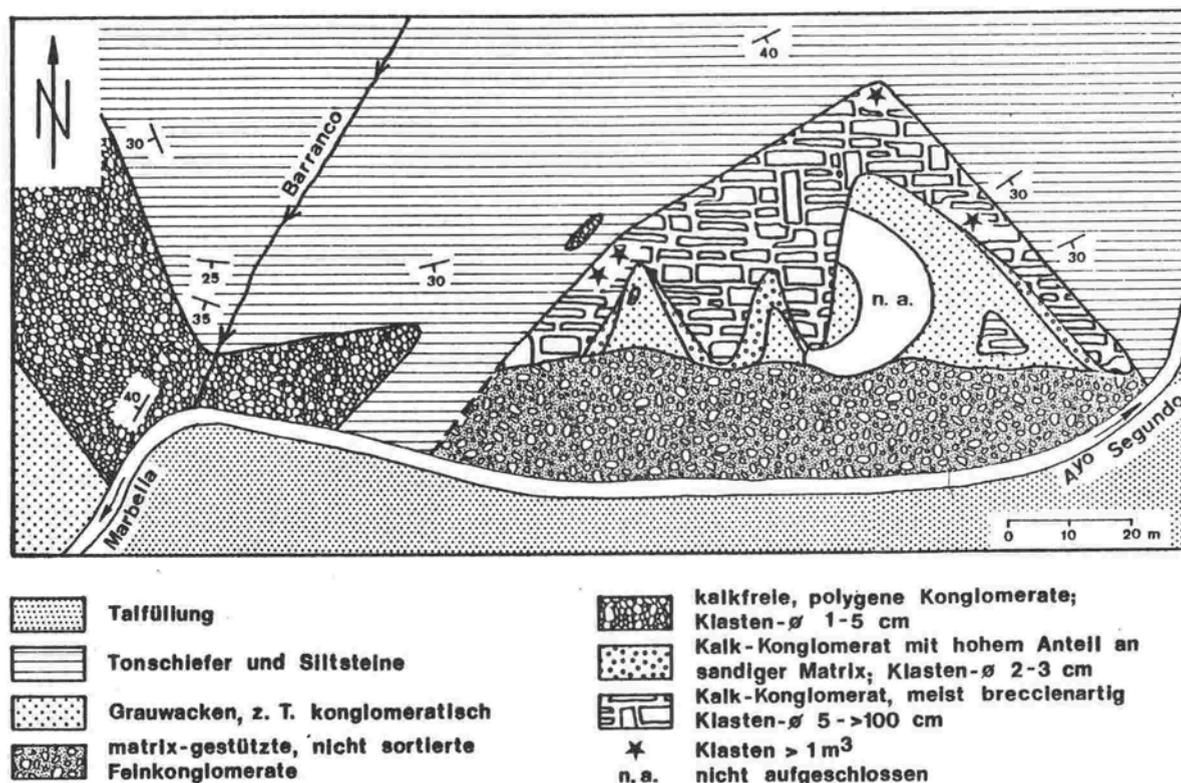


Abb. 9. Geologische Kartenskizze der Marbella Formation westlich des Arroyo Segundo (Lokalität 3). Charakteristisch sind das linsenartige Eingreifen in die Olivenschiefer der Almogía Formation und der interne Aufbau aus verschiedenen, linsenartig auftretenden Konglomeraten.

Geological sketch of the Marbella Formation W of Arroyo Segundo (Loc. 3). Characteristic lens-shaped outcrop incised into the Olive Shales of the Almogía Formation and internal composition of different conglomerate lenses.

zoikum dieser Region ist durch intensiven Schuppenbau charakterisiert. Von N nach S gelangt man generell in jüngere Schichten, aber die Schichtglieder wiederholen sich bei flachem Südfallen bis zu zweimal (MOLLAT 1968: 501).

Die Schichten W des Arroyo Segundo (Lokalität 3) fallen mit etwa  $30^{\circ}$  nach SSW ein. Die Konglomerate der Marbella Formation greifen linsenartig in die Oliven-schiefer der Almogía Formation ein (Abb. 9). Das Hangende der Formation wird durch eine quartäre Talfüllung verhüllt; jenseits des Tälchens treten die Rotsedimente der Saladilla Formation auf. Einige 100 m östlich, bei schlechteren Aufschlußverhältnissen in der Marbella Formation, konnte ein kontinuierliches Profil von der devonischen Santi Petri Formation bis in die permotriadische Saladilla Formation aufgenommen werden (MOLLAT 1968: 501; HERBIG 1983: Abb. 2).

Der Aufschluß zeigt große sedimentologische und lithologische Ähnlichkeiten mit der Marbella Formation am Cerro La Peluca. Dies betrifft

- die interne Gliederung in Konglomeratlin-sen verschiedenen sedimentären Gefüges und lithologischer Zusammensetzung (Taf. 1/8).
- Kalkreiche, komponentengestützte, völlig unsortierte, oligomikte Konglomerate mit Klastengrößen zwischen 5 cm bis mehr als 100 cm bilden die Basis der Formation (Taf. 1/5, 7). Eine quantitative Komponentenanalyse findet sich in Abb. 10.
- Kalkarme, polymikte Konglomerate mit Klasten von maximal 15 cm, meistens jedoch  $<5$  cm  $\emptyset$ , bilden den oberen Teil der Formation.
- Die Kalkgerölle sind angular bis subangular. Die Klastengröße kann 1 m überschreiten.
- Die nichtkarbonatischen Gerölle, mit Ausnahme der Kieselschiefer, sind gut gerundet und erreichen maximal 15 cm  $\emptyset$ .
- Die Längsachsen der Gerölle sind grob N-S eingeregelt (Abb. 11).

Nach W schließen sich kalkfreie, polymikte Feinkonglomerate mit 1-2 cm großen Geröllen an. Die  $\pm$  lagig eingeregelt Gerölle sind nicht gradiert.

Die Lokalität 4 westlich des Friedhofs von Marbella ähnelt dem Vorkommen am Arroyo Segundo. Auffällig ist ein von der Verwitterung stark zerlegter, mehr als 6 m großer Kalkblock. Das beprobte Vorkommen ist das Ost-Ende eines ausgedehnten Konglomeratkomplexes (MOLLAT, 1968: geologische Karte), der sich aus quarzreichen, kalkfreien, komponentengestützten Konglomeraten mit Korngrößen von maximal 10 cm aufbaut. Die bank- oder linsenförmig auftretenden, zum Teil gradierten Konglomerate zeigen Übergänge zu Mikrokonglomeraten, konglomeratischen Grauwacken und Grauwacken. An der NW-Grenze des Komplexes bildet ein kalkführendes Konglomerat (Lokalität 5) seine Basis. Mit MOLLAT (1968) wird der gesamte Konglomeratkomplex der Marbella Formation zugerechnet.

Die Lokalität 6 (Arroyo Guadapin) unterscheidet sich von den anderen Aufschlüssen in der Umgebung Marbellas durch die weniger dicht gepackten, matrixgestützten Konglomerate (Anteil der Komponenten etwa 54 %, gegenüber 72 % bzw. 82 % in den Loks. 3 und 4: Abb. 10). Das polymikte Komponentenspektrum zeichnet sich durch die Existenz von Dioriten aus, die in anderen Aufschlüssen fast immer fehlen. Weiterhin treten große intraformationelle Konglomeratgerölle auf. Sie weisen auf eine mehrphasige Sedimentation der Konglomerate bei gleichzeitiger Erosion kurz zuvor abgelagerter Schichten hin.

MOLLAT (1968) schied zwischen dem Arroyo de Nagueles, Arroyo de la Cruz und dem Río Verde in der geologischen Karte Konglomerate als Marbella Formation aus. Es handelt sich um großflächig ausstreichende, kalkfreie, komponenten- bis matrixgestützte Konglomerate mit durchschnittlichen Klastengrößen um 5 cm. Hauptkomponenten sind Quarze, gefolgt von Kieselschiefern und Gneisen. Gerölle anderer kristalliner Gesteine und Grauwacken sind selten. Die persönliche Kenntnis der lokalen Verhältnisse reicht nicht aus, um die stratigraphische Einstufung der Konglomerate als Marbella Formation zu bestätigen.

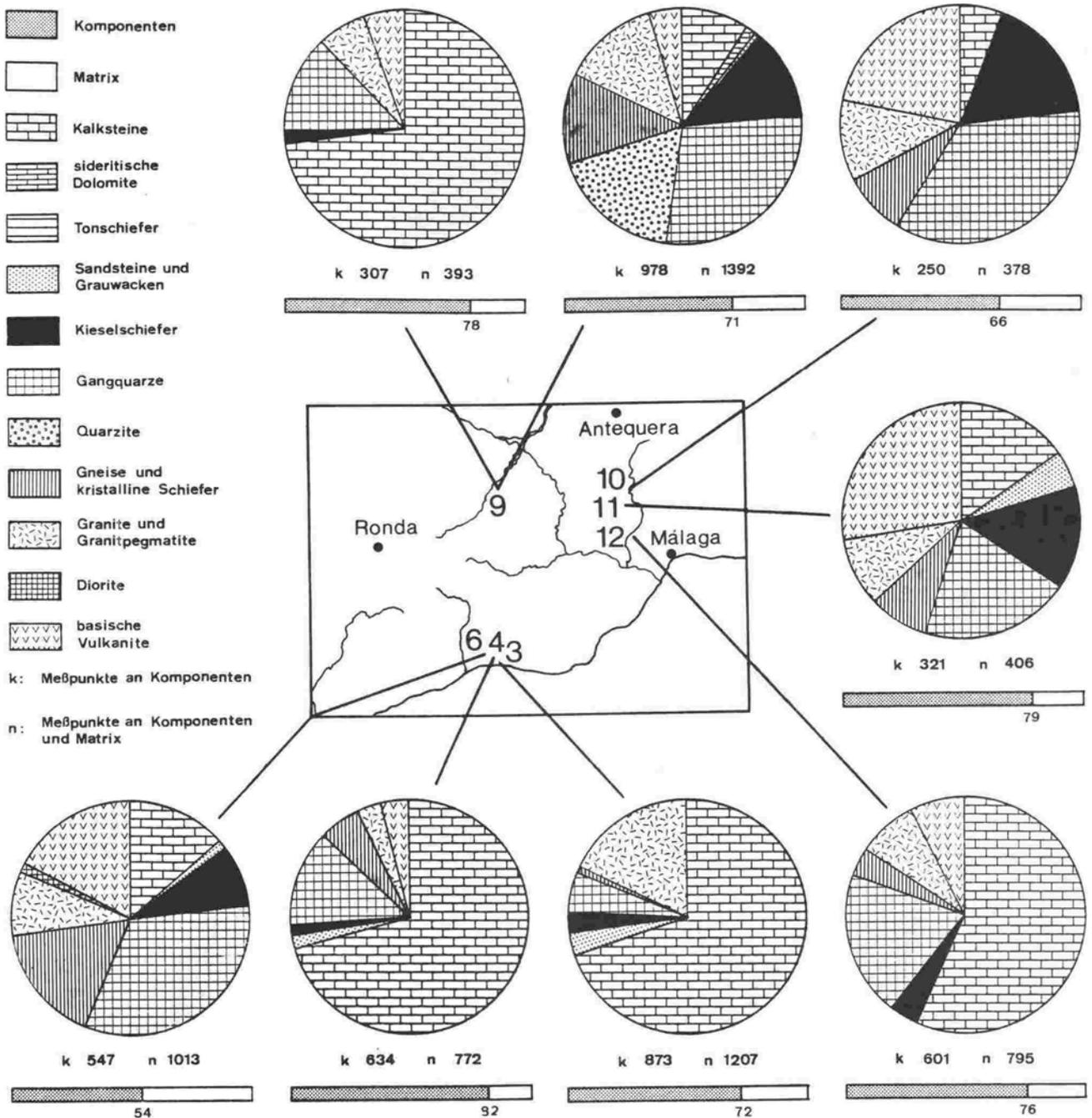


Abb. 10: Komponentenspektren (Kreisdiagramme) und Komponenten-Matrix-Verhältnisse (Balkendiagramme) in der Marbella Formation der Westlichen Betischen Kordillere.

Distribution of components (circle diagrams) and component-matrix ratios (bar diagrams). Marbella Formation, Western Betic Cordillera.

#### 5.1.4 DIE WESTLICHE SERRANÍA DE RONDA

Westlich des Mittellaufs des Río Genal, zwischen den Orten Alpanseire und Gaucín, streicht in einem 20 km langen, sichelförmigen Streifen das Paläozoikum der Westlichen Serranía de Ronda aus. Es bildet die westlichste Begrenzung des Betischen Paläozoikums (Abb. 3).

Die Lokalität 16 SW Algatocin ist nach FELDER (1978) tektonisch sowohl vom Liegenden als auch vom Hangenden isoliert. Es handelt sich um ein polymiktes, komponenten- bis matrixgestütztes, unsortiertes Konglomerat fast ohne Einregelung der Komponenten (Abb. 11). Neben angularen bis

subangularen Kalkklasten von maximal 50 cm  $\emptyset$  treten bis 15 cm große, gerundete Gerölle aus Gangquarzen, Quarziten, Lyditen, Grauwacken, Gneisen, grobkörnigen Graniten und basischen Vulkaniten auf. Die Matrix ist sandig. Packungsdichte und Klastengröße nehmen zum Hangenden hin ab.

Die Lokalität 17 N Algatocin ist ein wenig m<sup>2</sup> großes, stark verwittertes und schlecht aufgeschlossenes Vorkommen. Neben Geröllen von Gangquarzen, Quarziten, Kie-selschiefern und Grauwacken mit maximalen  $\emptyset$  von 6 cm finden sich seltene Kalkgerölle bis 12 cm  $\emptyset$ . Die Gerölle schwimmen matrixgestützt in einer grobsandigen bis mikrokonglomeratischen Grundmasse. In der Umgebung treten geröllführende Tonschiefer ("pebbly mudstones") und monomikte Grauwackenbrekzien auf, bei denen dichtgepackte, angulare Grauwackenfragmente in einer lithologisch identischen Grauwackenmatrix schwimmen.

#### 5.1.5 WEITERE VORKOMMEN IN DER WESTLICHEN BETISCHEN KORDILLERE

Die weiteren bearbeiteten Lokalitäten in der Westlichen Betischen Kordillere zeigen die an den Vorkommen Marbellas und des Cerro La Peluca beobachteten Eigenschaften. Im folgenden sollen daher nur abweichende oder herausstechende Merkmale aufgeführt werden:

Die Lokalität 9 (Río Turon) ist flächenmäßig der größte unter den bekannten Konglomeratkomplexen der Marbella Formation in der W Betischen Kordillere (BLUMENTHAL 1930: 73, Abb. 11). Er besteht aus einer Vielzahl einzelner Konglomeratschüttungen, die Psephite unterschiedlichen sedimentären Gefüges und lithologischer Zusammensetzung lieferten. Herausstechend sind matrixgestützte, polymikte Konglomerate am SW-Ende des Vorkommens, in denen die sandige Matrix wellige bis knäuelige Fließstrukturen zeigt. Dies deutet auf Sedimenttransport durch Rutschung hin. Weiter gegen NE auftretende monomikte Grauwackenbrekzien sind ebenfalls durch Rutschung entstanden. Sie sind cha-

rakterisiert durch angulare, dichtgepackte Klasten, die ein komplettes Korngrößenspektrum von der sandigen Matrix bis über mehr als 50 cm Kantenlänge und größeren, bankartigen Fragmenten umfassen. Wie auch am Arroyo Guadapín (Lok. 6) treten bis 40 cm große, intraformationelle Konglomeratgerölle auf, die auf eine mehrphasige Sedimentation bei gleichzeitiger Erosion kurz zuvor abgelagerter Schichten schließen lassen. Dichtgepackte Kalkkonglomerate mit angularen Blöcken bis 2,5 x 2 m Größe treten am S-Ende des Konglomeratkomplexes auf. Nach NE nimmt die Kalkgerölleföhrung ab. Schließlich gehen die Konglomerate in kalkfreie Typen über, in denen eingeschaltete monomikte Grauwackenbrekzien und durch Slumping deformierte, wirr gelagerte Tonschieferknäuel häufig sind.

Die östlich der Lok. 9 befindliche Lokalität 22 S Ardales zeichnet sich durch einen Bereich mit dicht gelagerten, mehreren m<sup>3</sup> großen Kalkblöcken aus (Taf. 1/5).

Die Marbella Formation der Lokalität 10 (González) wird direkt von roten Sandsteinen der Permotrias überlagert (BLUMENTHAL, 1930: 73).

Die Schichten in der Lokalität 11 (Almogía) fallen gegen S bis SW ein. Im unteren Bereich dominieren dichtgepackte, kalkreiche Konglomerate mit großen Komponenten. Im oberen Teil treten kalkärmere Typen mit kleineren Komponenten auf, die in kalkfreie Feinkonglomerate, konglomeratische Grauwacken und monomikte Grauwackenbrekzien übergehen. Sie zeigen eine sehr grobe Bankung im Meterbereich. Im Komponentenspektrum (Abb. 10) fallen braune, sideritische Dolomite auf, die in einigen Teilen des Vorkommens dominieren. In ihrer überdurchschnittlichen Größe und schlechten Rundung entsprechen sie den Kalkgeröllen.

Die Lokalität 21 N Colmenar ist das östlichste der in der Westlichen Betischen Kordillere beprobten Vorkommen. Die weitflächig ausstreichenden Konglomerate sind stark verwittert und von Flechten überzogen. Die Klastengröße der nur seltene Kalkgeröl-

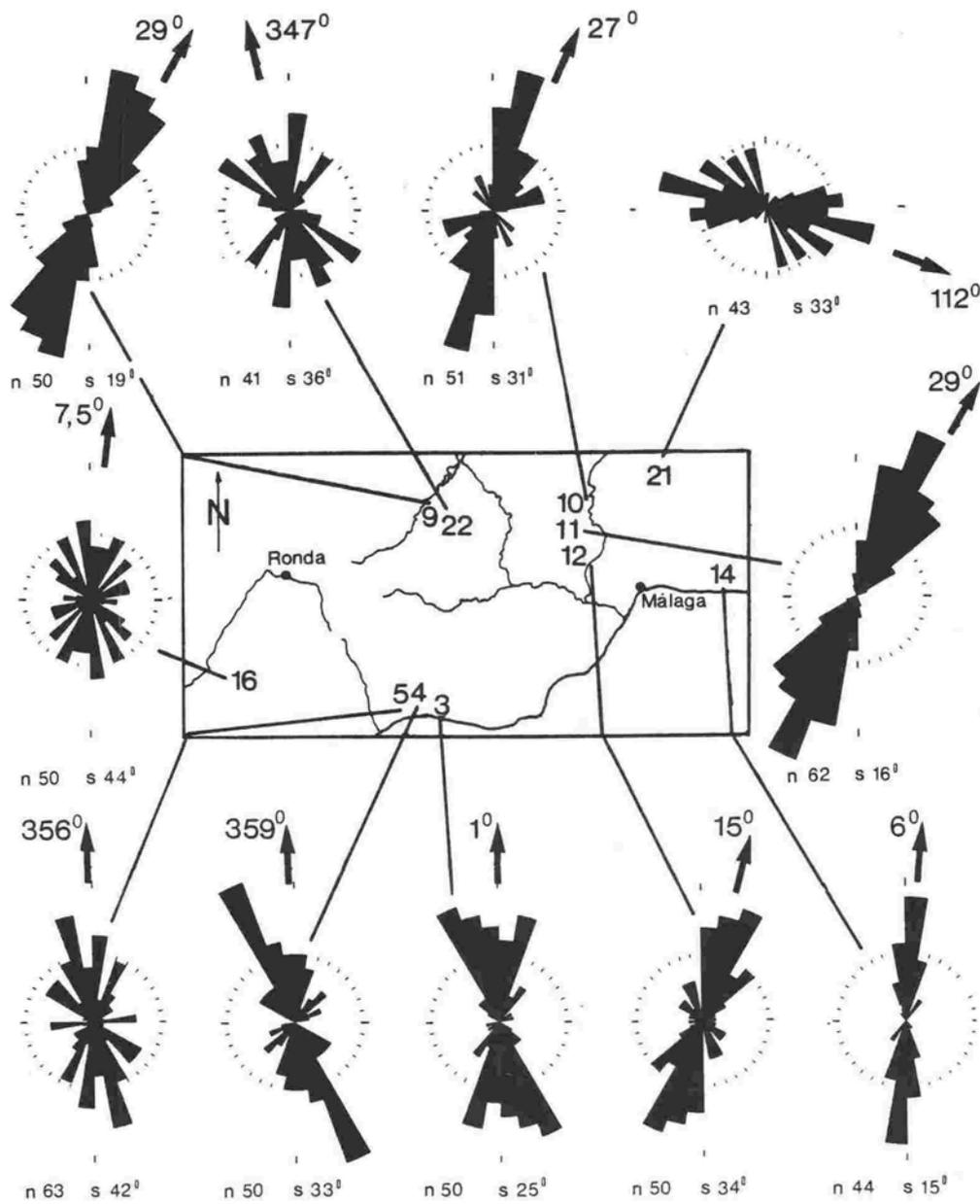


Abb. 11. Einregelung der Längsachsen der Gerölle in der Marbella Formation der Westlichen Betischen Kor-dillere. Einheitskreise bei 10 % und 20 % Häufigkeit. n: Anzahl der Messungen. s: Standardabweichung vom Mittelwert.

Orientation of a-axes of clasts. Marbella Formation, Western Betic Cordillera. 10 % and 20 % frequency circles. n: number of measurements. s: standard deviation of mean.

le führenden Konglomerate überschreitet kaum 10 cm. Im Gegensatz zu den übrigen Vorkommen sind die Kalkgerölle kaum größer als die nichtkarbonatischen Komponenten. Nur an der Basis der Konglomerate treten einige mehr als  $m^3$  große Kalkblöcke auf. Ebenfalls im Gegensatz zur allgemeinen Nord-Süd-Einregelung der Geröll-Längsachsen in der W Betischen Kor-dillere findet sich eine WNW-ESE Orientierung (Abb. 11).

#### 5.1.6 DIE ZONE VON COGOLLOS VEGA

Das NE von Granada austreichende Paläozoikum (Abb. 3) ist von besonderer Bedeutung, da es ein Bindeglied zwischen dem

Paläozoikum der Westlichen Betischen Kor-dillere und dem des Korridors von Vélez Rubio ist. Die Malagiden bilden in der Zone von Cogollos Vega drei verschuppte, übereinander liegende tektonische Einheiten. Sie sind durch zahlreiche Querstörungen in ein Mosaik von nach N einfallenden Einzelschollen zerstückelt (GARCIA-DUENAS & NAVARRO-VILA 1976; IGME 1978).

Die Lokalität 18 W Diezma liegt am östlichen Ende der Zone von Cogollos Vega. Sie gehört der nördlichsten tektonischen Einheit der Malagiden an. Die Schichten fallen mit etwa  $50^\circ$  nach N ein. Die Basis der Marbella Formation besteht aus matrixgestützten Konglomeraten. In der grobsandigen

bis mikrokonglomeratischen Matrix schwimmen isoliert durchschnittlich kopfgroße Kalkklasten (Taf. 1/6). Vereinzelt finden sich quaderartige Fragmente von Kalksteinbänken, die eine Länge von maximal 3,8 m und eine Mächtigkeit von 0,45 m erreichen. Braune sideritische Dolomite erreichen ebenfalls Metergrößen. Die nichtkarbonatischen Gerölle haben durchschnittlich 5 cm, maximal 15 cm  $\varnothing$ . Es dominieren Gangquarze, daneben treten auf Kieselschiefer, Gneise, basische Vulkanite und selten Grauwacken. Eine quantitative Komponentenanalyse und Messungen zur Einregelung der Gerölle zeigen Abb. 12 und 13. Im oberen Teil der Marbella Formation schließen sich kalkarme bis kalkfreie Feinkonglomerate und konglomeratische Grauwacken an. Die matrix- bis komponentengestützten Gesteine sind nicht gradiert. Die wenigen Kalkgerölle sind gleich groß wie die restlichen Komponenten und ebenfalls angular bis gerundet.

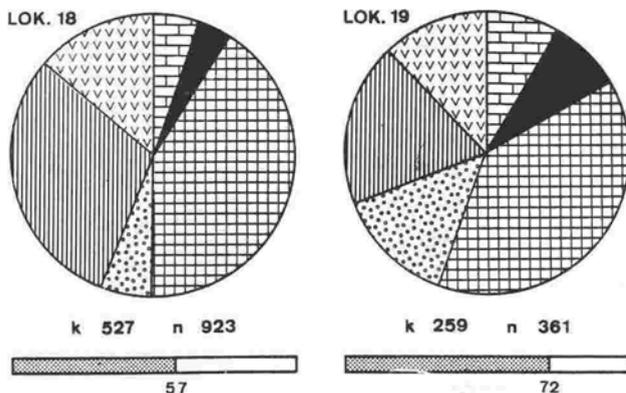


Abb. 12. Komponentenspektren (Kreisdiagramme) und Komponenten-Matrix-Verhältnisse (Balkendiagramme) der Konglomerate in der Marbella Formation der Zone von Cogollos Vega. Legende wie Abb. 10.

Distribution of components (circle diagrams) and component-matrix ratios (bar diagrams). Marbella Formation, zone of Cogollos Vega. Symbols as in Fig. 10.

Die Lokalität 19 am Tajo de Despeñadero führt komponentengestützte Konglomerate mit Geröllen kleiner als 10 cm. Sie sind mit matrixgestützten Blockmergeln verknüpft, die in siltiger bis feinsandiger Matrix vereinzelt größere Gerölle enthalten. Eine quantitative Komponentenanalyse und Messungen zur Einregelung der Gerölle zeigen Abb. 12 und 13.

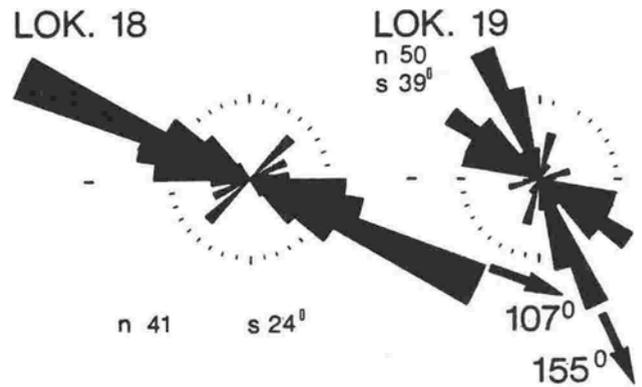


Abb. 13. Einregelung der Längsachsen der Gerölle in der Marbella Formation der Zone von Cogollos Vega. Links: Lok. 18, rechts: Lok. 19. Einheitskreise bei 10 % und 20 % Häufigkeit. n: Anzahl der Messungen. s: Standardabweichung vom Mittelwert.

Orientation of a-axes of clasts. Marbella Formation, zone of Cogollos Vega. Symbols as in Fig. 11.

Die schlecht aufgeschlossene Lokalität 20 am Cortijo de los Mimbres ist gut mit der Lok. 18 (Diezma) vergleichbar. Die Kalkblöcke erreichen maximale Größen von  $1 \text{ m}^3$ .

#### 5.1.7 ZUSAMMENFASSUNG UND INTERPRETATION

Die Marbella Formation läßt sich in den gesamten Malagiden über eine WSW-ENE-Erstreckung von fast 350 km bei gleichbleibenden sedimentologischen Eigenschaften verfolgen. Es handelt sich um lokal auftretende, zehnerquadratmeter- bis mehr als quadratkilometer-große, linsenartige Konglomeratkörper, die in die höchsten Teile der Olivenschiefer der Almogía Formation eingreifen. Intern ist die Marbella Formation aus einzelnen Konglomeratlinsen verschiedenen sedimentären Gefüges und lithologischer Zusammensetzung aufgebaut. Sie grenzen in der Regel mit scharfen, erosiven Kontakten aneinander (Taf. 1/8).

Zusammenfassend lassen sich folgende Konglomerattypen unterscheiden: Der untere Teil der Formation wird in der Regel von kalkreichen, oligomikten Konglomeraten aufgebaut. Sie enthalten unsortierte angular bis subangulare Kalkgerölle von wenigen Zentimetern bis zu mehreren Metern Durch-

messer (Taf. 1/5, 7). Die Kalke können 75 % des Geröllbestands ausmachen. Zwischen den Kalkgeröllen befinden sich maximal 30 cm große, gut gerundete Gerölle von Gangquarzen, Quarziten, Lyditen, Gneisen, Graniten und basischen Vulkaniten. Intrabasinale Grauwacken-Klasten können größere Durchmesser annehmen. Die Komponenten können dicht gepackt mit  $\pm$  parallel eingeregelter Längsachsen in einer sandigen Matrix liegen, wobei im Extremfall nur dünne Matrixsäume die einzelnen Komponenten trennen (Taf. 1/7, 8); BLUMENTHAL (1949) verglich diesen Konglomerattyp anschaulich mit Trockenmauern. Der andere Extremfall sind Konglomerate, in denen vereinzelt, große Komponenten in einer grobsandigen bis mikrokonglomeratischen Matrix schwimmen (Taf. 1/6). Zwischen diesen Extremen gibt es alle Übergänge. Die beschriebenen Konglomerattypen sind nicht gradiert und ohne Bankung und interne Schichtung.

Der höhere Teil der Formation besteht aus kalkärmeren, polymikten Konglomeraten (Taf. 1/8), in denen die Komponenten einen Durchmesser von 15 cm kaum überschreiten. Wie im unteren Teil der Formation sind die Kalkgerölle jedoch angular bis subangular und größer als die gut gerundeten nichtkarbonatischen Gerölle. Es treten sowohl komponenten- als auch matrixgestützte Varietäten auf. Der Anteil an der Kalkgeröllführung nimmt insgesamt zum Top der Formation ab. In ihrem oberen Teil finden sich auch polymikte, kalkfreie Konglomerate mit zwischengeschalteten Grauwacken und monomikten Grauwackenbrekzien.

Ein großer Teil der Konglomerattypen der Marbella Formation ist als Debrisflow-Sedimente zu bezeichnen. Nach LOWE (1979) sind diese durch ihr plastisches Fließverhalten definiert. Dies ist für alle matrixgestützte Konglomerate und die dichtgepackten, kalkreichen Konglomerate an der Basis der Marbella Formation anzunehmen. Die matrixgestützte Konglomerate enthalten  $\pm$  statistisch verteilte, zum Teil sehr große Komponenten, die während des Sedimenttransports durch die spezifische Dichte und Kohäsionskraft der Matrix innerhalb des Schüttungskörpers in Schwebe gehalten und

passiv mittransportiert werden. Dies sind nach HAMPTON (1972), und MIDDLETON & HAMPTON (1976) typische Merkmale von Debrisflows.

Auch die dichtgepackten, kalkreichen Konglomerate im unteren Teil der Marbella Formation können als Debrisflow-Sedimente bezeichnet werden, da die einzelnen Komponenten sich in der Regel nicht berühren, sondern durch mehr oder minder dünne Säume aus sandiger Matrix voneinander getrennt werden.

Dadurch schwimmen sie passiv in der Matrix, was eine Erklärung für ihren angularen Charakter und ihre fehlende Sortierung mit gleichzeitigem Auftreten zentimeter- und mehr als metergroßer Gerölle ist. Zum anderen stützt sie natürlich auch ihre dichte Packung, die ein Auseinanderdriften zwischen den Einzelkomponenten unmöglich macht und zu einer überwiegend Längsachsen parallelen Einregelung der Klasten führt.

Mit den Debrisflow-Sedimenten der Marbella Formation sind durch Slumping entstandene monomikte Grauwackenbrekzien und deformierte Tonschiefer sowie durch andere Mechanismen abgelagerte Konglomerate verknüpft.

Das linsenförmige Auftreten der Marbella Formation, der interne Aufbau aus verschiedenen, sich gegenseitig zum Teil erosiv kappenden Konglomeratlinsen und die Existenz von Debrisflow-Sedimenten mit bis zu mehreren Metern durchmessenden Komponenten sprechen für eine Ablagerung in submarinen Canyons ("feeder channels", WALKER 1978) oder etwas distaler in der Hauptzufuhrrinne im obersten Teil eines Sedimentfächers ("main upper-fan channel", WALKER 1978: 947). Dem Cerro La Peluca vergleichbar sind von HEIN & WALKER (1982) publizierte Profile, die als "braided channels with terraces" interpretiert werden. Die Marbella Formation wurde also im Bereich eines Kontinentalhangs abgelagert. Diese Interpretation wird gestützt durch die Vergesellschaftung mit durch Slumping entstandenen Sedimenten, wie monomikten Grauwackenbrekzien und deformierten Tonschiefern. Von weiterer Bedeutung ist

die Verknüpfung mit den Oliven-Schiefern der Almogía Formation, in deren Top die Marbella Formation linsenförmig eingeschaltet ist. Sie werden als lateral an submarine Canyons anschließende Hangschiefer interpretiert, welche den Hauptteil der Sedimente des Kontinentalhangs bilden (HERBIG 1983: 354, in der englischen Zusammenfassung, S. 380 sind sie fälschlicherweise als Ablagerungen der Beckenebene dargestellt!).

In der stratigraphisch-faziellen Entwicklung vom Retamares Member zu den Oliven-Schiefern und zur Marbella Formation dokumentieren sich zuerst Ablagerungen eines Sedimentfächers am Fuß eines Kontinentalhangs, dann die pelitischen Sedimente des Hangs selbst und schließlich Sedimente von in diesem Hang eingeschnittenen submarinen Canyons. Damit sind die Malagiden von der Basis des Visé bis in das post-Unterbashkir als passive Kontinentalhangentwicklung charakterisiert. Die zunehmende Proximalität der Fazies weist auf eine Verkleinerung des Sedimentationsbeckens und zusammen mit der Anlieferung grober kristalliner und karbonatischer Gerölle auf das Fortschreiten einer orogenen Front von einem kristallinen Hinterland zum Beckenrand hin (HERBIG 1983).

Die Transportrichtung der Konglomerate und damit die Position des Kontinentalhangs konnte nicht rekonstruiert werden. Slumping-Strukturen sind selten gut aufgeschlossen und bruchtektonisch meistens stark beansprucht. Der passive Transport von Geröllen in Debrisflows führt von proximal nach distal weder zu einer Abnahme der Korngröße noch zu einer Anreicherung transportresistenter Gerölle. So lassen die Komponentenspektren der Abb. 12 keine Rückschlüsse auf die Transportrichtungen zu. Zum anderen macht die Existenz zahlreicher Konglomerat-typen pro Aufschluß einen Vergleich mit anderen Lokalitäten schwierig. Die Längsachsen von Geröllen sind in Debrisflows parallel zur Fließrichtung eingeregelt (NARDIN et al. 1979). In der Westlichen Beticen Kordillere zeigen sie bei relativ geringer Standardabweichung vom Mittelwert eine deutliche N-S-Bipolarität (Abb. 14).



Abb. 14. Die Einregelung der Längsachsen in den Geröllen der Marbella Formation. Zusammenfassung für die Westliche Betiche Kordillere. Einheitskreis bei 10 % Häufigkeit. n: 604 Gerölle. Standardabweichung vom Mittelwert: 26,14 °.

Orientation of a-axes of clasts, summarized for the Marbella Formation of the Western Betic Cordillera. 10 % frequency circle. n: 604 clasts. Standard deviation of mean 26,14 °.

Abweichend davon herrscht in der Zone von Cogollos Vega eine NW-SE-Bipolarität vor (Abb. 13). Die Imbrikation der Gerölle ändert sich in Debrisflows von proximal nach distal und ist nur mit Vorsicht für eine Aussage über die Transportrichtung brauchbar (NARDIN et al. 1979; NAYLOR, 1981).

Auf Grund der gravierenden Unterschiede in der Klastengröße und im Rundungsgrad müssen für Karbonate und Nichtkarbonate unterschiedliche Liefergebiete angenommen werden. Die sehr großen, angularen Kalkklasten stammen aus einem eng benachbarten, ehemaligen Schelfgebiet, das zur Zeit ihrer Aufarbeitung jedoch trocken gefallen und tektonisch beansprucht war (Abschnitt 6.1.4). Die kleineren, gut gerundeten Nichtkarbonate stammen aus einem weiter entfernten kristallinen Hinterland. Sie wurden dem Schelf fluvial zugeführt und gemeinsam mit den hier erodierten Kalkklasten in die submarinen Canyons des Kontinentalhangs eingespeist und resedimentiert.

## 5.2 DIE KALKSTEINGERÖLLE: MIKROFAZIES, FOSSILINHALT UND STRATIGRAPHISCHE EINSTUFUNG - LIMESTONE PEBBLES - MICROFACIES, FOSSILS AND AGE

Rare Lower Tournaisian limestone pebbles

(microbioclastic packstones) are known from Almogía (Loc. 11). Very probably they were reworked from the older Retamares Member.

Most limestone clasts are of Upper Viséan and Viséan/Namurian boundary age. (V3b to V3c; foraminiferal zones 15, 16<sub>1</sub>, 16<sub>2</sub>, 16<sub>3</sub>/17). Stratigraphic determinations are based mostly on very diverse foraminifers and calcareous algae, to a lesser extent on tetracorals and conodonts. The boulders derive from a very differentiated shallow water shelf, which can be reconstructed from the shelf slope (facies belt 3/4) to restricted shelf areas and tidal flats (facies belt 8) according to the WILSON-model: The microfacies of the isolated boulders can be combined according to their spectrum of fossils and inorganic components (Figs. 15-17). For short English descriptions of most of the microfacies types see Plates 3-6.

Namurian and basal Bashkirian limestone pebbles are very scarce. They are represented by oospirites with very small, mainly radially structured ooids and equidimensional quartz grains (foraminiferal zone 17; Pl. 7/1), by bindstones with rare macrofossils (zone 18) and by calcispheres-biomicrocrites (zone 20; Pl. 7/2).

### 5.2.1 KENNTNISSTAND

Die erste mikroskopische Untersuchung der Kalkgerölle in der Marbella Formation und erste Hinweise auf die Fossilführung stammen von BLUMENTHAL (1930). Er beschrieb aus dem Tal des Río Turon oolithische Kalke. Die einzelnen Ooide umschließen gelegentlich rotaloid eingerollte, artlich nicht bestimmbare Foraminiferen und gut erhaltene Seeigelstacheln, die zu *Eocidaris* gestellt wurden. Schlecht erhaltene Tetrakorallen fanden sich ebenfalls. Vom Cerro La Peluca wurden Brachiopodenquerschnitte erwähnt und als devonische Stringocephalen gedeutet. MICHELAU (1943) führte neben Crinoidenstielgliedern Tetrakorallen an. Nicht näher zu bestimmende Clisiophyllidae, *Carcinophyllum* (= *Asophyllum*) und *Dibunophyllum* deuten auf Visé hin. Das Konglomerat selbst wurde als post-Visé eingestuft. BLUMENTHAL (1949) fand in den Lokalitäten um Marbella neben häufigen Crinoidenstielgliedern die Tetrakorallen *Elisiophyllum* sp., *Cyathophyllum caespitosum* GOLDFUSS und *Cyathophyllum* cf. *helianthoides* GOLDFUSS. Nach den Tetrakorallen

wurde das Konglomerat als Mittel- bis Oberdevon angesprochen. Es ist anzuzweifeln, ob diese mitteldevonischen Korallen tatsächlich aus den Lokalitäten um Marbella stammen: nach den eigenen, umfangreichen Geröllaufsammlungen, gerade in Marbella mit reichen Korallenfaunen, stammen alle Gerölle aus dem Obervisé.

AZEMA (1961) bildete erstmals den Dünnschliff eines Kalkgerölls ab und führte vom Cerro La Peluca eine Foraminiferenfauna auf, die aus dem Bereich zwischen mittlerem Visé und oberstem Westfal stammt. An weiteren Fossilresten erwähnte er Crinoidenstielglieder und sehr häufige fenestellate Bryozoen, seltener Gastropoden, Serpeln und Ostracoden. Neuuntersuchungen an Kalkgeröllen des Cerro La Peluca durch BOULIN & LYS (1968) erbrachten neben Brachiopoden- und Korallenquerschnitten weitere, artlich bestimmte Foraminiferen, die das obere Visé (V3b-V3c) bis untere Namur charakterisieren. Kieselschiefergerölle vom Herrador, 12 km E Málaga, lieferten eine Foraminiferenfauna aus dem Untervisé (siehe Abschnitt 3.1.4). Die Konglomerathorizonte werden dem höchsten Visé oder dem Namur zugeordnet.

Aus dem Korridor von Vélez Rubio stammen die ersten Fossilangaben aus der Marbella Formation von MAC GILLAVRY, ROEP & GEEL (1960), die aus den Kalkgeröllen Crinoiden, Gastropoden, Korallen und Foraminiferen (?*Endothyra* sp.) aufführten. SOEDIONO (1971) erwähnte ohne nähere Angaben eine reiche Fauna an Korallen, Gastropoden, Lamellibranchiaten, Crinoiden und Foraminiferen. GEEL (1973) stufte die Marbella Formation als Visé oder post-Visé ein. In Geröllen fanden sich Crinoidenstielglieder, solitäre Tetrakorallen, clisiophylloide Tetrakorallen, Bryozoen, Gastropoden, Calcisphaeren, Algen und mehrere artlich bestimmte Foraminiferen.

BUCHROITHNER et al. (1980b) bestimmten aus Kalkgeröllen der mikrofazial und altersmäßig identischen Vorkommen von Vélez Rubio, dem Cerro La Peluca und dem Río Turon eine reiche Fauna und Flora (Kalkalgen, Foraminiferen, Korallen). Die Gerölle entstammen ausschließlich mikrofazial hochdifferenzierten Flachwasserkarbonaten des höheren Visé bis Bashkir. Die Bildung der Marbella Formation ist dementsprechend erst im späteren Namur bis tieferem Westfal anzunehmen.

### 5.2.2 MIKROFAZIES UND DATIERUNG

Die Debrisflow-Sedimente der Marbella-Formation führen ein weites Spektrum an Karbonatgeröllen. Stratigraphisch umfassen sie die Zeit vom Untertournai bis zum basalen Bashkir. Die seltenen Gerölle des Untertournai sind Tiefwassersedimente und noch dem pelagischen Zyklus des Givet bis unterem Obervisé zuzuordnen, der in den Geröllen des Retamares Member dokumentiert ist. Gerölle des Obervisé (V3b-V3c) stellen

mehr als 95 % aller Gerölle. Unter Verwendung des WILSON-Modells lassen sie sich verschiedenen Fazieszonen eines hochdifferenzierten Flachwasserschelfs zuordnen. Der Zeitraum basales Namur bis basales Bashkir wird durch wenige Gerölle dokumentiert, die geschlossenen Schelfbereichen zuzuordnen sind.

Insgesamt liegen 411 klassifizierbare Dünnschliffe aus 9 Lokalitäten in der Westlichen Betischen Kordillere und aus drei weiteren in der Zone von Cogollos Vega vor. Weitere Dünnschliffuntersuchungen der Lokalitäten 9 (Río Turon) und 12 (Cerro La Peluca) sowie aus Vélez Rubio (Östliche Betische Kordillere) finden sich bei BUCHROITHNER et al., 1980b).

#### A. Die Gerölle des Untertournai

Es handelt sich um mikrobioklastische Packstones mit Conodonten (siehe Abschnitt 3.2.2, Mikrofaziestypus R9). Als Ablagerungsraum sind Fußregionen des Kontinentalschelfs oder basinaler Schwellenregionen anzusehen. Der gleiche Mikrofaziestyp, jedoch oberdevonischen Alters, ist auch aus Geröllen des Retamares Member bekannt. Da aus dem Retamares Member auch andere Tiefwasserkarbonate des Tournai bekannt sind und die hier angeführten Gerölle alle aus einer Lokalität (Almogía) stammen, ist es wahrscheinlich, daß sie Aufarbeitungsprodukte dieses Horizontes sind. Sie stellen also keine eigenständige paläogeographische Entwicklung dar, sondern gehören noch dem Tiefwasserzyklus des oberen Givet bis unterem Obervisé an. Sie werden bei der Rekonstruktion jenes Sedimentationsraums berücksichtigt.

#### B. Die Gerölle des Obervisé

Die Gerölle des Obervisé können aufgrund ihrer Mikrofaziestypen einem karbonatischen Flachwasserschelf zugeordnet werden. Es lassen sich folgende Faziesräume unterscheiden:

1. a) Schelfhang (FZ 3/4)
2. Flachmarine Kalksandareale mit organogenen Strukturen (FZ 5/6)
  - b) Ooidbarren und Umgebung
  - c) geschütztere und tiefere Teile der

#### Kalksandareale

- d) Organogene Strukturen
3. Offenmarine Schelflagune (FZ 7)
  - e) seewärtiger und zentraler Teil
  - f) landwärtiger Teil
4. g) Schelf- und Gezeitenflächen mit restriktiven Bedingungen (FZ 8)

#### 1a. Gerölle des Schelfhangs (Fazieszonen 3/4)

##### a1) Quarzreicher Pelsparit

Der schwarze, mikrosparitische Kalk ist sehr feinkörnig, sehr dicht gepackt und sehr gut sortiert. Er besteht fast ausschließlich aus Peloiden und angularen terrestrischen Quarzkörnern. Ein Teil der Peloiden liegt als Rindenkörner vor. Kleine Bioklasten sind selten. An Biogenen findet sich verbreitet feinsten Pelmatozoendetritus und nur sehr vereinzelt größere Pelmatozoenbruchstücke, Dasycladaceen und ein- und mehrkammerige Foraminiferen. Die leicht länglichen Komponenten sind mit ihren Längsachsen deutlich parallel eingeregelt. Dispers verteilte Pyritkörner sind häufig. Der nichtkarbonatische Rückstand ist fossilfrei. Material: 5 Proben aus 5 Lokalitäten.

DEUTUNG: Es handelt sich um einen mikrobioklastischen Packstone des SMF-Typus 2. Er repräsentiert den distalen Abschnitt allochthoner Karbonateinschüttungen. Sie stammen vom Schelfrand, worauf noch vereinzelte identifizierbare Flachwasserorganismen, insbesondere die Dasycladaceen hinweisen. Der ebenfalls als Schelfhangsediment gedeutete Typus a2 ist bedeutend proximaler oder gehört in den basalen Bereich einer allodapischen Kalkbank.

ALTER: Die Kalkalgen und Foraminiferen charakterisieren das Obervisé.

##### a2) Pelmatozoen-Intrasparit - Taf. 3/2

Durch Strömung eingeregelt Lithoklasten und Bioklasten bauen zu gleichen Teilen das sehr dicht gepackte, arenitische bis feinruditische Gestein auf (Packstone). Die Lithoklasten - bis zur Peloidgröße hinabreichend - bestehen aus dunkelgrauem Kalksiltit, selten finden sich größere biomikritische Klasten. Angularare terrestrische Quarzkörner, die sich in feinkörnigeren Schich-

tungskörpern anreichern können, sind verbreitet. Selten finden sich verschwemmte Ooide mit tangentialen Schalen. Verrundete, disartikulierte Pelmatozoenreste bilden den Hauptbestandteil der Bioklasten. Zum Teil sind sie das einzige Faunenelement. Selten ist ihre Siebstruktur reliktwiesig erhalten, teilweise sind sie randlich mikritisiert und angebohrt. Als seltenere Biogene finden sich ein- und mehrkammerige Foraminiferen, Gastropoden, Ostracoden, Echinidenstacheln und *Hexaphyllia mirabilis*. Große Bruchstücke von Brachiopoden und Bryozoen können sporadisch häufiger auftreten, ebenso Kalkalgen, die einer sehr komplexen Flora entstammen. Die Bioklasten können mikritisch umkrustet sein, selten sind Algenstrukturen erkennbar. Drucklösung mit Stylokontakten ist unter den Pelmatozoen verbreitet. Der nichtkarbonatische Rückstand lieferte nur zwei Conodonten, von denen *Paragnathodus commutatus* bestimmbar war. Material: 13 Proben aus 9 Lokalitäten.

**Foraminiferen:** *Archaediscus krestovnikovi*, *Climmacamina*, *Consobrinella*, *Cribrospira*, *Cribrostomum*, *Earlandia vulgaris*, *Endothyra*, *Endothyranopsis crassa*, *Eostaffella*, *Globendothyra*, *Haplophragmella*, *Janichewskina*, *Palaeotextularia*, *Priscella*, *Pseudoendothyra*, *Tetrataxis*, *Tuberitinidae*.

**Kalkalgen:** *Anthracoporellopsis*, *Aphralysia*, *Asphaltinella horowitzi*, *Archaeolithophyllum*, *Atractyliopsis*, *Cabrieropora*, *Evelebitella*, *Epistacheoides*, *Fasciella*, *Girvanella problematica*, *Issinella*, *Koninkopora inflata*, *Ortonella*, *Pseudosolenopora*, *Renalcis*, *Sphaerocodium*, *Stacheoides tenuis*, *Ungdarella*.

**DEUTUNG:** Das Gestein ist eindeutig in den SMF-Typus 4 einzuordnen. Es wurde am Hangabfall eines Karbonatschelfs gebildet. Es enthält umgelagerte Flachwassererelemente der Fazieszone 6 und benachbarter Teile der Fazieszone 7. Die besten Flachwasseranzeiger sind Ooide und die hochdiversen Foraminiferen und Kalkalgen.

**ALTER:** Foraminiferen-Kalkalgen-assemblages belegen die Zeit des V3b (Zone 15) und V3c (Zone 16). *Paragnathodus commutatus* kommt vom V3 - E2 vor.

**a3) Intrasparrit (polygene Kalkbrekzie) - Taf. 3/1**

Das Gestein wird aus bis zu mehreren Zentimetern großen Lithoklasten aufgebaut, die aus verschiedenen Mikrofaziestypen stammen

und an Stylokontakten auf das engste miteinander verzahnt sind. Im Winkel zueinander verlaufende Laminationen und fossile Wasserwaagen kennzeichnen die Gesteine eindeutig als Mikrobrekzien. Es treten Bestandteile aus folgenden Mikrofaziestypen auf: c3 (schwach ausgewaschener, dichtgepackter Biopelsparit), d2 (Bindstone mit diversen Biogenen), e4 (schwach ausgewaschener Pelmatozoen-Bryozoen-Biopelsparit), e6 (Biomikrit mit diverser Fauna), f2 (schwach ausgewaschener Pelbiosparit mit Aggregatkörnern und hochdiverser Fauna und Flora), g2 (schwach ausgewaschener Pelsparit). Nur als Klasten des vorliegenden Typs bekannt sind Intrasparite mit angularen, siltitischen bis mikritischen Lithoklasten im mm-Bereich und seltenen Bioklasten; fossilfreie, homogene Mikrite; isolierte Bruchstücke von *Lonsdaleia corbariensis*. Die Mehrzahl der Klasten wird vom Typus f2 gestellt. Material: 6 Proben aus 5 Lokalitäten.

**DEUTUNG:** Die Gesteine gehören zum SMF-Typus 4. Sie entstanden am Hang eines Karbonatschelfs, wahrscheinlich in submarinen Canyons aus aufgearbeiteten Flachwasserkarbonaten. Auffälligerweise sind Faziestypen aus dem landwärtigen Teil der offenermarinen Schelflagune und aus geschlossenen Schelfbereichen überrepräsentiert. Dies könnte auf eine beginnende Hebung und Erosion in einem terrestrischen Hinterland hinweisen, die sukzessive auf den Schelf überzugreifen beginnt (Zeit der Schüttung der Konglomerate aus dem Retamares Member!). Andererseits besitzen diese Faziestypen eine weitaus größere räumliche Verbreitung als die kleinräumigen Typen der Fazieszone 6 und könnten deswegen scheinbar dominant sein.

**ALTER:** zeitgleich oder jünger als die erhaltenen MF-Typen, also V3b - Namur.

**2 Gerölle aus flachmarinen Kalksandarealen mit organogenen Strukturen (Fazieszone 5/6)**

**b) Ooidbarren und Umgebung**

**b1) Überwiegend tangential strukturierter Pelmatozoen-Oosparit - Taf. 3/3**

Die Schalenzahl und -form der überwiegend tangential strukturierten, gleich großen Ooide richtet sich nach Form und Größe der Kerne. Besonders Pelmatozoenreste besitzen nur wenige Schalen, zum Teil handelt es sich um Einfachooide. Polyooide und mikritisierte Ooide kommen vor. Als Kerne dienen in erster Linie Pelmatozoenreste, die häufig randlich mikritisiert oder angebohrt sind. Völlig mikritisierte Kerne existieren ebenfalls. Seltener dienen als Kerne Gastropoden, Kalkalgen, Foraminiferen, Echinidenstacheln, Schalenreste, Aggregatkörner und terrestrischer Quarz. Die gleichen Biogene und die Aggregatkörner finden sich selten auch außerhalb der Ooide. Während die Foraminiferenfauna nur die Gattungen *Archaeodiscus*, *Climmacamina*, *Endothyranopsis crassa*, *Kostaffella*, *Haplophragmella*, *Neoarchaeodiscus parvus*, *Pseudoendothyra*, *Pseudoammodiscus*, *Pseudoglomospira*, *Tuberitina* und primitive ?*Asteroarchaeodiscus* sp. lieferte, ist die Kalkalgenflora sehr komplex. Sie besteht aus *Fasciella*, *Archaeolithophyllum*, *Ungdarella*, Solenoporaceen und sehr kleinen Fragmenten von *Moelebitella?* und *Calcifolium*.

Die Komponenten sind dichtgepackt und mit ihren Längsachsen zum Teil deutlich parallel gelagert. Bimodale Korngrößenverteilungen können vorkommen. Dann schwimmen große Ooide zwischen kleineren, häufig mikritisierten Ooiden und Rindenkörnern. Sandfanggefüge, bei denen nach der Sedimentation der Ooide mikritischer Kalkschlamm und angulare terrestrische Quarzkörner eingefiltert wurden, kommen ebenfalls vor. Der nichtkarbonatische Rückstand lieferte nur vereinzelte agglutinierte Foraminiferen. Material: 4 Proben aus 4 Lokalitäten.

**DEUTUNG:** Die tangential strukturierten Ooide mit Kernen aus stenohalinen, diversen Organismen ordnen die Gerölle eindeutig dem SMF-Typus 15 der Fazieszone 6 zu: das Gestein bildete sich in normalmarinem, ständig bewegtem Wasser auf Oolitsandbarren. Als Ausgangspunkt seiner Entstehung müssen die überwiegenden Pelmatozoenreste angesehen werden, die in Flachwasserzonen unter Rindenkornbildung aufgearbeitet wurden (Typus b3, Rindenkornreicher Pelmatozoen-Biopelsparit). In etwas höherenergetischem

Milieu konnten sich dann Ooidschalen um die Rindenkörner bilden. Benachbart sind die Faziestypen b4 (Biosparit mit diverser Fauna und Flora) und c2 (Foraminiferen-Biopelsparit), die eingeschwemmte Ooide enthalten. **ALTER:** Nach Foraminiferen-Algen-assemblages höheres V3c (Zone 16<sub>s</sub>) oder unterstes Namur (Zone 17).

b2) Aggregatkornführender, überwiegend tangential strukturierter Dasycladaceen-Oosparit - Taf. 3/4

Die Schalenzahl und -form der überwiegend tangential strukturierten, gleichgroßen Ooide richtet sich nach der Größe und Form der Kerne. Zum Teil sind Schalen und auch Kerne mikritisiert. Als Kerne dienen in erster Linie Dasycladaceenbruchstücke, seltener andere Kalkalgen, zum Teil angebohrte und randlich mikritisierte Pelmatozoenbruchstücke, Gastropoden, Schalenbruchstücke, Foraminiferen, Echinidenstacheln und Aggregatkörner. Außerhalb der Ooidkerne treten selten die gleichen Biogene auf, vereinzelt noch sessile, einkammerige Foraminiferen und *Hexaphyllia mirabilis*. Während die Foraminiferenfauna sich auf einige Gattungen beschränkt (*Archaeodiscus*, *bradyina*, *Climmacamina*, *Endothyra*, *Endothyranella*, *Kostaffella*, *Forschia*, *Haplophragmella*, *Janichevskina*, *Mikhailovella*, *Tetrataxis*), ist die Kalkalgenflora hochkomplex. Es dominieren Dasycladaceen. Es wurden bestimmt: *Cabrierozpora*, *Cuneiphyceus*, *Japhetella*, *Koninkopora* und *Proninella strigosa*. Aggregatkörner, welche kleine Bioklasten verkitten, oder weitgehend mikritisierte lumps kommen häufig vor. Der nichtkarbonatische Rückstand lieferte nur einige verkieselte und agglutinierte Foraminiferen. Material: 2 Proben, Marbella, Lok. 4.

**DEUTUNG:** Die Proben gehören in den SMF-Typus 15, der für die Fazieszone 6 kennzeichnend ist. Tangential strukturierte Ooide und eine diverse Flora und Fauna beweisen ein normalmarines, wellengeprägtes Flachwassermilieu auf Karbonatsandbarren. Die hauptsächlich in der offenmarinen Schelflagune vorkommenden Dasycladaceen und lumps weisen auf nähere Beziehungen zu dieser Fazieszone hin. In niedrigerenergetischerer

Nachbarschaft, im Schutz solcher Ooidbarren, ist der Typus e1 (Intrabiosparit aus Aggregatkörnern) anzusiedeln. Einen dem beschriebenen Typus vergleichbaren Fazies-typ beschrieben BUCHROITHNER et al. (1980b) aus Geröllen von Vélez Rubio als Mikrofazies C/8c.

ALTER: Nach Foraminiferen-Kalkalgen-assemblages Zone 16<sub>1</sub> (V3b<sub>γ</sub>)

### b3) Rindenkornreicher Pelmatozoen-Biosparit - Taf. 3/5

Grobarenitische bis ruditische, dichtgepackte Pelmatozoenreste bauen das Gestein auf. Zum Teil treten Ambulacralia und mehrgliedrige Columnalia auf, häufig sind die Elemente jedoch verrundet. Sie können syntaxiale Zemente aufweisen. Sehr häufig sind die Pelmatozoenreste jedoch als Rindenkörner ausgebildet; angebohrte Elemente finden sich ebenfalls. Manche Rindenkörner umschließen einen strukturlosen Kern aus neomorphem Sparit. Andere Biogene, zum Teil ebenfalls als Rindenkörner treten seltener auf. Es sind nachweisbar: Echinidenstacheln, Bryozoen, ein- und mehrkammerige Foraminiferen, Schalenreste von Zweiklappern, große Gastropoden und Kalkalgen. Die Bioklasten liegen in einer dichtgepackten biosparitischen Grundmasse, die vereinzelt auch große Aggregatkörner enthält. In den Aggregatkörnern werden kleine Bioklasten durch Mikrit verkittet, wobei sparitisch erfüllte Hohlräume freibleiben. Größere Lagen mit unterschiedlichen Korngrößen sind unterscheidbar. Der nichtkarbonatische Rückstand lieferte nur verkieselte und agglutinierte Foraminiferen. Material: 3 Proben aus 2 Lokalitäten.

Foraminiferen: *Archaediscus karreri* BRADY, *A. ex gr. A. enormis* SHLYKOVA, *Climmacamina*, *Endothyra*, *Endothyranopsis*, *Globoendothyra*, *Neoarchaediscus*, *Planospiriodiscus*, *Pseudoendothyra*, *Tetrataxis*.  
Kalkalgen: *Aphralysia*, *Archaeolithophyllum*, *Asphaltinella*, *Fasciella*, *Pseudodonezella* nom. nud., *Stacheiinae*, *Ungdarella*.

DEUTUNG: Das Gestein wird dem SMF-Typus 11 zugeordnet. Es ist am Rand von Kalksandbarren unter weitgehender Auswaschung der Matrix in ständig bewegtem Wasser entstanden (FZ 6). Es vermittelt zwischen dem in ruhigerem Wasser gebildeten Typus e4 (schwach ausgewaschener Pelmatozoen-Bryo-

zoen-Biosparit) und dem stärker aufgearbeiteten Typus b4 (Biosparit mit diverser Fauna und Flora). Im Vergleich zum Typus e4 weist das Gestein eine geringere Diversität bei Dominanz der Pelmatozoen auf. Dies ist im hochenergetischen Environment des instabilen Sandbodens begründet, der nur für wenige Organismen besiedelbar wird. Zum anderen werden zerbrechliche Organismenreste leichter aufgearbeitet. Solche flachmarinen Echinodermensande können auch als Bereitstellungsraum für Grainflows dienen, die in tiefere Teile der offemarienen Schelflagune abgleiten und dort als Pelmatozoen-Biomikrudite (Typus e5) sedimentiert werden. Syntaxiale Zemente weisen möglicherweise auf eine Diagenese unter Süßwassereinfluß hin.

ALTER: Foraminiferen-Kalkalgen-assemblages belegen ein Alter des V3b<sub>γ</sub>-V3c (Zone 16) bzw. des oberen V3c oder untersten Namurs (Zone 16<sub>s</sub> oder 17).

### b4) Biosparit mit diverser Fauna und Flora - Taf. 3/6

Das dichtgepackte, gut sortierte, feinkörnige Gestein besteht vor allem aus abgerollten Echinodermenresten, die sehr häufig randlich mikritisiert oder angebohrt sind, aus Bryozoen, Foraminiferen und Kalkalgen. Die Foraminiferenfauna ist hochdivers. Die Kalkalgenflora dagegen ist in den meisten Fällen einfach und wird von *Fasciella* dominiert. Andere Florenelemente (*Aoujgalia*, *Cabrieropora*, *Evelebitella*, *Girvanella*, *Koninekopora*, *Renaleis*, *Palaeoberesella*, *Stacheoides*, *Ungdarella*) treten nur vereinzelt auf. Ostracoden, Gastropoden, Echinidenstacheln und *Hexaphyllia mirabilis* sind sehr selten. Neben Rindenkörnern treten auch völlig mikritisierte Komponenten auf, die schlecht von kleinen Peloiden und lumps zu unterscheiden sind. Mikritische Aufwüchse sind selten. Interessant ist das Auftreten einiger Ooide mit tangentialen Schalen. In einer Probe findet sich angularer terrestrischer Quarz. Pyrit kommt in großen Aggregaten und idiomorphen Würfeln recht häufig vor. Druckflaserung kann auftreten. Der nichtkarbonatische Rückstand lieferte neben einigen Conodonten (*Gnathodus bilineatus bilineatus*, *G. girtyi inter-*

*medius*, *G. homopunctatus*, *Paragnathodus commutatus*) verkieselte und agglutinierte Foraminiferen, Steinkerne von Gastropoden, Ostracoden, Bryozoen und Pelmatozoen sowie einige konische Fischzähnnchen.

Foraminiferen: *Archaediscus krestovnikovi*, *Bradyina*, *Calaisphaera*, *Climmacamina*, *Eerlandia*, *Endothyra* ex gr. *E. bowmani*, *E. obsoleta*, *Endothyranopsis*, *Endostaffella*, *Estaffella*, *Forschia*, *Globoendothyra*, *Haplophragmella*, *Haplophragmina*, *Howchinia*, *Mediocris*, *Neoarchaediscus*, *Omphalotis*, *Palaeotextularia*, *Planoendothyra*, *Planospirodiscus*, *Priscella Pseudoendothyra*, *Pseudoglomospira*, *Pseudolituotuba*, *Pseudotaxis*, *Tetrataxis*, *Valvulinella*, *Tuberitiniidae*.

Material: 6 Proben aus 4 Lokalitäten.

**DEUTUNG:** Das Gestein gehört eindeutig dem SMF-Typus 11 an und stammt aus der Fazieszone 6, dem Rand von Karbonatsandbarren. Es handelt sich um einen reifen Karbonatsand, der aus in flachem Wasser aufgearbeiteten Organismen besteht. Die hochdiverse Foraminiferenfauna findet sich in anderen Faziestypen der Kalksandbarren wieder. Die wenigen Ooide stammen aus dicht benachbarten, etwas flacheren Bereichen einer solchen Barre (Typen b1, b2). Verwandt ist auch der Typus b3, der aus einem etwas niedriger energetischerem Bereich stammt. Auffällig ist das Auftreten von Conodonten und Fischzähnnchen in diesem Flachwasser-sediment. BUCHROITHNER et al. (1980b) beschrieben den eng verwandten Mikrofaziestypus C/9 aus Velez Rubio.

**ALTER:** Foraminiferen-Kalkalgen-assemblages zeigen V3b (Zone 15) bis oberen V3c (Zone 16<sub>g</sub>) an; Conodonten belegen das V3.

#### c) Geschützte und tiefere Teile der Kalksandareale

##### c1) Onkosparit - Taf. 3/7

Die schwach ausgewaschenen bis sparitischen, dichtgepackten Kalke setzen sich vor allem aus Onkoiden unterschiedlicher Größe zusammen; große tangential und radial strukturierte Ooide und einige Polyooide können in stärkerem Umfang beteiligt sein. Kleinere Komponenten treten häufig als völlig mikritisierte lumps auf. Als Ooid- und Onkoidkerne treten Pelmatozoen und selten Echinidenstacheln, Bryozoen, Schalenreste von Zweiklappern, ein- und mehrkammerige Foraminiferen und Kalkalgen auf. Aggregatkörner können ebenfalls häufig die

Kerne stellen. Ab und zu kommen sie ohne onkoidische Umkrustungen vor. Sie verkitten kleinere lumps und Bioklasten, unter denen *Fasciella*, *Diplosphaerina* und *Palaeotextularia* bestimmbar sind. Am unregelmäßig laminaren Aufbau der Onkoide sind neben den häufigen Filamentalgen untergeordnet einkammerige Foraminiferen beteiligt. Feinster Karbonatdetritus wird eingebaut. Biogene außerhalb der Ooide und Onkoide sind selten. Es handelt sich um Brachiopoden, Dasycladaceen und Foraminiferen. Der nichtkarbonatische Rückstand lieferte nur agglutinierte Foraminiferen. Material: 3 Proben aus 3 Lokalitäten.

**DEUTUNG:** Onkosparite sind kennzeichnend für den SMF-Typus 13, der in mäßig bewegtem, sehr flachem Wasser der FZ 6 entsteht, wahrscheinlich im Schutz von Ooidbarren. Auf die Nachbarschaft solcher Ooidbarren und damit der Typen b1 und b2 weisen die seltenen Ooide hin. Über die Aggregatkörner besteht weiterhin eine Verbindung zum Typus e1 (Intrabiosparit aus Aggregatkörnern). Vereinzelt finden sich Onkoide auch im Faziestypus e4 (schwach ausgewaschener Pelmatozoen-Bryozoen-Biopelsparit), der sich in Richtung auf die offenmarine Schelflagune an die Fazieszone 6 anschließt, sowie im Typus c2 (Foraminiferen-Biopelsparit).

**ALTER:** In Analogie zu den übrigen Flachwasser-Geröllen der Marbella Formation wahrscheinlich Obervisé.

##### c2) Foraminiferen-Biopelsparit - Taf. 4/1, 6/7

Die dichtgepackten, feinkörnigen, sparitischen Kalke sind reich an Peloiden. Zum Teil handelt es sich um agglutinierte Algenpeloiden, die in kleineren Bereichen bindstoneartige Gefüge erzeugen. Selten lagern sich um Klumpen aus Algenpeloiden nach außen immer deutlicher werdende, konzentrische Algenlagen mit gut erkennbaren Filamenten an und bilden mehrere Zentimeter große Onkoide; kleinere Onkoide um Bioklasten sind häufiger. Filamentalgen kommen auch außerhalb der Onkoide vor. Aggregatkörner, lumps und Rindenkörner sind verbreitet. Mikritisch umkrustete Komponenten treten zurück. Von Interesse sind einige ver-

schwemmte Ooide mit tangentialer Schalenstruktur. Die Fauna besteht in erster Linie aus einer hochdiversen Foraminiferenfauna, unter der mehrkammerige Formen überwiegen. Häufig nur schwach fragmentierte Brachiopoden, zum Teil berippt und mit typisch zweischichtiger Schalenstruktur sowie Brachiopodenstacheln sind häufig. Wahrscheinlich handelt es sich um Productiden. Korallen sind ein wesentlicher Faunenbestandteil. Rugose Einzelkorallen überwiegen (*Axophyllum latevesiculosum*, *Clisiophyllum garwoodi*, *Dibunophyllum bipartitum*, *Kizilia concavitabulata*, *Koninckophyllum interruptum*, *Palaeosmia munchisoni*, *Pseudozaphrentoides juddi*). Vereinzelt treten koloniale Tetrakorallen (*Lonsdaleia corbariensis*) und syringoporoiden Tabulata auf. Heterokorallen (*Hexaphyllia mirabilis*) sind selten. Zwischen den Koralliten der koloniebildenden Korallen existieren bindstoneartige Gefüge, die eine enge Assoziation zwischen Korallen und Blaugrünalgen belegen. Aufwüchse diverser Filamentalgen auf *Syringopora* bekräftigen dies.

Die Kalkalgenflora ist ebenfalls hochdivers. In der Probe 18-18 dominiert *Pseudodonezella* nom. nud. und leitet zu einem *Pseudodonezella*-Bafflestone über.

An selteneren Faunenelementen finden sich teilweise angebohrte und randlich mikritisierte Pelmatozoenreste, Echinidenstacheln, (verschiedene Typen), Gastropoden und Ostracoden. Der nichtkarbonatische Rückstand lieferte verkieselte und agglutinierte Foraminiferen (*Hyperammina* sp., *Tolypammina* sp.). Material: 22 Proben aus 8 Lokalitäten.

Foraminiferen: *Ammovertella*, *Apterrinellidae*, *Archaeodiscus krestovnikovi*, *A. koktjubensis*, *A. moelleri*, *A. enormis*, *Asteroarchaeodiscus*, *Biseriammina*, *Bradyina*, *Brunsia*, *Caleisphaera*, *Climmacamina*, *Consobrinella*, *Cribrospira*, *Cribrostomum*, *Earlandia vulgaris*, *Endostaffella*, *Endothyra*, *Endothyranella*, *Endothyranopsis crassa*, *E. hirosei*, *Eoendothyranopsis?*, *Eostaffella*, *Eotuberitina*, *Forschia*, *Globoendothyra*, *Haplophragma*, *Haplophragmina*, *Howchinia*, *Janichewschina*, *Koskinobigenarina*, *Koskinotextularia*, *Lituotubella*, *Mediocris*, *Mikhailovella*, *Neoarchaeodiscus*, *Omphalotis circumplicata*, *Palaeotextularia*, *Planoendothyra*, *Planospiridiscus*, *Priscella*, *Pseudoammodiscus*, *Pseudoendothyra*, *Pseudoglomospira*, *Pseudolituotuba*, *Saccaminopsis fusulinaformis*, *Tetraxits*, *Urbanella?*, *Tuberitinidae*.

Kalkalgen: *Anthracoporellopsis*, *Aoujgalia richi*, *Aphralysia*, *Archaeolithophyllum*, *Bevocastris*, *Cabrieropora*, *Evelebitella*, *Epistacheoides*, *Exvotarissella*, *Fasciella*, *Girvanella*, *Issinella*, *Kamaena?*, *Koninckopora inflata*, *Koninckopora tenuiramosa*, *Palaeoberesella*, *Proninella strigosa*, *Pseudodonezella* nom. nud., *Izhella*, *Renalcis*, *Ungdarella*, *Wetheredella?*.

**DEUTUNG:** Das Gestein ist eine Variante des SMF-Typus 13 und wird in die Fazieszone 6 gestellt. Es ist charakterisiert als Bildung eines normalsalinen, sehr flachen, mäßig bewegten Wassers einer Karbonatsandbarre. Oolitsande eines höherenergetischen Bereichs waren benachbart (Typus b1, b2: Pelmatozoen- bzw. Dasycladaceen-Oosparite). Das zum Teil nur wenige verfestigte, sandige Substrat bot nur für Kalkalgen, Foraminiferen, bestachelte Brachiopoden und solitäre Tetrakorallen einen geeigneten Lebensraum. Zum Teil wurde das Sediment durch Algen- und Bakterienfilme stabilisiert. Eine Verbindung mit dem Typus d2 (Bindstone mit diversen Biogenen) wird durch filzige Algengefüge angedeutet. Koloniebildende rugose und tabulate Korallen sowie die Alge *Pseudodonezella* nom. nud. bauten vereinzelt kleine organische Strukturen auf (siehe Faziestyp d1). Der verwandte Typus c3 (schwach ausgewaschener, dichtgepackter Biopelsparit) wurde in etwas tieferem Wasser abgelagert. Er unterscheidet sich durch schwächere Auswaschung, spärlichere Biogene, einfachere Kalkalgenflora und fehlende Algenfilme (ausgenommen in Korallen-Boundstones). In der Korallenfauna dominieren im Gegensatz zum beschriebenen Typ koloniale Tetrakorallen.

Einen vergleichbaren Faziestyp beschrieben BUCHROITHNER et al. (1980b) als Typus c3 aus der Marbella Formation. Er unterscheidet sich durch das Fehlen bindstoneartiger Gefügetypen.

**ALTER:** Nach Foraminiferen-Kalkalgen-assemblages V3b (Zone 15) bis zum Visé/Namur-Grenzbereich (Zone 16<sub>s</sub>/17). Die Korallenfaunen bestätigen diese Einstufung.

c3) Schwach ausgewaschener, dichtgepackter Biopelsparit - Taf. 4/2; 6/8-9

Die schwach ausgewaschenen bis sparitischen Kalke sind dichtgepackt, häufig fein-

körnig und gut sortiert. Sie bestehen in erster Linie aus Peloiden, agglutinierten Peloiden und kleinen lumps. Rindenkörner und mikritisch umkrustete Biogene können vorkommen. Die manchmal spärliche, aber diverse Fauna und Flora besteht aus diversen Foraminiferen, disartikulierten und verrundeten Pelmatozoenbruchstücken, verschiedenen Bryozoen und Schalenresten von Zweiklappern. Unter den Kalkalgen dominieren *Fasciella kizilia* und *Pseudodonezella* nom. nud. Daneben treten ab und zu auf *Anthracoporellopsis*, *Cabrieropora*, *Exvotarissella*, *Girvanella*, *Koninckopora tenuiramosa*, *Nostocites*, *Proninella*, *Stacheoides* und *Ungdarella*.

Selten finden sich Echinidenstacheln, Gastropoden, größere Brachiopoden, Trilobiten, Ostracoden und *Hexaphyllia mirabilis*. Vereinzelt mikritisch umkrustete Grabgänge weisen auf Bioturbation hin. Strömungseingeregelter Gefüge können auftreten. Im nichtkarbonatischen Rückstand finden sich nur vereinzelt agglutinierte Foraminiferen. Material: 29 Proben aus 13 Lokalitäten. Eine Sonderentwicklung innerhalb des Typus c3 stellen Korallenboundstones dar (Taf. 6/8-9). Koloniale Rugosa (*Lonsdaleia corbariensis*), seltener syringoporoide Tabulata, bilden ein organisches Gerüst. Zum Teil sind die Koralliten von Blaugrünalgen umwachsen. Dies kann bis zur Ausbildung von Bindstone-Gefügen führen. Aufwüchse von *Ungdarella*, *Pseudodonezella* nom. nud. und Bryozoen sind seltener. Alle anderen Merkmale entsprechen denen der Normalfazies des Typus c3. Wegen der strömungsmindernden Wirkung innerhalb der fasciculaten Korallenkolonien und in Verbindung mit den sedimentbindenden Blaugrünalgen ist der Mikritgehalt jedoch häufig höher.

Solitäre Rugosa sind selten: *Axophyllum lonsdaleiforma*, *Gangamophyllum boreale*.

Foraminiferen: *Archaeodiscus karreri*, *Archaeodiscus krestovnikovi*, *Biseriammina*, *Bradyina*, *Calcisphaera*, *Endothyranopsis*, *Eostaffella*, *Eostaffellina?*, *Eotuberitina*, *Globoendothyra*, *Haplophragmella*, *Haplophragmina?* *Howchinia*, *Koskinobitgenerina*, *Mediocris*, *Monotaxinoides*, *Neoarchaeodiscus parvus*, *Omphalotis circumplicata*, *Palaeotextularia*, *Planospirodiscus*, *Priscella*, *Pseudoammodiscus*, *Pseudoendothyra*, *Pseudolituotuba*, *Pseudotaxis*, *Saccaminopsis*, *Tetrataxis*, *Tuberitina*.

DEUTUNG: Die Proben werden trotz teilweise

erhöhten Mikritgehalts dem SMF-Typus 11 zugeordnet. Die Bioklasten wurden in Zonen stärkerer Wellenbewegung erheblich fragmentiert und in ein niedrigerenergetischeres Milieu mit nur schwacher Wellenbewegung umgelagert. Dies wird durch die Feinkörnigkeit und die zum Teil schwache Auswaschung des Sediments widergespiegelt. Als Entstehungsort kommen tiefere Randbereiche der flachmarinen Kalksandareale im Übergang zur offenermarinen Schelflagune in Betracht. Fasciculate Korallen fanden in diesen etwas geschützteren Räumen ihre optimalen Lebensbedingungen. Die organogenen, häufig von Algenfilmen umspannten Strukturen trugen zur verstärkten Bindung von Kalkschlamm bei. Enge Verbindungen bestehen zu dem in flacherem Wasser gebildeten Typus c2, der eine sehr gut vergleichbare, ebenfalls hochdiverse Foraminiferenfauna führt. Vereinzelt Elemente seiner hochdiversen Kalkalgenflora finden sich ebenfalls noch in der einfachen Flora des vorliegenden Typs. Weitere faunistische Beziehungen bestehen über die häufigen Korallen. Der von BUCHROITHNER et al. (1980b) beschriebene Mikrofazies-Typus C/2 ist mit dem vorliegenden Probenmaterial vergleichbar.

ALTER: Foraminiferen-Kalkalgen-assemblages stufen die Proben in das V3b<sub>γ</sub> bis V3c ein (Zone 16<sub>i</sub>, 16<sub>g</sub>). *Lonsdaleia corbariensis* ist aus dem Grenzbereich Visé/Namur bekannt.

#### d) Organogene Strukturen

##### d1) Pseudodonezella-Bafflestone - Taf. 4/3

In mikritischer oder pelmikritischer, manchmal schwach ausgewaschener pelspartischer Matrix finden sich sehr häufige, verzweigte Thalli von *Pseudodonezella* nom. nud. Diese bisher unbekannte Algengattung (MAMET & HERBIG, in Vorbereitung) wurde erstmals von BUCHROITHNER et al. (1980b: 25) als "*Donezella lutugini*" MASLOV, 1929?" beschrieben. In der Probe 16-22 tritt auch *Fasciella kizilia* Bafflestone-artig zusammen mit der solitären Tetrakoralle *Gangamophyllum boreale* auf. Weitere Biogene sind selten. Es handelt sich um ein- und mehrkammerige Foraminiferen (*Earlandia*, *Globoendothyra*, *Howchinia*, *Neoarchaeodiscus*

*grandis*, *Pseudoammodiscus*, *Tuberitina*), Fragmente von Bryozoen, Pelmatozoen, Echinidenstacheln, kleinen Zweischalern, Ostracoden und vereinzelt Heterokorallen (*Hexaphyllia mirabilis*). Material: 7 Proben aus 5 Lokalitäten.

**DEUTUNG:** Die Gerölle stammen aus wenige cm bis dm großen *Pseudodonezella*-Strukturen. Die variable Ausbildung bezüglich Matrix und Faunenführung entspricht zum einen der zentralen oder mehr randlichen Position innerhalb der Struktur und zum anderen der Lage auf dem Karbonatschelf überhaupt. Die Bafflestones bilden eine typische Durchläufer-Fazies, die in Zusammenhang mit den Mikrofazies-typen c2, e2, f2, f3 und g2 vorkommt. Es ist anzunehmen, daß in den etwas geschützteren Bereichen der flachmarinen Kalksandareale (FZ 6), in den landwärtigen Teilen der offenmarinen Schelflagune (FZ 7) und auf dem gesamten geschlossenen Schelf (FZ 8) verstreute, kleine *Pseudodonezella*-Strukturen vorkommen. Einen verwandten Mikrofazies-Typus beschrieben BUCHROITHNER et al. (1980b) als Mikrofazies B/6 aus dem Marbella-Konglomerat.

**ALTER:** Foraminiferen-Kalkalgen-assemblages stellen die Proben in das obere V3c (Zone 16<sub>g</sub>). *Gangamophyllum boreale* kommt vom V3b bis in das hohe V3c vor.

#### d2) Bindstone mit diversen Biogenen - Taf. 4/4

Das pelsparitische Gestein besitzt das für Bindstones typische filzige Gefüge mit unregelmäßiger, oft welliger Lamination und größeren, spariterfüllten Hohlräumen (birdseyes und langgezogene Fenstergefüge). Onkoidartige Strukturen, Pelloide und lumps sind typische Komponenten. Teilweise sind die Pelloide wegen ihres agglutinierten Charakters eindeutig als Algenpelloide anzusprechen, zum Teil handelt es sich auch um Kotpillen. Mikritische Aufwüchse auf den spärlichen, jedoch diversen Biogenen sind häufig. Besonders auffällig sind vereinzelt große Pelmatozoenbruchstücke, selten sogar Kelchfragmente. Daneben treten ein- und mehrkammerige Foraminiferen auf (*Calcisphaeren*, *Eostaffella*, *Neoarchaediscus grandis*, *Tetrataxis*). Gastropoden, Brachiopoden, nicht zuordenbare

Reste von Zweiklappern, Bryozoen, Ostracoden, rugose und tabulate Korallen (*Axophyllum* sp., *A. aff. pseudokirsopianum*, *Kizilia concavitabulata*, *Koninckophyllum interruptum*, *Lonsdaleia corbariensis*), die Heterokoralle *Hexaphyllia mirabilis* und Echinidenstacheln. An Kalkalgen finden sich häufige Filamentalgen (*Girvanella*), daneben *Fasciella*, *Pseudodonezella*, nom.nud., *Stacheoides*, Dasycladaceen und Rotalgen. Eine Sonderentwicklung stellt die Probe 19-13 dar. Sie wird fast völlig von einer mehr als 10 cm durchmessenden Algenkolonie aufgebaut. Grabgänge mit pelmikritisch umkrusteten Wänden kommen vor. Fossile Wasserwaagen sind selten. Terrestrischer Quarzdetritus ist nur in einer Probe nachzuweisen. Stylolithisierung kann ein knolliges Gefüge hervorrufen. Der nichtkarbonatische Rückstand lieferte nur agglutinierte Foraminiferen. Material: 18 Proben aus 9 Lokalitäten.

**DEUTUNG:** Die Proben dieses Typus sind heterogenen Ursprungs. Für die sehr fossilarmen Proben muß eine Entstehung unter restriktiven Bedingungen angenommen werden, zum Beispiel in relativ abgeschlossenen, sehr flachen Buchten der Fazieszone 8. Sie wären damit dem SMF-Typus 19 zuzuordnen. Gastropoden, Ostracoden und einkammerige Foraminiferen wären typische Vertreter dieser Fazies, die nachweisbar mit dem Typus g2 (schwach ausgewaschene Pelsparite) zu verknüpfen ist. Etwas fossilreichere Bindstones treten im landwärtigen Teil der offenmarinen Schelflagune in Verbindung mit dem Typus f2 (schwach ausgewaschener Pelbiosparit mit hochdiverser Fauna und Flora) auf. Andererseits sind Bindstones auf das engste mit Korallen-Bindstones und damit mit dem Typus c3 verknüpft. Kleindimensionierte Bindstone-Gefüge treten auch im Typus c2 (Foraminiferen-Biopelsparit) auf. Das bedeutet, daß fossilreiche Varietäten mit stenohalinen Organismen (Korallen, Echinodermaten) der Fazieszone 6 zugeordnet werden müssen, wo sie sich in den geschützteren Bereichen, z. B. in der Umgebung von Korallenstöcken entwickelten. Das flache, gut durchlichtete und durchlüftete Wasser bot die besten Voraussetzungen für eine relativ schnelle Ausbreitung von Algenmatten. Proben mit häufigem, grobem Pelmatozoendebris leiten lateral zum Typus e4 (schwach

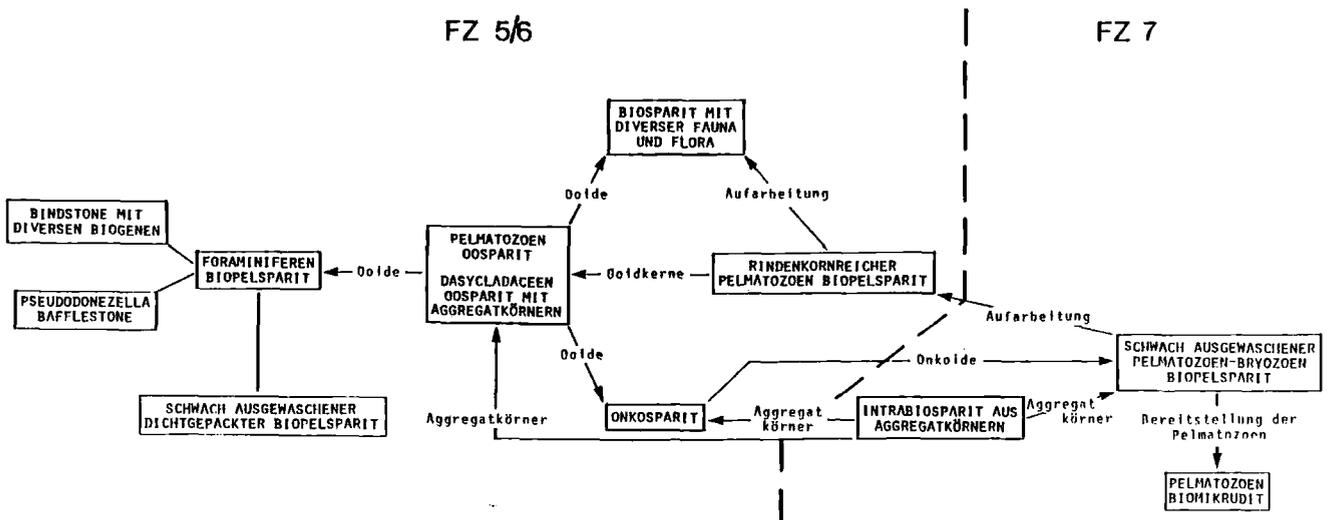


Abb. 15. Genetische Beziehungen zwischen den Faziestypen der flachmarinen Kalksandareale (FZ 6) und benachbarter Typen der offenmarinen Schelflagune (FZ 7).

Relationships between the facies types of the shallow marine shelf edge sands (FZ 6) and adjacent types of the open marine shelf lagoon (FZ 7).

ausgewaschener Pelmatozoen-Bryozoen-Bioelsparit) über.

**ALTER:** Foraminiferen-Kalkalgen-assemblages stellen die Probe 10-11 in das obere V3c (Zone 16<sub>s</sub>) und die Probe 4-21 in das Namur E2 (Zone 18). Die Foraminiferen und Kalkalgen der Zone 18 sind in Abschnitt 5.2.2 C aufgeführt.

### 3. Gerölle der offenmarinen Schelflagune (Fazieszone 7)

#### e) Seewärtiger und zentraler Teil

##### e1) Intrabiosparit aus Aggregatkörnern - Taf. 4/5-6

Unregelmäßig geformte und gerundete Aggregatkörner (lumps) mit undeutlichen, peloidartigen Innenstrukturen bilden die Hauptkomponenten des sparitischen Kalkes. Daneben treten Pelloide, echte Kotpillen, mikritisch umkrustete Bioklasten und selten Rindenkörner auf, wobei vor allem Pelmatozoen und Schalenreste umrindet sind. Die oft individuenarme Fauna ist hochdivers. Es treten auf: Bryozoen, Pelmatozoenreste, zum Teil mit Siebstruktur, Echinidenstacheln, einkammerige, zum Teil sessile und mehrkammerige Foraminiferen; kleine, dünnschalige Zweiklapper; punctate bestachelte Brachiopoden, teilweise mit intak-

tem Gehäuse; Gastropoden, Ostracoden, *Hexaphyllia mirabilis* und eine sehr komplexe Kalkalgenflora. Solitäre und koloniale Tetrakorallen (*Axophyllum densum*, *Lonsdaleia corbariensis*, *Siphonodendron pauciradiale*) sind äußerst seltene, allochthone Faunenelemente. Bioturbation wird durch Grabgänge belegt, wobei die dick pelmikritisch umkrusteten Gänge Aufarbeitungsprodukte sein dürften. Eine in-situ-Entstehung innerhalb des grobarenitischen bis feinruditischen, von dickem radialfaserigem Zement verkitteten Sediments ist unwahrscheinlich, da die Komponenten mit ihren Längsachsen teilweise sehr deutlich parallel gelagert sind. Nur wenige Proben sind feinkörniger und dichter gepackt (Taf. 4/5). Wasserwaagen sind selten. Die Probe 10-1b zeichnet sich durch Hohlräume aus, die mit dunkelbraunem, siltischem Internsediment gefüllt sind. Die Ränder sind mit gut entwickelten Hundezahnzementen gesäumt. Vadoser Silt ist selten. Die Fauna des unlöslichen Rückstands beschränkt sich auf einige agglutinierte und verkieselte Foraminiferen. Material: 23 Proben aus 11 Lokalitäten.

Foraminiferen: *Archaeodiscus karreri* BRADY, *A. krestovnikovi*, *A. koktjubensis*, *Bradyina*, *Calcisphaera*, *Climmacamina*, *Consobrinella*, *Criboospira*, *Earlandia*, *Endothyra obsoleta*, *Endothyranopsis crassa*, *Eostaffella*, *Eotuberitina*, *Forschia*, *Globoendothyra*, *Haplophragmella*, *Haplophragmina*, *Howchinia*, *Neoarchaeodiscus*, *Omphalotis omphalota*, *Palaeo-*

*tentularia*, *Priscella*, *Pseudoammodiscus*, *Pseudoendothyra*, *Pseudolituotuba*, *Saccaminopsis*, *Tetrataxis*, *Tuberitina*.  
 Kalkalgen: *Aphralysia*, *Cabrieropora*, *Evelebitella occitanica*, *Fasciella*, *Girvanella*, *Koninckopora mortelmansi*, *Mitcheldeania*, *Nostocites*, *Proninella*, *Pseudodonezella* nom. nud., *Solenopora*, *Sphaeroporella?*, *Ungdarella*.

**DEUTUNG:** Nach den häufigen Aggregatkörnern muß das Gestein dem SMF 17 zugeordnet werden. Die häufig strömungsorientierten Komponenten und Aufarbeitungsprodukte, wie Tetrakorallen und Grabgänge, sprechen für eine wiederholte Umlagerung des Sedimentmaterials mit vollständiger Auswaschung des Kalkschlammes. Auf flaches, ständig bewegtes Wasser weisen auch die seltenen Rindenkörner hin. Die hohe Diversität der Foraminiferen und Kalkalgen spricht für eine Nachbarschaft zum Areal der flachmarinen Kalksandbarren. Dies wird auch durch umgelagerte Korallen und Brachiopoden belegt, deren Lebensraum auf das engste mit den gut durchlüfteten, stenohalinen Flachwassergebieten der FZ 6 verknüpft ist. Somit sind als Entstehungsort dieses Faziestyps geschützte Flachwasserareale hinter Karbonatsandbarren anzunehmen. Andererseits sind einige Proben feinkörniger und dichter gepackt. Sie repräsentieren Übergänge zu den Typen f1 (locker gepackter Biomikrit mit Mikritklasten) und f2 (schwach ausgewaschener Pelbiosparit mit hochdiverser Fauna und Flora), so daß untergeordnet als weiterer Entstehungsort Areale auf der landwärtigen Seite der offenmarinen Schelflagune in Frage kommen. Hundezahnzemente und vadoser Silt liefern starke Indizien für eine Diagenese unter Süßwassereinfluß. Einen vergleichbaren Faziestypus beschrieben BUCHROITHNER et al. (1980b) als Mikrofazies D.

**ALTER:** Foraminiferen-Kalkalgen-assemblages belegen V3b und V3c (Zonen 15 bis 16<sub>g</sub>). Die Einstufung wird durch die Tetrakorallen bestätigt.

#### e2) Brachiopoden-Biopelmikrit - Taf. 4/7

Die anorganische Hauptkomponente der schwarzen, mikrosparitischen Kalke sind dichtgepackte Peloide. Die ursprüngliche Packungsdichte wurde teilweise im Inneren von Brachiopodengehäusen erhalten. Durch dicht gescharte Druckflaserung mit beträcht-

licher Anreicherung schwarzer, nichtkarbonatischer Substanz wurde sie erheblich vergrößert. Agglutinierte Peloide, lumps und mikritisch umkrustete Biogene können vorkommen. Zum Teil entwickeln sie sich zu unregelmäßig laminierten, onkoidartigen *Aphralysia*-Krusten weiter. Hauptbestandteil der Fauna sind Bruchstücke und vollständig erhaltene Gehäuse von großen, teilweise berippten und dickschaligen Brachiopoden (Productiden?). Die typisch zweischichtige Schalenstruktur, seltener ein punctater Schalenaufbau und Brachiopodentacheln sind beobachtbar. Weitaus seltener sind kleine Bruchstücke von Pelmatozoen (teilweise randlich angebohrt und mikritisiert), Ostracoden, Gastropoden und *Hexaphyllia mirabilis*. Die Foraminiferenfauna ist hochdivers, jedoch individuenarm. Die Algenflora ist einfach und wird von *Fasciella*, *Micheldeania*, *Nostocites* und *Pseudodonezella* nom. nud. vertreten. *Pseudodonezella* nom. nud. kann der häufigste Organismus sein und Bafflestone-artige Gefüge bilden. Grabgänge sind selten. In den Brachiopodengehäusen finden sich gelegentlich Wasserwaagen. Im nichtkarbonatischen Rückstand treten agglutinierte und verkiebelte Foraminiferen auf. Fischzähnnchen sind selten. Material: 6 Proben aus 5 Lokalitäten.

Foraminiferen: *Archaeodiscus karrereri* BRADY, *A. krestovnikovi*, *A. kockjubensis*, *Biseriammina?*, *Brunsia*, *Consobrinella*, *Earlandia*, *Endothyra similis*, *Endothyranella?*, *Endothyranopsis crassa*, *Eostaffella*, *Globendothyra* ex gr. *G. globulus*, *Howchinia*, *Mediocris*, *Neoarchaeodiscus*, *Planoendothyra*, *Pseudoammodiscus*, *Pseudoendothyra*, *Pseudolituotuba*, *Pseudotaxis*, *Saccaminopsis*, *Tetrataxis*, *Tuberitinidae*.

**DEUTUNG:** Die in pelmikritischer Matrix in situ auftretenden Brachiopoden sprechen für eine Entstehung in ruhigem Wasser unterhalb der Wellenbasis. Damit ist eine Zuordnung zum SMF-Typus 8 möglich. Andere Merkmale weisen auf Beziehungen zu verschiedenen Faziestypen der offenmarinen Schelflagune hin, ohne daß eine präzise Aussage über die Stellung des Typus möglich wird. Die nicht bioturbate Grundmasse und die seltenen Fischzähnnchen lassen auf Verbindungen zum Typus e6 schließen. Dem stehen jedoch Organismen gegenüber, die charakteristischerweise im flacheren, landwärtigen

Teil der Fazieszone 7 auftreten. Dies ist *Saccaminopsis* in Verbindung mit der einfachen Algenflora, welche von *Fasciella* und *Pseudodonezella* nom. nud. dominiert wird. Da gleichzeitig agglutinierte Peloiden, lumps und mikritisch umkrustete Biogene vorkommen, werden Verbindungen zu den Typen f2 (schwach ausgewaschener Pelbiosparit mit diverser Fauna und Flora) und f3 (schwach ausgewaschener Biopelsparit mit *Saccaminopsis*) suggeriert. *Pseudodonezella* nom. nud. kann in bafflestoneartiger Verbreitung zum Typus d1 überleiten. Allen bisher angesprochenen Typen fehlt jedoch die hochdiverse Foraminiferenfauna des vorliegenden Materials. Sie tritt vorwiegend in den Faziestypen der flachmarinen Kalksandareale auf. In der Schelflagune ist sie aus dem Typus e1 (Intrabiosparit aus Aggregatkörnern) bekannt, der ebenfalls intakte Brachiopodengehäuse enthält. Übergänge zu diesem Typ finden sich in der Probe 10-1. Insgesamt sprechen die beobachteten Merkmale für eine Einordnung in die offenmarine Schelflagune zwischen dem Typus e<sub>1</sub> auf der seewärtigen Seite und dem Typus f<sub>2</sub> auf der landwärtigen Seite. Vergleichbar ist der von BUCHROITHNER et al. (1980b) aus der Marbella Formation beschriebene MF-Typus B/6. Der dort postulierte Vergleich mit dem MF-Typus G von Menorca (BUCHROITHNER et al. 1980a) erscheint fraglich.

ALTER: Foraminiferen-Kalkalgen-assemblages zeigen V3b<sub>g</sub> - V3c an (Zone 16, Zone 16<sub>s</sub>).

### e3) Intrapelsparrudit - Taf. 4/8

In einer Grundmasse aus bemerkenswert größenkonstanten Peloiden schwimmen Bio- und Lithoklasten bis zu Zentimetergröße. Die kleinen Bioklasten bestehen aus Bryozoen, zum Teil randlich mikritisierten Pelmatozoen und wenigen Foraminiferen und Brachiopodenstacheln. Die Lithoklasten werden teilweise von Intraklasten des matrixbildenden Biopelsparits gestellt. Zum anderen Teil sind es dunkle Pelmikrite und dichtgepackte Biomikrite des Typus e6, die vor allem in und um einige große, vollständig erhaltene Gastropoden- und pseudopunctate Brachiopodengehäuse erhalten sind. Die biomikritischen Klasten enthalten wei-

terhin Bryozoen und Pelmatozoen, selten Foraminiferen, Kalkalgen und *Hexaphyllia mirabilis*. Der nichtkarbonatische Rückstand lieferte einige agglutinierte Foraminiferen, Ostracoden und *Paragnathodus nodosus*. Material: 1 Probe, Marbella, Lok. 3 (Arroyo Segundo).

Foraminiferen: *Archaeodiscus*, *Endothyra*, *Howchinia*, *Neoarchaeodiscus*, *Nodosarchaeodiscus*, *Planospirodiscus*, *Rugosarchaeodiscus*, *Tetrataxis*.

Kalkalgen: *Aoujgalia richi*, *Stacheoides*.

DEUTUNG: Es handelt sich wahrscheinlich um einen Tempestit: Unterhalb der normalen Wellenbasis abgelagerte, partiell lithifizierte Pelmikrite und Biomikrite wurden durch bodenberührende Sturmwellen aufgearbeitet und umgelagert. Dabei wurde der Karbonatschlamm entweder direkt ausgewaschen oder das Sediment wurde in flacheres Wasser transportiert, in dem eine Auswaschung stattfinden konnte. Die biomikritischen Lithoklasten und die gering diverse Foraminiferenfauna und Algenflora erinnern stark an den Typus e6 (Biomikrit mit diverser Fauna). Ihm fehlen aber große, vollständig erhaltene Brachiopoden. Sie sind das dominierende Faunenelement im Typus e2 (Brachiopoden-Biopelmikrit), der jedoch im Gegensatz zum beschriebenen Typ eine diverse Foraminiferenfauna besitzt. Großwüchsige Brachiopoden und Gastropoden finden sich nicht auf der landwärtigen Seite der offenmarinen Schelflagune. Sie leben in den nicht mehr von Ooiden dominierten Teilen der Fazieszone 6 (Typen c2, c3) und in den benachbarten Flachwasserbereichen der Fazieszone 7 (Typen e1, e2). In solchen Bereichen dürfte auch die Aufarbeitung und Umlagerung erfolgt sein, wobei die Foraminiferenarmut und die dem Typus e6 vergleichbaren Biomikrite für eine Entstehung in der Schelflagune sprechen.

ALTER: In den aufgearbeiteten Klasten wurde eine Foraminiferen-Kalkalgen-Assoziation des oberen V3c (Zone 16<sub>s</sub>) bestimmt. *Paragnathodus nodosus* kommt vom V3b<sub>g</sub> bis zum E2 vor.

### e4) Schwach ausgewaschener Pelmatozoen-Bryozoen-Biopelsparit - Taf. 5/1-3

Die schwach ausgewaschenen, grobarenitischen bis ruditischen Kalke sind schlecht

sortiert und zum Teil dicht gepackt. Pelmatozoenreste, selten mit erhaltener Siebstruktur, bilden den Hauptbestandteil der Biogene. Bis zu 14 zusammenhängende Columnalia mit gezackten Gelenkflächen und Zentralkanal, Ambulacralia und Kelchplatten treten auf. Zum Teil sind die Skelettelemente verrundet und randlich mikritisiert. Selten finden sich syntaxiale Zemente. Die zweitwichtigste Fossilgruppe sind Bryozoen, darunter viele fenestellate Formen, die in langen, perlschnurartigen Ketten auftreten. Dünnschalige Reste von Zweiklappern sind selten. Dünnschalige Gastropoden, Ostracoden, Echinidenstacheln und umgelagerte Korallen (solitäre und koloniale Rugosa, darunter *Lonsdaleia corbariensis*, syringoporoiden Tabulata) sowie *Hexaphyllia mirabilis* sind nur vereinzelt zu beobachten. Die Korallen können von Bryozoen besiedelt sein. Foraminiferenfauna und Algenflora sind individuenarm, aber artenreich. Material: 17 Proben aus 7 Lokalitäten.

Foraminiferen: *Archaeodiscus krestovnikovi*, *Asteroarchaeodiscus?*, *Bradyina*, *Calci-sphaera*, *Climmacamina*, *Cribrospira*, *Eerlandia vulgaris*, *Endothyra* ex gr. *E. obsoleta*, *Endothyranopsis*, *Eostaffella*, *Eotuberitina*, *Forschia*, *Globoendothyra*, *Haplophragmella*, *Howchinta*, *Janichewskina*, *Mediocris*, *Neoarchaeodiscus*, *Nodosarchaeodiscus*, *Omphalotis*, *Palaeotextularia*, *Planoendothyra*, *Planospirodiscus*, *Priscella*, *Pseudoammodiscus*, *Pseudoendothyra*, *Tetrataxis* und *Tuberitidae*.

Die Algenflora ist komplex. *Aphralysia*, *Bevocastria*, *Fasciella*, *Girvanella problematica* und Rotalgen inkrustieren Bioklasten oder bilden selten Onkoide. Ein *Aphralysia*-Onkoid in Probe 3-15 erreicht mehr als 2,5 cm Durchmesser (Taf. 5/3). An nichtinkrustierenden Algen finden sich *Cabrieropora*, *Fasciella*, *Girvanella*, *Koninekopora*, *Nostocites*, *Pseudodonezella* nom. nud., *Renalcis*, *Sphaerocodium* und *Ungdarella*.

Mikritisch oder pelmikritisch umringte Wühlgänge treten auf. Angulare und gerundete lumps, umkrustete Bioklasten und Pelloide sind häufig. Die Pelloide sind zum Teil agglutiniert und können weiter in pelmikritische Matrix übergehen. Rindenkörner, vorwiegend aus Pelmatozoenresten bestehend, sind selten. In sparitischen Bereichen sind sie bedeutend häufiger als in mikritischen Zonen. Selten lassen sich Lösungshohlräume beobachten, deren Ränder mit Hundezahnzementen gesäumt sind. Sie wurden anschließend von grauem, fossilfreiem Mikrit verfüllt. Der nichtkarbona-

tische Rückstand zeigt eine diverse Fauna aus agglutinierten Foraminiferen, Gastropoden, Bryozoen, Ostracoden, Pelmatozoen und konischen Fischzähnen.

**DEUTUNG:** Die dominierenden Pelmatozoen und Bryozoen deuten an, daß das Gestein in oder nahe an ihrem Lebensraum entstand. Als solcher werden Pelmatozoen-Bryozoen-Rasen in flachem, gut durchlüftetem Wasser mit mäßig starker Strömung angenommen, welches die Suspensionsfresser mit einem genügenden Nahrungs- und Sauerstoffangebot versorgte, ohne sie abzureißen. Ein flacher, gut durchlichteter Bereich wird auch durch die hochdiverse Kalkalgenflora angezeigt. Die ebenfalls hochdiverse Foraminiferenfauna und einige Korallen lassen an Untiefen denken, die zugleich mit den flachmarinen Kalksandarealen der Fazieszone 6 in Verbindung standen. Nach dem Tod über kurze Strecken verdriftet oder durch Stürme abgerissen, wurden die Pelmatozoen und Bryozoen in etwas tieferem Wasser bei unterschiedlich starker Auswaschung des Kalkschlammes abgelagert und zeigen so Übergänge zu den Typen e6 (Biomikrit mit diverser Fauna) und f1 (locker gepackter Biomikrit mit Mikritklasten). Die häufig auftretenden lumps weisen auf die Nachbarschaft des Typus e1 (Intra-biosparit aus Aggregatkörnern) hin. Pelmatozoen-Rindenkörner sind letzte Zeugnisse des höherenergetischen Typus b3 (rindenkornreicher Pelmatozoen-Biopelsparit). Syntaxiale Zemente um Pelmatozoen, Lösungshohlräume und Hundezahnzemente weisen auf eine Diagenese unter Süßwassereinfluß hin. Die Gerölle sind mit dem MF-Typus B/5 von BUCHROITHNER et al. (1980b) aus der Marbella Formation vergleichbar.

**ALTER:** Foraminiferen-Kalkalgen-assemblages belegen ein Alter des V3b<sub>g</sub> bis zum Visé/Namur-Grenzbereich (Zone 16, Zone 16<sub>s</sub>/17).

#### e5) Pelmatozoen-Biomikrudit - Taf. 5/4

Die extrem dicht gepackten Pelmatozoenbruchstücke sind häufig durch Styolithen miteinander verzahnt. Dabei trat erhebliche Drucklösung auf (diagenetischer Packstone). Neben nicht mehr identifizierbaren Resten lassen sich Ambulacralia und mindestens zwei Typen an Columnalia mit eiförmigem bzw. rautenförmigem Lumen im Längsschnitt

unterscheiden. Es können bis zu 10 zusammenhängende Columnalia beobachtet werden; ihr Lumen kann mit syntaxialem Zement erfüllt sein. Andere Fossilreste sind selten (Bryozoen und kleine Zweiklapper). Die Matrix ist mikritisch bis pelmikritisch. Der Rückstand lieferte neben agglutinierten Foraminiferen und Bryozoen-Steinkernen Conodonten. Material: 1 Probe, Marbella, Lok. 4.

**DEUTUNG:** Bioklastische Packstones mit einer Konzentration von bestimmten Organismen sind charakteristisch für Hangsituationen oder Schelfränder (SMF 12, Fazieszone 6). Der vorgestellte Typus wird als Ablagerung eines Grainflow betrachtet. Abgestorbene Pelmatozoen wurden in der Nähe ihres Lebensraumes, der durch die Typen b3 und e4 charakterisiert wird, angereichert. Auslösende Ereignisse, wie Stürme oder Seebeben verfrachteten sie in tieferes Wasser unterhalb der Wellenbasis. Gerölle aus der Marbella Formation werden als proximale Varietäten des Typus e6 (Biomikrit mit diverser Fauna) betrachtet, welcher sich durch weniger dicht gepackte Bioklasten und eine größere Organismendiversität auszeichnet. Das Gestein wird daher als Ablagerung zwischen den flachmarinen Kalksandarealen einerseits und dem zentralen, tiefsten Teil der offenmarinen Schelflagune andererseits interpretiert. Für die Oberdevon-Gerölle aus den Konglomeraten des Retamares Member (Typus R8, Abschnitt 3.2.2) ist nach dem paläogeographischen Gesamtbild jedoch eine Sedimentation im Becken anzunehmen (Fazieszone 3: Beckenrand bzw. Fuß des Kontinentalschelfs).

**ALTER:** Gerölle aus dem Retamares Member lieferten Conodonten des Oberdevon. Das Alter der Gerölle aus der Marbella Formation ist unbekannt, in Übereinstimmung mit den übrigen Faziestypen aber vermutlich Obervisé.

e6) Biomikrit mit diverser Fauna - Taf. 5/5

In der bräunlichen, mikritischen Matrix finden sich neben siltitischen Bioklasten locker gepackte, größere Organismenreste. Meistens disartikulierte Pelmatozoenreste und Bryozoenbruchstücke stellen den Hauptanteil der Biogene. Die Pelmatozoen sind

selten mit Siebstruktur erhalten; Columnalia und Ambulacraria sind unterscheidbar. Ein- und mehrkammerige Foraminiferen sowie Kalkalgen sind seltener. Unter den gering diversen Kalkalgen dominiert *Fasciella*. Daneben treten *Girvanella*, *Koninckopora*, *Proninella*, *Pseudodonezella* nom. nud. und *Stacheiinae* auf. Foraminiferen sind vertreten durch *Archaediscus* ex gr. *A. moelleri*, *Endothyra*, *Eostaffella*, *Eotuberitina*, *Howchinia*, *Neoarchaediscus grandis*, *Pseudoendothyra*, *Tetrataxis* und *Tuberitinidae*. Sehr selten finden sich Ostracoden, dünn-schalige Zweiklapper, Gastropoden, Echinidenstacheln, juvenile Ammonoideen, solitäre *Rugosa*, *Tabulata* und *Hexaphyllia mirabilis*. Fein dispers verteilter Pyrit tritt auf. Stylolithen können ein knolliges Gefüge erzeugen.

Der Fragmentierungsgrad der Biogene und die Packungsdichte ist großen Schwankungen unterworfen. Während die feinruditischen Varietäten große, zum Teil noch an gezackten Gelenkflächen zusammenhängende Columnalia führen, überwiegen in feinkörnigen Varietäten die siltitischen Bioklasten.

Der nichtkarbonatische Rückstand lieferte agglutinierte Foraminiferen (*Tolypammina*, *Hyperammina*), verkieselte Foraminiferen, Steinkerne von Gastropoden, Bryozoen und Crinoiden sowie vereinzelt Fischzähnen und -schuppen. Conodonten sind relativ häufig (*Gnathodus bilineatus bilineatus*, *G. girtyi girtyi*, *G. girtyi simplex*, *G. homopunctatus*, *Mestognathus bipluti*, *Ozarkodina delicatula*, *Paragnathodus commutatus*, *P. monodosus*, *P. multinodosus*). Material: 8 Proben aus 5 Lokalitäten.

**DEUTUNG:** Die Mikrofazies entspricht dem SMF-Typus 9. Das Gestein entstand in tiefem, ruhigem Wasser unterhalb der Sturmwellenbasis. Die größere Wassertiefe und offenmarine Verhältnisse werden durch Conodonten, Fischreste und juvenile Ammonoideen dokumentiert. Auf tiefes Wasser weist auch die fehlende Bioturbation hin. Die überwiegend allochthonen Faunenelemente zeigen durch abnehmende Packungsdichte und Korngröße bei zunehmendem Fragmentierungsgrad eine distalere Position zum Lebensraum der Organismen an. Der Transport der Bio-

klasten dürfte teilweise durch Grainflows erfolgt sein (siehe Typus e5), zum größten Teil jedoch als Schwebfracht. Der Lebensraum von Pelmatozoen, Bryozoen und Korallen ist überwiegend mit den flachmarinen Kalksandarealen der FZ 6 verknüpft; die Kalkalgen können auch aus dem landwärtigeren Teil der offenmarinen Schelflagune stammen. Verwandtschaftliche Beziehungen bestehen zu den Typen e5 und f1 (locker gepackter Biomikrit mit Mikritklasten). Gegenüber den benachbarten Typen repräsentiert das vorgestellte Sediment den tiefsten Abschnitt der offenmarinen Schelflagune. Es bildete aber keine grabenartige Barriere zwischen dem seewärtigen und landwärtigen Teil der FZ 7. Dies wird zum einen durch faunistische Beziehungen zwischen den beiden Bereichen deutlich. Zum anderen grenzt zum Beispiel der Typus e4 (schwach ausgewaschener Pelmatozoen-Bryozoen-Biopelsparit), abgelagert auf der seewärtigen Seite der FZ 7, direkt an den auf der landwärtigen Seite abgelagerten Typ f1.

ALTER: Die Foraminiferen-Algen-assemblages stellen die Proben in das V3b $\gamma$  - V3c (Zone 16 bzw. 16<sub>s</sub>). Conodontenproben ermöglichen Einstufungen in das V3, V3b $\gamma$  -V3c und in das höhere V3c - E2.

#### e7) Quarzführender Biomikrit mit Aggregat-körnern und Ooiden

In einer bräunlichen, häufig angularen terrestrischen Quarzsilt führenden Matrix finden sich dicht gepackte Bioklasten, lumps und einige Ooide. Die Bioklasten können mikritische Umkrustungen besitzen oder als Rindenkörner ausgebildet sein. Die Ooide sind meistens mikritisiert, selten sind als Kerne Echinodermenreste oder Schalenbruchstücke zu erkennen. Neben siltitischen Bioklasten stellen disartikulierte Pelmatozoenreste, z.T. mit erkennbaren Columnalia und Ambulacraria, und Bryozoen den Hauptbestandteil der Biogene. Daneben treten Echinidenstacheln, ein- und mehrkammerige Foraminiferen, Ostracoden, nicht zuordenbare Schalenreste und Gastropoden auf. Rugose Einzelkorallen sind sehr selten. Die Kalkalgenflora ist komplex oder einfach und wird von *Fasciella* domi-

niert. Der nichtkarbonatische Rückstand ist reich an agglutinierten und verkieselten Foraminiferen. Material: 6 Proben aus 3 Lokalitäten.

Foraminiferen: *Archaeodiscus*, *Brunsia*, *Endothyra*, *Eostaffella*, *Eotuberitina*, *Globoendothyra*, *Neoarchaeodiscus grandis*, *Neoarchaeodiscus parvus*, *Nodosarchaeodiscus*, *Palaeotextularia*, *Planoendothyra*, *Planospirodiscus*, *Pseudoendothyra*, *Pseudotaxis*, *Tetrataxis*, *Tuberitina*.  
Kalkalgen: *Aphralysia*, *Archaeolithophyllum*, *Calcifolium okense*, *Cabrieropora*, *Cuneiphycus*, *Fasciella*, *Girvanella*, *Kamaena*, *Nostocites*, *Sphaerocodium*.

DEUTUNG: Die Gerölle gehören dem SMF-Typus 10 an, der sich durch textuelle Inversion auszeichnet: Die Ablagerung fand zwar in ruhigem Wasser unterhalb der Wellenbasis statt; Ooide, Rindenkörner und lumps stammen jedoch aus hochenergetischen Bereichen der FZ 6. Sie belegen einen Transport von den flachmarinen Kalksandarealen in die Schelflagune. Die Bioklasten werden analog zum Typus e6 größtenteils als allochthon betrachtet. Der häufige Quarzsilt deutet auf die Nähe eines terrestrischen Hinterlandes. Dieser MF-Typus ist eine Varietät des Typus e6, welcher sich durch die fehlenden anorganischen Karbonatkomponenten und fehlenden terrestrischen Quarzsilt unterscheidet.

ALTER: Die Foraminiferen-Kalkalgen-assemblages belegen V3b $\gamma$  -V3c (Zone 16); *Calcifolium okense* kommt auch noch im untersten Namur vor.

#### f) Landwärtiger Teil der offenmarinen Schelflagune

##### f1) Locker gepackter Biomikrit mit Mikritklasten - Taf. 5/6

Die bräunliche, mikritische Matrix ist stellenweise schwach ausgewaschen und kann sich in einzelne Peloide und Mikritklasten auflösen. Mikritklasten finden sich auch innerhalb der mikritischen Grundmasse. Die Bioklasten sind häufig stark fragmentiert. Neben siltitischen Bioklasten treten vorwiegend Pelmatozoen- und Bryozoenbruchstücke auf. Daneben finden sich vereinzelt ein- und mehrkammerige Foraminiferen (*Archaeodiscus*, *Climmacamina*, *Consobrinella*, *Endothyra obsoleta*, *Eotuberitina*, *Palaeotextularia*, *Saccaminopsis fusulinaformis*, *Tetrataxis* und *Tuberitinidae*), dünnschalige Reste von

Zweiklappern, Ostracoden, Gastropoden, kleine rugose Einzelkorallen, Heterokorallen (*Heterophyllia* aff. *ornata*, *Hexaphyllia mirabilis*) und Echinidenstacheln. Die einfache Kalkalgenflora wird dominiert von *Fasciella* und *Pseudodonezella* nom. nud. Daneben treten *Cabrieropora*, *Girvanella* und Solenoporaceen auf. Bioturbation wird durch teilweise kollabierte Wühlgänge belegt. Parallel eingeregelter Bioklasten und linsenförmig auftretende Peloiden verleihen dem Gestein ein undeutlich lagiges Gefüge. Im nichtkarbonatischen Rückstand fanden sich nur Pelmatozoen- und Bryozoensteinkerne sowie selten konische Fischzähne. Material: 17 Proben aus 8 Lokalitäten.

**DEUTUNG:** Das beschriebene Gestein vermittelt zwischen den Faziestypen e6 (Biomikrit mit diverser Fauna) und f2 (schwach ausgewaschener Pelbiosparit mit Aggregatkörnern und diverser Fauna und Flora). Die Dominanz von Pelmatozoen und Bryozoen, die niedrige Diversität der Foraminiferen und Kalkalgen, die im übrigen individuenarme, aber diverse Fauna und die vorherrschende mikritische Matrix erinnern an den Typus e6. Partielle Auswaschung der Matrix, Mikritklasten und undeutlich lagige Gefüge belegen jedoch eine Aufarbeitung des Sediments in flachem Wasser durch bodenberührende Strömungen und Wellen. Flacheres Wasser als bei e6 wird auch durch Bioturbation und die fehlenden Conodonten angezeigt. Andererseits belegen gewisse Biogene die Nachbarschaft zum Typus f2 und damit zum landwärtigen Teil der offenmarinen Schelflagune. Dies sind insbesondere *Saccaminopsis fusulinaformis* und die in der Algenflora dominierenden Gattungen *Fasciella* und *Pseudodonezella* nom. nud. Zunehmende Auflösung der mikritischen Matrix in agglutinierte Peloiden und erste mikritisch umkrustete Bioklasten sind weitere Merkmale, die zum Typus f2 überleiten. Zunehmende Bildung von Aggregatkörnern und Auswaschung der mikritischen Matrix sind ebenfalls beobachtbar und leiten zum Typus e1 über (Intrabiosparit aus Aggregatkörnern), der vor allem auf der seewärtigen Seite der offenmarinen Schelflagune verbreitet ist. Ein ähnlicher MF-Typus wurde bereits von BUCHROITHNER et al. (1980b) als Typus B/7 aus der Marbella Formation beschrieben. Er unterscheidet

sich jedoch durch dichtliegende Echinodermen.

**ALTER:** Die Foraminiferen-Kalkalgen-Assemblagen sind typisch für das hohe Visé. *Hexaphyllia mirabilis* kommt vom V2b bis in das Namur E2 vor.

f2) Schwach ausgewaschener Pelbiosparit mit Aggregatkörnern und diverser Fauna und Flora - Taf.5/7-8; 6/6

Die anorganischen Komponenten der unterschiedlich stark ausgewaschenen Kalke bestehen überwiegend aus verschiedenen großen Peloiden, die zum Teil agglutiniert sind und in pelmikritische Matrix übergehen können. Kotpillen treten ebenfalls auf. Daneben sind Aggregatkörner (meistens lumps) häufig, die sich vereinzelt auf Algentätigkeit zurückführen lassen. Verschiedentlich entstehen in kleineren Arealen bindstone-artige Gefüge. Onkoidartige Strukturen sind selten. Viele Bioklasten tragen jedoch unregelmäßig angelagerte, mikritische Krusten. Echte Rindenkörner sind selten. Die unterschiedlich häufige Fauna und Flora zeichnet sich durch ihre große Diversität aus: Bryozoen, Pelmatozoenreste, selten mit erhaltener Siebstruktur, Foraminiferen, Ostracoden und Kalkalgen bilden den Hauptanteil der Biogene. Unter den Foraminiferen überwiegen einkammerige Tuberitinidae. *Saccaminopsis fusulinaformis* ist selten. Unter den artenarmen mehrkammerigen Foraminiferen dominiert *Howchinia*. Daneben treten auf *Climmacamina*, *Consobrinella*, *Endothyra*, *Haplophragmina?*, *Koskinotextularia*, *Neoarchaediscus*, *Omphalotis*, *Pseudoammodiscus*, *Pseudoendothyra*, *Pseudolituotuba* und *Tetrataxis*. Die einfache Kalkalgenflora wird von den überaus häufigen Formen *Fasciella* und *Pseudodonezella* nom. nud. beherrscht, die oft in situ auftreten. Andere Kalkalgen, wie *Girvanella*, *Koninckopora*, *Ortonella*, *Proninella* und *Renalcis* sind selten. Ebenfalls untergeordnet vertreten sind Brachiopodenstacheln, nicht zuordenbare Reste von Zweischalern, Gastropoden, Echinidenstacheln, häufig von filamentalgen umwachsene rugose Korallen (*Lonsdaleia corbariensis*) und Heterokorallen (*Heterophyllia* aff. *ornata*, *Hexaphyllia mirabilis*). Sehr selten finden sich Trilobitenreste. Grabgänge mit

pelmikritisch zementierten Wänden sind häufig zu beobachten, trotzdem können noch lagige Gefüge auftreten. Fossile Wasserwaagen sind selten. Interessant sind mehrphasige karbonatische Faserzemente. Styolithen sind verbreitet; bei starker Drucklösung kann es zur Anreicherung schwarzer, nichtkarbonatischer Substanz kommen. Der nichtkarbonatische Rückstand lieferte nur wenige agglutinierte Foraminiferen, verkiebelte Foraminiferen und Ostracodensteinkerne. Material: 64 Proben aus 16 Lokalitäten.

**DEUTUNG:** Die Gerölle müssen nach ihren anorganischen Karbonatkomponenten in den SMF-Typus 17 eingeordnet werden. Schwache oder nur episodisch stärkere Wasserbewegung wird durch ihre unterschiedlich starke Auswaschung belegt. Die Bildung der häufigen agglutinierten Peloiden ist mit der Tätigkeit von Cyanobakterien verknüpft. Bioturbation und Flora weisen auf ein gut durchlüftetes und durchlichtetes Milieu hin, stenohaline Elemente auf normale Salinität. Zusammen mit der hohen Diversität der Biogene ist eine Einordnung in die offenermarine Schelflagune möglich, wo dieser Typus eine zentrale Stellung einnimmt: Durch Abnahme der Organismenhäufigkeit und -diversität geht er zwanglos in den Typus g2

(schwach ausgewaschener Pelsparit) über, der die geschlossenen Schelf- und Gezeitenflächen beherrscht. Ebenfalls durch Abnahme der Organismendiversität, bei gleichzeitig beginnender Dominanz von *Saccaminopsis fusuliniformis*, entsteht der Typus f3 (schwach ausgewaschener Biopelsparit mit *Saccaminopsis*). Bindstoneartige Gefüge und *Pseudodonezella* nom.nud.-reiche Typen belegen Beziehungen zu den Typen d1 und d2. Nachlassende Auswaschung zum tieferen Teil der Schelflagune hin läßt den mikritreichen Typus f1 entstehen. Verstärkte Auswaschung und beginnende Dominanz von Aggregatkörnern leitet zum Typus e1 (Intrabiosparit aus Aggregatkörnern) über.

**ALTER:** Foraminiferen-Kalkalgen-assemblages und *Hexaphyllia mirabilis* sind typisch für das hohe Visé. Nur für einzelne Proben ist die Aussage zu präzisieren als V3b<sub>1</sub>-V3c (Zone 16<sub>1</sub> bzw. Zone 16).

f3) Schwach ausgewaschener Biopelsparit mit *Saccaminopsis* - Taf. 6/1

Die verschieden stark ausgewaschenen Kalke enthalten Peloiden, die zum Teil agglutiniert sind und in pelmikritische Matrix übergehen, zum Teil aber auch echte Kotpillen darstellen. Unregelmäßig geformte

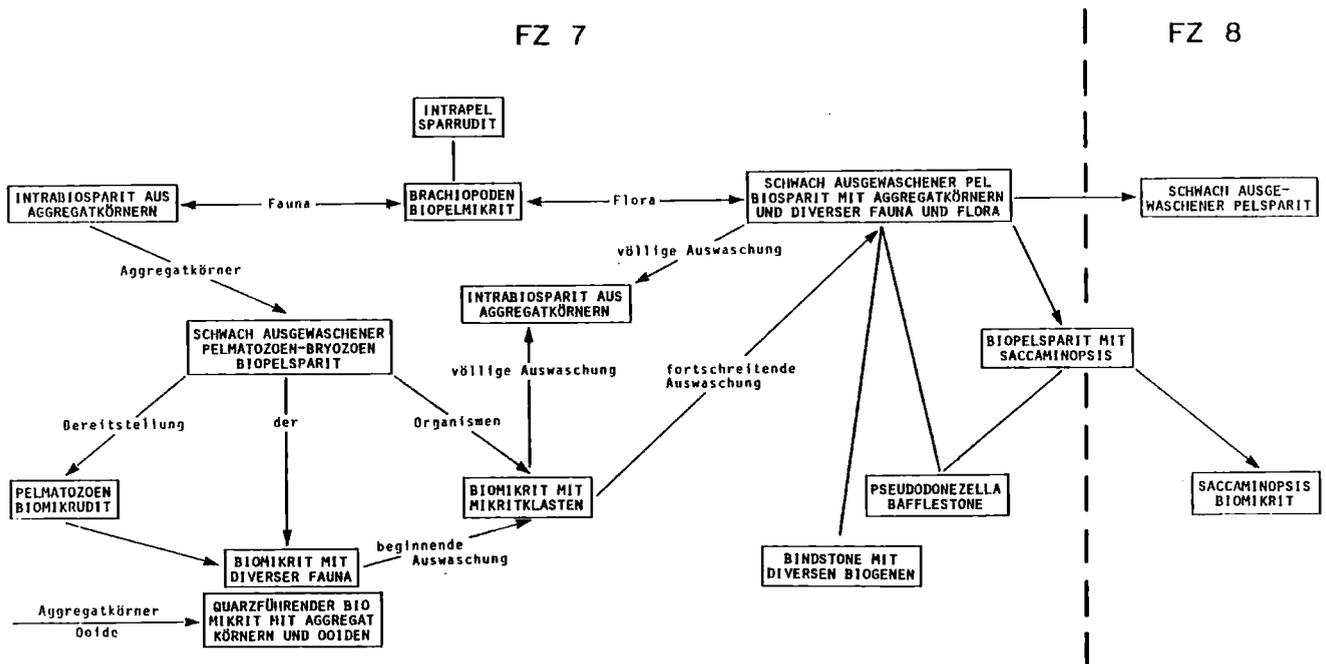


Abb. 16. Genetische Beziehungen zwischen den Faziestypen der offenermarinen Schelflagune (FZ 7) und benachbarter Typen der abgeschlossenen Schelfbereiche (FZ 8).

Relationships between the facies types of the open shelf lagoon (FZ 7) and adjacent types of the restricted shelf (FZ 8).

lumps sind häufig. Mikritumkrustete Bioklasten kommen nur vereinzelt vor. In kleinen Arealen können sich bindstoneartige Gefüge ausbilden. Der auffälligste und häufigste Organismus ist die fragliche Foraminifere *Saccaminopsis fusulinaformis*. Ihr folgen mit wechselnder Häufigkeit Bryozoen, manchmal noch an gezackten Gelenkflächen zusammenhängende Pelmatozoenstielglieder und ein- und mehrkammerige Foraminiferen (*Archæodiscus karreri*, *A. ex gr. A. moelleri*, *A. enormis*, *Climmacamina*, *Conso-brinella*, *Earlandia vulgaris*, *Endothyra*, *Endothyranella*, *Endothyranopsis*, *Eotuberitina*, *Globoendothyra*, *Howchinia*, *Neoarchæodiscus*, *Nodosarchæodiscus*, *Priscella*, *Tetrataxis*, *Tuberitina*). Die Kalkalgenflora ist gering divers und wird von *Fasciella* und *Pseudodonezella* nom. nud. geprägt. Daneben tritt *Girvanella* auf. Ostracoden, Schalenreste und *Hexaphyllia mirabilis* sind ausgesprochen selten. Viele Gerölle sind stark beansprucht (Calcitadern, Styrolithen bis hin zu Druckflaserung mit starken Lösungserscheinungen). Der nicht-karbonatische Rückstand lieferte nur vereinzelte verkieselte Foraminiferen. Material: 10 Proben aus 5 Lokalitäten.

**DEUTUNG:** Die Proben werden dem SMF-Typus 18 (Gezeitenbarren und Lagunenkanäle) zugeordnet. Ausschlaggebend ist das gehäufte Auftreten von *Saccaminopsis fusulinaformis*. Das bruchstückhafte Auftreten bzw. Fehlen stenohaliner Organismen läßt auf eine nur episodische Verbindung mit dem offenen Schelf schließen und stellt den Typus an die Grenze der Fazieszonen 7 und 8. Lumps, mikritisch umkrustete Komponenten und schwache Auswaschung sprechen für nur mäßig bewegtes Wasser. Durch weitere Abnahme der Organismendiversität bei fehlender Auswaschung entwickelt sich der Typus g1 (*Saccaminopsis*-Biomikrit). *Pseudodonezella* nom. nud. kann gesteinsbildende Bedeutung erlangen, wodurch sich Übergänge zum Typus c1 ergeben. Eng benachbart ist auch der Typus f2.

**ALTER:** Foraminiferen-Kalkalgen-assemblages belegen das V3b<sub>g</sub> -V3c (Zone 16, Zone 16<sub>g</sub>).

#### 4. Gerölle der Schelf- und Gezeitenflächen mit restriktiven Bedingungen (Fazieszone 8)

##### g1) *Saccaminopsis*-Biomikrit-Taf. 6/3

Der Packstone baut sich völlig aus meist spariterfüllten Gehäusen von *Saccaminopsis* auf. Konkav-konvex-Kontakte mit Drucklösung sind beobachtbar. Zerbrochene Schalen liegen massenhaft zusammen mit undeutlich erkennbaren Peloiden zwischen den intakten Gehäusen. Andere Biogene sind sehr selten. Vereinzelt wurden beobachtet: ein- und mehrkammerige Foraminiferen, Bryozoen, Gastropoden, Pelmatozoenreste, Echinidenstacheln und *Hexaphyllia mirabilis*. Neben Filamentalgen finden sich *Pseudodonezella* nom. nud. und *Fasciella*. Der Rückstand lieferte agglutinierte und verkieselte Foraminiferen sowie seltene Brachiopoden und konische Fischzähnhchen. Material: 2 Proben aus 2 Lokalitäten.

**DEUTUNG:** Die Gerölle entstammen dem SMF 18, analog dem Typus f3. Sie entstanden allerdings unter restriktiveren Bedingungen als dieser Typus, da ihr Faunen- und Florenspektrum weitaus eingengter ist. Als Entstehungsort werden Gezeiten- oder Lagunenkanäle innerhalb geschlossener Schelfbereiche angenommen. Den gleichen Typus beschrieben BUCHROITHNER et al. (1980b) als Mikrofazies C/4 aus der Marbella Formation von Vélez Rubio.

**ALTER:** *Hexaphyllia mirabilis* stellt die Proben in das höhere Visé bis basale Namur (V2a - E2). *Saccaminopsis fusulinaformis* ist nur aus dem V3b und dem V3c bekannt.

##### g2) Schwach ausgewaschener Pelsparit - Taf. 5/8; 6/2

Die mikritische bis mikrosparitische, oft schwach ausgewaschene Matrix enthält unregelmäßig verteilte, undeutlich begrenzte Peloiden. Echte Kotpillen sind selten. Vereinzelt finden sich lumps, zum Teil sind Algenfilamente an ihrem Aufbau beteiligt. Mikritisch umkrustete Bioklasten kommen vor. In Mikritarealen können siltitische Bioklasten und Mikritklasten auftreten. Unter den seltenen Biogenen dominieren *Fasciella*,

*Pseudodonezella* nom. nud., Calcisphären und ein- bis zweikammerige Foraminiferen (*Eerlandia*, *Eotuberitina*, *Tuberitina*, *Howchinia*). *Saccaminopsis* und andere mehrkammerige Foraminiferen sind selten (*Archaeodiscus*, *Endothyra*, *Neoarchaeodiscus*, *Pseudoglomospira*, *Tetrataxis*). Ausgesprochen selten sind Ostracoden, Bryozoen, Pelmatozoen, Echinidenstacheln und dünnchalige Reste von Zweiklappern. Gelegentlich finden sich Grabgänge. Manchmal ist das Gefüge filzig und erinnert an Algenmatten. Lagige Gefüge mit Fenstergefügen können auftreten. Vereinzelt Proben bestehen fast vollkommen aus wolkigem bis homogenem Mikrit. Vereinzelt Foraminiferen und Calcisphaeren trennen sie jedoch von den tiefmarinen Mudstone-Geröllen des Retamar Member (Typus R1, Abschnitt 3.2.2) und von den fossilfreien, quarzföhrnden Mikriten des Typus g4. Von Interesse sind seltene, größere Hohlraumverfüllungen mit dunkelbraunem, manchmal laminiertem Kalksiltit. Im nichtkarbonatischen Rückstand finden sich nur vereinzelt agglutinierte Foraminiferen. Material: 45 Proben aus 15 Lokalitäten.

**DEUTUNG:** Die autochthonen Biogene dieses Typus zeigen eine geringe Diversität. Sie werden von Formen beherrscht, die an schwankende Salinitäts- und Temperaturbedingungen angepaßt erscheinen (*Fasciella*, *Pseudodonezella* nom. nud., Calcisphaeren, einkammerige Foraminiferen, *Howchinia*). Die meisten anderen Biogene, insbesondere Bryozoen und Pelmatozoen sind allochthon. Die schwache Auswaschung der Karbonatmatrix, die agglutinierten Pelloide und die filzigen Gefüge deuten auf die starke Beteiligung organischer Schleimfilme bei der Bindung des Sediments hin. Solche Schleime können von Bakterien, Pilzen oder Algen erzeugt werden. Aufgrund dieser Merkmale ist der Entstehungsort der Gesteine im flachsten Subtidal oder im Intertidal geschlossener Plattformbereiche zu suchen (SMF 19, FZ 8). Der beschriebene Gesteinstyp dominiert in diesen Bereichen. Andere Typen sind durch Übergänge mit ihm verbunden und ableitbar: Zunehmende Dominanz von mikritischer Matrix landwärts bei gleichzeitiger Einschaltung von terrestrischem Quarz führt zum Typus g4 (Quarzföhr-

render Mikrit). Ebenfalls landwärts werden durch stärkere Entwicklung von Algenmatten grob laminierte Gesteine des Typus g3 (Pelmikrit mit Fenstergefüge) gebildet. Innerhalb des Verbreitungsgebiets des besprochenen Typs bilden sich bei Überentwicklung von Filamentalgen Bindstones des Typus c2. Zum offenen Schelf hin geht der Typus durch Erhöhung der Faunen- und Florendiversität zwanglos in den Typus f2 über (schwach ausgewaschener Pelbiosparit mit Aggregatkörnern und diverser Fauna und Flora).

**ALTER:** Die spärlichen Foraminiferen und Kalkalgen erlauben lediglich eine Einstufung in das hohe Visé. Eine Probe gehört dem oberen V3c an (Zone 16<sub>g</sub>).

#### g3) Pelmikrit mit Fenstergefüge (Loferit) - Taf. 6/4

Die grob laminierten Mudstones können isolierte Pelloide und pelsparitische Lagen enthalten. Abgesehen von einigen seltenen Pelmatozoenresten und Calcisphaeren sind sie fossilfrei. Charakteristisches Merkmal sind schichtparallele, mehrere mm bis cm große, langgestreckte Fenstergefüge; birds-eyes sind selten. Internsedimente treten nicht auf. Dolomitrhomboeder können vorkommen. Im Rückstand fehlen Organismenreste. Material: 6 Proben aus 5 Lokalitäten.

**DEUTUNG:** Die Gesteine sind charakteristische Loferite (SMF 19). Das laminare Fenstergefüge und die fast völlig fehlenden Organismen deuten auf einen inter- bis supratidalen Ursprung des Gesteins in abgeschlossenen Buchten hin; möglicherweise waren Algenmatten stärker an ihrer Bildung beteiligt. Die Pelmatozoenreste wurden eingeschwemmt. Vergleichbar ist der von BUCHROITHNER et al. (1980b) aus der Marbella Formation von Vélez Rubio und Ardales beschriebene MF-Typus E.

**ALTER:** Unbekannt. In Übereinstimmung mit den übrigen Mikrofaziestypen der Marbella Formation wahrscheinlich Obervisé.

#### g4) Quarzföhrnder Mikrit

Die grauen, mergeligen Mikrite enthalten in unterschiedlich dicken Laminae, Schnüren und Linsen angereicherten, angu-

laren terrestrischen Quarzsilt. Dickere Lagen sind normal gradiert und zeigen erosive Kontakte an der Basis. Fossilreste sind nicht bekannt. Pyrit ist feindispers verteilt. Material: 2 Proben, Marbella, Lok. 4.

DEUTUNG: Das Sediment ist wahrscheinlich auf Gezeitenflächen, vielleicht im Supratidal entstanden. Periodische oder episodische Überflutungen führten zur oberflächlichen Erosion der noch nicht konsolidierten, ansonsten homogenen Mikrite und gleichzeitig zur Sedimentation von Quarzsilt. Das Gestein läßt sich mit dem SMF-Typus 23 vergleichen.

ALTER: Unbekannt. In Übereinstimmung mit den übrigen Mikrofaziestypen der Marbella Formation wahrscheinlich Obervisé.

#### g5) Intramikrudit

In einer mikritischen bis pelmikritischen Matrix schwimmen angulare Intra-klasten unterschiedlicher Größe und ohne jegliche Orientierung. Sie bestehen aus dem gleichen Sediment wie die Matrix. Bis auf einige Calcisphaeren und Grabgänge ist das Gestein fossilfrei. Der Rückstand lieferte keine Organismenreste. Material: 2 Proben aus 2 Lokalitäten.

DEUTUNG: Das Gestein repräsentiert den SMF-Typus 24. Die intraformationelle Brekzie entstand bei verzögerter Sedimentation in Gezeitenkanälen. Als Ausgangsprodukte kommen Karbonate des Typus g3 und g4 in Betracht.

ALTER: Unbekannt. In Übereinstimmung mit den übrigen Mikrofaziestypen der Marbella Formation wahrscheinlich Obervisé.

#### g6) Quarzführender, überwiegend radial strukturierter Oosparit

In diesem durch gehäuft auftretende, radialstrukturierte Kalkoide und angulare terrestrische Quarzkörner charakterisiertem Gestein können drei Typen unterschieden werden.

#### g6a) Radialstrukturierter Oosparit mit dichtgepackten und kompaktierten Ooiden - Taf. 6/5

Als Kerne dienen angulare Quarzkörner, selten Pelmatozoenreste. Häufig sind die Kerne mikritisiert. Zerbrochene und zum Teil regenerierte Ooide kommen vor. Um die Ooide ist fibröser Zement A entwickelt; in den Interpartikelporen finden sich kleine Quarzkörner zusammen mit Karbonatzement B. Die Quarzkörner sind sehr schlecht sortiert und erreichen die Größe der Ooide im Grobsandbereich. Biogene sind ausgesprochen selten. Sie beschränken sich auf einige Pelmatozoenreste, Foraminiferen und Filamentalgeln. Material: 1 Probe, Diezma.

DEUTUNG: Die häufig radialstrukturierten Ooide deuten ebenso wie die zerbrochenen und regenerierten Ooide und die fast völlig fehlenden Biogene auf ein hypersalines Stillwassermilieu hin. Als Sedimentationsgebiet können relativ küstennahe, terrigen beeinflusste und mit der FZ 8 in Verbindung stehende Untiefen angesehen werden. Den gleichen MF-Typus beschrieben BUCHROITHNER et al. (1980b) aus Geröllen der Marbella Formation von Vélez Rubio als Typus C/8a. ALTER: Unbekannt. In Übereinstimmung mit den übrigen Mikrofaziestypen der Marbella Formation wahrscheinlich Obervisé.

#### g6b) Radialstrukturierter Oosparit mit sehr kleinen Ooiden und etwa gleich großen Quarzkörnern - Taf. 7/1

Die Ooide sind häufig mikritisiert, so daß Kern und/oder Schalenstruktur nicht mehr zu beobachten sind. Als Kerne dienen angulare terrestrische Quarzkörner, selten Pelmatozoenreste, Foraminiferen und Kalkalgeln. Quarzkörner sind auch in den Zwickelräumen häufig. Auch außerhalb von Ooiden sind Biogene selten. Es treten auf: teilweise randlich mikritisierte Pelmatozoenreste, Echinidenstacheln, Foraminiferen (*Archæodiscus*, *Climmacamina*, *Cribrospira*, *Earlandia*, *Endothyranopsis crassa*, *Janichewskina*, *Palaeotextularia*, *Pseudoendothyra*, *Tetrataxis*, *Tuberitina*) und Kalkalgeln (*Evelebitella*, *Cabrieropora*, *Fasciella*, *Girvanella*, *Proninella*, *Solenoporaceae*, *Pseudodonezella* nom. nud. und *Ungdarella*). Vereinzelt finden sich in den dichtgepackten, gut sortierten, feinkörnigen und kreuzgeschichteten Kalken große, ebenfalls radialstrahlige Ooide. Material: 4 Proben aus 3 Loka-

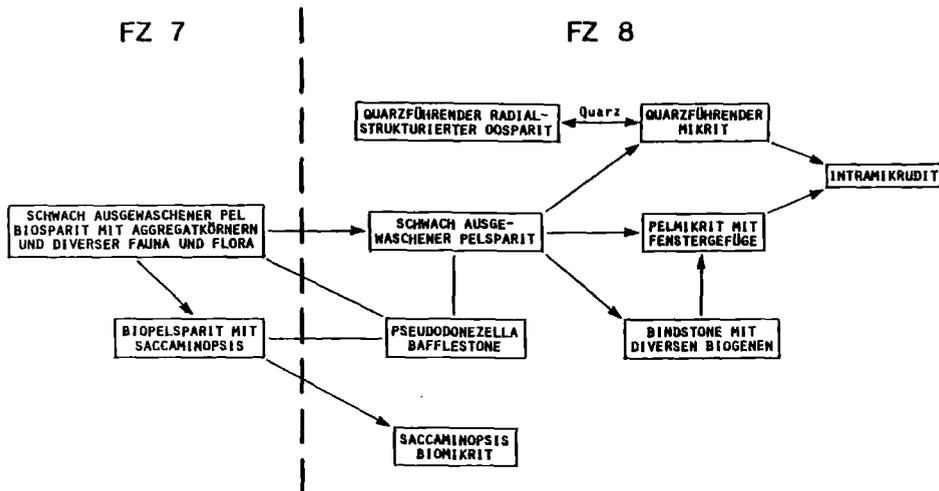


Abb. 17. Genetische Beziehungen zwischen den Faziestypen der abgeschlossenen Schelfbereiche (FZ 8) und benachbarter Typen der offenen Schelflagune (FZ 7). Die Pfeile weisen in die Richtung restriktiverer Verhältnisse.

Relationships between the facies types of the restricted shelf (FZ 8) and adjacent types of the open shelf lagoon (FZ 7). Arrows point to more restricted environments.

litäten.

**DEUTUNG:** Die geringe Größe und die Radialstruktur der Ooide sprechen für Bildungen in einem hypersalinen Bereich analog dem Typus g6a. Der Anteil der Biogene ist im vorgestellten Typ deutlich höher. Der gleiche MF-Typus ist aus Geröllen der Marbella Formation von Vélez Rubio als MF-Typus C/8b bekannt (BUCHROITHNER et al. 1980b).

**ALTER:** Foraminiferen-Kalkalgen-assemblages belegen V3b $\alpha$ - $\beta$  (Zone 15). Der gleiche Typus ist auch aus dem Namur E1 bekannt (Zone 17).

#### g6c) Radialstrukturierter, quarzreicher, schlecht sortierter Oosparit

Die Ooide sind häufig mikritisiert, so daß Kern und/oder Schalenstruktur nicht mehr zu beobachten sind. Als Kerne dienen in erster Linie angulare terrestrische Quarzkörner, die auch außerhalb von Ooiden überreich vertreten sind und die Größe der Ooide erreichen. Selten treten Pelmatozoen oder Kalkalgen als Kerne auf. Zerbrochene und regenerierte Ooide und Ooidviellinge kommen vor. Außerhalb der Ooidkerne finden sich nur wenige Foraminiferen und einige umrindete Pelmatozoenreste. Das Gestein ist dichtgepackt und schlecht sortiert. An Foraminiferen wurden bestimmt *Archaeodiscus karreri* BRADY, *Climmacamina*, *Consobrinella*, *Eostaffella*, *Globoendothya*, *Neoarchaeodiscus*, *Planoarchaeodiscus?* und *Pseudoendothya*. An Kalkalgen kommen vor: *Cabrieropora*, *Epistacheoides*, *Fasciella* und *Stacheoides*. Material: 1 Probe, Diezma.

**DEUTUNG:** Das Gestein ist analog g6a/b als hypersaline Bildung in einem Stillwasserbereich der Fazieszone 8 zu charakterisieren.

**ALTER:** Nach Foraminiferen-Kalkalgen-assemblages V3b $\gamma$ -V3c (Zone 16).

Der nichtkarbonatische Rückstand aller Varietäten ist fossilfrei. Die Oolithe der flachmarinen Kalksandareale besitzen im Gegensatz zu den hier vorgestellten Typen deutlich tangential strukturierte Ooide. Als Kerne dienen fast ausschließlich Organismenreste wie Pelmatozoen oder Dasycladaceen. Außerdem führen sie nur selten Quarz. In der Fazieszone 8 ist terrestrischer Quarz bereits aus dem Typus g4 bekannt.

#### C. Die Gerölle des Namur und Bashkir

Klasten dieses Zeitabschnitts sind äußerst selten. Sie beschränken sich auf drei Mikrofaziestypen, welche die Zeit der Foraminiferenzonen 17, 18 und 20 dokumentieren.

Das tiefste Namur (E<sub>1</sub>, Basis E<sub>2</sub> bzw. Zone 17) wird durch Oosparite mit sehr kleinen, häufig radialstrukturierten Ooiden und etwa gleich großen Quarzkörnern repräsentiert. Dieser Typ ist bereits aus dem V3b $\alpha$ - $\beta$  (Zone 15) bekannt und als Typus g6b beschrieben. Er wird als hypersaline Flachwasserbildung in abgeschlossenen, landnahen Schelfbereichen interpretiert. Die Foraminiferenfauna ist durch das Vorherrschen der Asteroarchaeodiscinae gekennzeichnet. Sie

lieferte *Archaeodiscus*, cf. *Asteroarchaeodiscus* ex gr. *A. bashkiricus*, *Endostaffella*, *Eostaffella*, *Mediocris*, *Neoarchaeodiscus parvus*, *Planospirodiscus* und *Priscella*. Bestimmbare Kalkalgen fehlen.

Das Namur E<sub>2</sub> (Zone 18) lieferte Bindstones mit seltenen Megafossilien (Brachiopoden, Pelmatozoen), Ostracoden und Foraminiferen (*Bradyina cribrostoma*, *Climmacamina*, *Endothyra*, *Eostaffellina*, *Forschiidae*, *Janichewskina*, *Omphalotis*, *Priscella*, *Pseudendothyra* und *Tetrataxis*). Die Kalkalgenflora ist komplex und wird von *Cuneiphycus*, *Fasciella*, *Girvanella*, *Palaeoberesella*, *Pseudodonezella* nom. nud., *Pseudokomia cansecoensis* und *Sphaeroporella* aufgebaut. Vergleichbare Bindstones sind bereits aus dem obersten Visé (Zone 16<sub>g</sub>) bekannt und als Typus d2 beschrieben. Im obersten Visé sind sie verschiedenen Bereichen der Fazieszonen 5/6, 7 und 8 zuzuordnen. Der hier vorgestellte Typus mit seltenen Megafossilien wird in landwärtige Bereiche der offeneren Schelflagune oder bereits in abgeschlossene Schelfbereiche gestellt. Die Foraminiferenzone 19 (oberstes Namur E<sub>2</sub>, unteres Namur H) ist nicht durch Gerölle dokumentiert.

Das basale Bashkir (Zone 20) unterscheidet sich faziell vollständig von den im Obervisé und noch im unteren Namur auftretenden Faziestypen. Es ist charakterisiert durch einen

#### Calcisphaeren-Biomikrit - Taf. 7/2

In der braunen, mikritischen Matrix finden sich häufige Pelioide und siltitische Bioklasten. Unter den Organismen treten sehr häufig Calcisphaeren, Radiosphaeren und *Parathuramina* sp. auf; daneben findet sich *Tuberitina* sp. Mehrkammerige Foraminiferen sind noch häufig (*Biseriella*, *Climmacamina*, *Endothyra*, *Eostaffella*, *Eostaffellina*, *Plectostaffella*). Seltener sind Ostracoden, Gastropoden und Schalenreste von Zweiklappern. An Kalkalgen finden sich *Donezella lutugini* und *Nostocites*. Das Gestein ist stark druckgeflasert. Der nichtkarbonatische Rückstand lieferte keine Organismenreste. Material: 1 Probe,

Almogía.

DEUTUNG: Faziesdiagnostisch ist die Dominanz der Calcisphaeren und Parathuraminaceen. Nach KREBS (1974) treten Calcisphaeren in devonischen Backreef-Bereichen auf. WILSON (1975: 121) spricht von "Bank Interior Facies" (Facies D 11) und deutet sie als Sediment des geschlossenen Schelfs mit eingeschränkter Wasserzirkulation und anomalen Salinitätsbedingungen. Somit sind als Entstehungsort des Gesteins flache, abgeschürfte Tümpel und Lagunen mit niedrigenergetischen Bedingungen anzusehen.

Foraminiferenfaunen aus dem basalen Bashkir sind im europäisch-nordafrikanischen Raum kaum dokumentiert. Sie sind bekannt aus dem nordfranzösischen Kohlebecken (LYS 1976), dem Donetzbecken und dem Becken von Colomb-Bechar in Süd-Algerien (LYS 1979).

#### 5.3 PALÄONTOLOGIE - PALEONTOLOGY

The upper Viséan shallow water carbonates contain rich, mostly benthonic fossil assemblages. Their distribution on the reconstructed shelf can be seen in Fig. 18. Calcareous algae contain typical elements of the W Paleotethys. Age-wise similar floras of the Colomb-Bechar basin exhibit different assemblages, thus excluding this area as a provenance (as postulated by BOURROUILH & LYS 1977). A new genus of algae, *Pseudodonezella* nom. nud., is frequently encountered, sometimes forming bafflestones. A systematic description is being prepared by MAMET & HERBIG. The shelf edge sands and the outer shelf lagoon show high-diversity algal assemblages; the inner open shelf lagoon and the restricted shelf areas are characterized by low-diversity assemblages, dominated by *Fasciella kizilia* and/or *Pseudodonezella* nom. nud. Foraminifers show the same tendencies as calcareous algae. Very diverse assemblages of globo- and planspirally coiled endothyraceans and fusulinaceans dominate in the shelf edge sands and the outer open shelf lagoon. Uni- and biloculate foraminifers, often of uncertain systematic position, dominate in the inner shelf lagoon and in the restricted shelf areas (calcispherids,

tuberitinids, *Saccaminopsis*, *Howchinia*). Foraminifers exhibit all over Europe and North Africa identical faunal assemblages and cannot be used for paleogeographic descriptions of the derivation of the limestone boulders of the Marbella Formation. Tetracorals yield characteristic forms of the V3b and the V3c (Fig. 19). Stratigraphically they may reach into the Lower Namurian, but this seems unlikely regarding the facies development of the boulders. The forms identified are widely distributed in Europe and North Africa, but the tetracorals of the Saharian basins differ (SEMENOFF-TIAN-CHANSKY 1974). Some species point to faunal connections to E Europe. The very common species *Lonsdaleia corbariensis* (Pl. 6/8,9) is only known from limestone pebbles of closely comparable debris flow sediments of the Mouthoumet Massif (S-France). The favorite habitat of the solitary dissepimented tetracorals (Aulophyllidae-Cyathopsidae-fauna) are unstable carbonate sands of facies c2 (foraminifera-biopelsparite). The favorite habitat of the fragile fasciculate corals (Rugosa and Tabulata) was less agitated, slightly deeper water (facies c3: poorly washed,

densely packed biopelsparite), preventing them from breaking. Heterocorals (*Hexaphyllia mirabilis* - Pl. 6/6) are not very common, but widely distributed. Their favorite habitat is the inner open shelf lagoon and they are, therefore, separated from the higher energetic environments preferred by tetracorals and tabulate corals. Conodonts are rare. Only two facies types (b4: biosparites with a diverse flora and fauna; e6: biomicrites with a diverse fauna) yielded sufficient faunas (Pl. 8/1-12). Altogether the conodonts indicate an age of V3 to E2, which can be precisely determined for certain samples.

Die aus dem Flachwasser stammenden oberviséischen Kalkgerölle der Marbella Formation führen eine reiche Flora und Fauna aus fast ausschließlich benthonischen Organismen. Ihre Häufigkeitsverteilung auf dem aus den Geröllen rekonstruierbaren Schelf ist aus Abb. 18 ersichtlich. Im folgenden sollen die auftretenden Gruppen bezüglich ihrer stratigraphischen, palökologischen und soweit möglich paläobiogeographischen Bedeutung typisiert werden. Für einzelne Gruppen werden Faunenlisten angegeben. Die Fo-



Abb. 18. Die Organismenverteilung auf dem in Geröllen der Marbella Formation überlieferten Obervisé-Schelf.

Distribution of organisms on the reconstructed Upper Viséan shelf conserved in the limestone boulders of the Marbella Formation.

raminiferen und Algen wurden durch B. MAMET bestimmt, die Korallen durch den Verfasser und die Conodonten durch W. BUGGISCH und den Verfasser.

### 5.3.1 KALKALGEN

Kalkalgen sind aus den Foraminiferenzonen 15-18 und 20 (Visé V3b - basales Bashkir) bekannt. Die reichste Kalkalgenflora findet sich in den flachmarinen Kalksandarealen (FZ 5/6) und in den seewärtigen Teilen der offenmarinen Schelflagune. Ebenfalls sehr häufig, aber von bedeutend geringerer Diversität sind sie im landwärtigen Teil der offenmarinen Schelflagune. Hier und in abgeschlossenen Schelfbereichen finden sich einfache Algenfloren mit der Dominanz von *Fasciella kizilia* (Taf. 6/2, 7/3, 4) und/oder *Pseudodonezella marbellensis* nom. nud. (Taf. 4/3; 5/7); andere Algengattungen sind selten. Algen können in allen Fazieszonen gesteinsbildende Häufigkeit erreichen (Typus d1: Bindstone mit diversen Organismen, Taf. 4/4; Typus d2 - Pseudodonezella-Bafflestone, Taf. 4/3). Die Gattungen, gegliedert nach ihrem Auftreten in den verschiedenen MF-Typen, sind in Abschnitt 5.2.2 aufgeführt. Zu den Kalkalgen werden auch Formen gestellt, die TERMIER, TERMIER & VACHARD (1975) zu Schwämmen (Klasse Ischyrospongia) rechnen: *Anthracoporellopsis*, *Aoujgalia*, *Cuneiphyceus*, *Epistacheoides*, *Fasciella*, *Issinella*, *Proninella*, *Ungdarella* sowie Formen incertae sedis.

Stratigraphisch gegliederte Florenlisten finden sich bei HERBIG & MAMET (im Druck), systematische Beschreibungen bei BUCHROITHNER et al. (1980b) und bei MAMET & HERBIG (in Vorbereitung). In letzterer Arbeit wird die von BUCHROITHNER et al. (1980b :25) beschriebene Form *Donezella lutugini* MASLOV, 1929? als neue Gattung *Pseudodonezella* mit der Typus-Art *P. marbellensis* beschrieben.

Die in den Geröllen der Marbella Formation überlieferten Algen beinhalten typische Floren der westlichen Paläotethys (MAMET & ROUX 1976: 250). Gleichaltrige Floren aus dem Sahara-Becken von Colomb-Bechar unterscheiden sich in ihrer Zusammensetzung

und widersprechen damit der von BOURROUILH & LYS (1977) postulierten Herleitung der Gerölle aus dieser Region.

### 5.3.2 FORAMINIFEREN

Foraminiferen sind aus den Zonen 15-18 und 20 (Visé V3b - basales Bashkir) bekannt. Eine hochdiverse Foraminiferenfauna findet sich in den flachmarinen Kalksandarealen (FZ 5/6) und im seewärtigen Teil der offenmarinen Schelflagune. In den Faziestypen c2 (Foraminiferen-Biopelsparit - Taf. 4/1) und c3 (schwach ausgewaschener, dichtgepackter Biopelsparit - Taf. 4/2) sind sie die dominierenden Organismen. Landwärts nimmt die Diversität und Häufigkeit der Foraminiferen ab, ähnlich wie bei den Kalkalgen. Auf der seewärtigen Seite des Karbonatschelfs dominieren die zwei- und mehrkammerigen, glomo- bis planspiral eingerollten Endothyraea und Fusulinacea. Auf der landwärtigen Seite der offenmarinen Schelflagune und in den abgeschlossenen Schelfbereichen herrschen dagegen ein- und zweikammerige, häufig problematische Foraminiferen vor. Es sind dies die heterogene Gruppe der Calcisphaeren, die im basalen Bashkir in Calcisphaeren-Biomikriten faziesdominante Bedeutung erlangen und die zu den Parathuramminacea gestellten Tuberitinidae. Die problematische Foraminifere *Saccaminopsis* kann im höchsten Visé gesteinsbildende Bedeutung erlangen (Faziestypen f3, g1 - Taf. 6/1-3). Von den Endothyraea ist die trochospiral eingerollte, zweikammerige Gattung *Howchinia* weit verbreitet.

Die Gattungen, gegliedert nach ihrem Auftreten in den verschiedenen MF-Typen, sind in Abschnitt 5.2.2 aufgeführt. Faunenlisten finden sich bei AZEMA (1961), BOULIN & LYS (1968) und BUCHROITHNER et al. (1980b: 28, Taf. 7); eine umfangreiche stratigraphisch gegliederte Faunenliste bei HERBIG & MAMET (im Druck).

MAMET & SKIPP (1979) beschreiben für das Unterkarbon drei Faunenprovinzen: Dies sind die Tethys-Provinz mit reichen, hochdiversen Foraminiferenvergesellschaftungen, die Kuznetz-Nordamerika-Provinz mit etwas ärmeren

Faunen und die Taimyr-Alaska Provinz mit niedrigdiversen Faunen. Die Tethys-Provinz erstreckt sich von Westeuropa (Iberische Halbinsel, Britische Inseln, Frankreich, Belgien, Deutschland) bis nach Hinterindien. Sie schließt ebenfalls N-Afrika bis zu den Karbonbecken der Sahara mit ein (siehe auch LYS 1979: 38). Demnach eignen sich Foraminiferen im Gegensatz zur Aussage von BOURROUILH & LYS (1977) nicht für biogeographische Hinweise auf den primären Ablagerungsraum der Kalkgerölle in der Marbella Formation.

Im folgenden sollen die in den landwärtigen Schelfbereichen wichtigen Foraminiferen diskutiert werden:

**Calcisphaeridae und Tuberitinae:** Die Calcisphaeren sind systematisch heterogene Gruppen; sie beinhalten wahrscheinlich sowohl Sporen von Grünalgen (DERVILLE 1931), Reproduktionsorgane von Algen (RUPP 1967), Erhaltungsstadien der Grünalgengruppe *Volvocales* (KAZMIERCZAK 1976) als auch Foraminiferen.

CONIL & LYS (1966), CONIL et al. (1973, 1979) und BROWNE & POHL (1973) zeigen, daß zumindest gewisse Calcisphaeren Stadien im Lebenszyklus von *Eotuberitina* sind (*Archaeosphaera* → *Diplosphaerina* → *Eotuberitina*), wobei sich vagile zu sessilen Formen umwandeln. Unabhängig davon weist NGUYEN DUC TIEN (1980) über die Entwicklung der Wandstruktur eine ontogenetische Entwicklung von *Diplosphaerina* über *Eotuberitina* zu *Tuberitina* nach. Die Arten von *Tuberitina* sind ebenfalls Stadien in dieser ontogenetischen Reihe. Somit liegt eine kontinuierliche ontogenetische Entwicklung von *Archaeosphaera* zu *Tuberitina* vor. Die einzelnen Lebensstadien werden in der Literatur meistens als selbständige Gattungen und Arten geführt. BROWNE & POHL (1973), gefolgt von RICH (1980) vereinigen sie unter der zuerst beschriebenen Form *Diplosphaerina inaequalis* (DERVILLE, 1931). Dagegen benutzen CONIL et al. (1973) den Gattungsnamen *Archaeosphaera* SULEIMANOV, 1945.

*Diplosphaerina inaequalis* (DERVILLE, 1931):  
Taf. 6/2; 7/4-11

Stadium *Archaeosphaera minima* SULEIMANOV, 1945: (Taf. 7/5), vagiles, einkammeriges Stadium. Spariterfüllte Kreisschnitte mit einem  $\emptyset$  von 160-260  $\mu\text{m}$ . Wand aus mikrogranularem Calcit ohne Poren oder Mündung. Wanddicke max. 15  $\mu\text{m}$ .

Stadium *Diplosphaerina inaequalis* (DERVILLE, 1931) vel *Diplosphaerina varians* CONIL & LYS, 1964: (Taf. 7/6, 7), vagiles, zweikammeriges Stadium. Eine sphaerische Hauptkammer mit einem  $\emptyset$  von 215-345  $\mu\text{m}$  trägt eine kleinere, sphaerische polare Kammer mit einem  $\emptyset$  von 80-165  $\mu\text{m}$ . Die polare Kammer ist nur wenig in die Hauptkammer eingesenkt. Die gesamte Höhe der Form beträgt 260-440  $\mu\text{m}$ . Die Wand aus mikrogranularem Calcit ist 15  $\mu\text{m}$  dick. Sie hat keine Poren oder Mündungen. Nach den Abmessungen stehen die vorkommenden Formen zwischen *D. inaequalis* und *D. varians*. Die flache Anheftung der polaren Kammer ist typisch für *D. varians*. Formen mit fehlender (= aktiv abgeworfener?) polarer Kammer könnten überleiten zum

Stadium *Eotuberitina reitlingerae* MIKLUKHO-MAKLAI, 1958: (Taf. 7/4, 8-9), sessiles, andere Organismen freier Wahl inkrustierendes, einkammeriges Stadium; manchmal vom Substrat abgelöste Formen. Halbkreisförmige bis subzirkuläre Schnitte mit einer Breite von 150-280  $\mu\text{m}$  und einer Höhe von 115-260  $\mu\text{m}$ . Wand aus mikrogranularem Calcit, ohne Poren oder Mündung, maximal 25  $\mu\text{m}$  dick, meist jedoch nicht mehr als 15  $\mu\text{m}$ . Basale Haftscheibe je nach Beschaffenheit des Substrats gerade oder verschieden stark konkav von unten, häufig in "Stacheln" auslaufend.

Stadium *Tuberitina colloso* REITLINGER, 1950: (Taf. 6/2; 7/10, 11), sessiles, andere Organismen freier Wahl inkrustierendes, einkammeriges Stadium. Meistens überwachsen sich zwei bis drei Individuen ohne bevorzugte Aufwuchsrichtung. Halbkreisförmige bis glühbirnenförmige Kammern mit einer Breite von 280-245  $\mu\text{m}$  und einer Höhe von 310-460  $\mu\text{m}$ . Basale Haftscheibe je nach Beschaffenheit des Substrats gerade oder stark konkav von unten. Wird ein Individuum von *T. colloso* überwachsen, so wird keine basale Haftscheibe gebildet, sondern die Kammerwand des älteren Individuums als Basalscheibe benutzt. Die 25-40  $\mu\text{m}$  dicke Wand aus mikrogranularem Calcit wird von sehr feinen Kanälen durchzogen (nur in gut erhaltenen Exemplaren sichtbar). *Tuberitina bulbacea* GALLOWAY & HARLTON, 1928 unterscheidet

det sich von der beschriebenen Form durch einen gestreckteren Kammerbau. (Höhe: Durchmesser = 1,5-1,6; bei *T. collosa* nur 1,0-1,3).

Bemerkungen: *Diplosphaerina bulla* (CONIL & LYS, 1968) unterscheidet sich durch einen größeren Durchmesser (440-640  $\mu$ m).

*Saccaminopsis fusulinaformis* (McCOY, 1849): Taf. 6/1, 3. Die ursprünglich als *Nodosaria fusulinaformis* eingeführte Art wird von vielen Autoren noch unter den ungültigen Namen *Saccamina carteri* BRADY, 1876 oder *Saccaminopsis carteri* (BRADY, 1876) geführt. Annähernd kugelförmige bis eiförmige Kammern, im MF-Typus g1 (*Saccaminopsis*-Biomikrit) mit einem Querdurchmesser von 0,75 - 1,5 mm und einem Längsdurchmesser von 0,88-1,88 mm; im MF-Typus f3 (schwach ausgewaschener Biopelsparit mit *Saccaminopsis*) mit einem Querdurchmesser von 1,69-2,44 mm und einem Längsdurchmesser von 1,88-3,25 mm. Die starken Größenschwankungen der Individuen gehen möglicherweise auf die Besiedelungsdichte zurück. Mit abnehmender Besiedelungsdichte steigt die Größe der Individuen. Die gleiche Beobachtung machte bereits BRADY (1876: 59). Zwei oder mehr Kammern können uniserial über einen stark eingeschnürten Hals gerade oder schräg abgknickt verbunden sein, meistens sind jedoch nur einzelne Kammern erhalten. Die sehr dünne Wand (0,1-0,2 mm) besteht aus mikrokristallinem Calcit. Die einfache Mündung ist endständig. Sie sitzt auf einem ausgezogenem Hals. *S. fusulinaformis* ist bekannt aus Europa, Nordafrika und Nova Scotia.

*Howchinia bradyana* (HOWCHIN, 1888): Taf. 7/12-15. Typisch ist der bienenkorbartige Habitus. Das Proloculum wird von einer trochoidal aufgerollten zweiten Kammer gefolgt. Bei geringer Steighöhe werden 7-10 Umgänge gebildet. Die stark entwickelte, fast zylinderförmige Nabellücke reicht bis zum Proloculum. Die zweischichtige Gehäusewandung besteht aus einer mikrokristallinen inneren und einer radialfibrösen äußeren Schicht. *H. bradyana* ist in Europa und Nordafrika verbreitet.

### 5.3.3 RUGOSE KORALLEN - Taf. 6/7-9

a) Stratigraphische Ergebnisse: Aus Kalkgeröllen der Marbella Formation wurden 13 Arten rugoser Korallen bestimmt. Drei weitere Formen können als aff.- oder sp.-Bestimmungen angeführt werden. Die Formen verteilen sich auf 11 Gattungen. Eine systematische Beschreibung ist in Vorbereitung. Eine Zusammenstellung der stratigraphischen Reichweite dieser Arten in Nordafrika, Westeuropa, Polen und der Sowjetunion zeigt, daß sie den Zeitbereich des hohen Obervisé bis Unternamur charakterisieren (Abb. 19).

Die älteste Probe im vorliegenden Material wird durch *Siphonodendron "irregulare"* gekennzeichnet. Sie könnte schon aus dem V2b stammen. *Axophyllum latevesiculosum* setzt im V3a ein. Im Rahmen der Gesamtfaua und der stratigraphischen Bestimmungen über Foraminiferen, Kalkalgen und Conodonten dürfte wohl auch in diesen beiden Fällen ein Alter des V3b oder jünger vorliegen.

Die langlebige *Palaeosmilia purchisoni* kommt zusammen mit *Lonsdaleia corbariensis* vor und stammt damit aus dem V3c oder dem Visé/Namur Grenzbereich (Foraminiferenzonen 16 - 16<sub>s</sub>/17). *Clisiophyllum garwoodi* kommt gemeinsam vor mit *Pseudozaphrentoides juddi* (3-41). Diese Probe wurde über Foraminiferen ebenfalls als Visé/Namur-Grenzbereich datiert (Zone 16<sub>s</sub>/17). In 4-43 ist *Clisiophyllum garwoodi* mit *Koninekophyllum interruptum* vergesellschaftet, was auf V3c hinweist. Damit persistiert *C. garwoodi* im Gegensatz zu Großbritannien und Belgien in der Betischen Kordillere durch das gesamte V3c. Weiterhin treten gemeinsam auf in einem Geröll *Koninekophyllum interruptum* und *Axophyllum* sp. (12-7), sowie *Kizilia concavitabulata* und *Axophyllum* aff. *pseudokirsopianum* (4-48).

Die Probe 4-38 mit *Dibunophyllum bipartitum* stammt nach Foraminiferen ebenfalls aus dem V3c (Zone 16). Sicher aus dem V3b (Zone 15) ist die Probe 3-6 mit *Kizilia concavitabulata*. Weiterhin können nur die Proben 4-49 mit *Siphonodendron pauciradiale*

VISÉ										NAMUR			
"V1a"	V1b		V2a	V2b		V3a	V3b		V3c	Nm 1a	Nm 1b		
α	β	γ	α	β	γ-δ	α	β	γ	int. sup.				
C14			C15			C16			C17				
α	β	γ	δ			α	β	γ	δ				
9-10	11	12	13	14	15	16 <sub>i</sub>	16 <sub>s</sub>	17	18	Foraminiferen (Belgien, Britische Inseln)			
Foraminiferen (Assemblage-Zonen nach MAMET)													
Ce4						Ce5						Conodonten (Belgien, Irland)	
M. bec.	Cavusgn.		Apatogn.		G. bilin. bilin.	G. gir. collin.		Conodonten (Großbritannien)					
C2S1			S2		D1		D2 (D3)		Korallen, Brachiopoden (Britische Inseln; VAUGHAN)				
Korallen (Schottland; HILL)													
<i>Siphonodendron "irregularare"</i> (PHILLIPS) <i>S. pauciradiale</i> (MCCOY) <i>Clisiophyllum garwoodi</i> (SALÉE) <i>Dibunophyllum bipartitum</i> (MCCOY) <i>Koninckophyllum interruptum</i> THOMSON & NICHOLSON <i>Palaeosmia munchisoni</i> EDWARDS & HAIME <i>Pseudosaphrentoides juddi</i> (THOMSON) <i>Kizilia conoavitabulata</i> DEGTJAREV <i>Azophyllum densum</i> (RYDER) <i>A. latevesiculosum</i> (SALÉE) <i>A. aff. pseudokirsopianum</i> SEMENOFF-TIAN-CHANSKY <i>Gangamophyllum boreale</i> GORSKY <i>Lonsdaleia oorbariensis</i> SEMENOFF-TIAN-CHANSKY & OVTRACHT <i>Actinocyathus floriformis crassiconus</i> (MCCOY) <i>Hexaphyllia mirabilis</i> (DUNCAN)													

Abb. 19. Rugosa und Heterocorallia aus Kalkgeröllen der Marbella-Formation und deren stratigraphische Verbreitung in Nordafrika, Westeuropa, Polen und der Sowjetunion (nach HILL 1938-1941; SEMENOFF-TIAN-CHANSKY & OVTRACHT 1966; FEDOROWSKI 1971; SEMENOFF-TIAN-CHANSKY 1974; POTY 1981). Bemerkungen: *Clisiophyllum garwoodi* ist außerhalb der Betischen Kordillere nicht im V3c bekannt. *Dibunophyllum bipartitum* reicht im Becken von Colomb Bechar bis in das Bashkir.

Tetracorals and heterocorals from limestone boulders of the Marbella Formation and their stratigraphic distribution in North-Africa, Western Europe, Poland and the Soviet Union (after HILL 1938-1941, SEMENOFF-TIAN-CHANSKY & OVTRACHT 1966, FEDOROWSKI 1971, SEMENOFF-TIAN-CHANSKY 1974, POTY 1981). *Clisiophyllum garwoodi* is not known in the V3c except in the Betic Cordillera. *Dibunophyllum bipartitum* persists into the Bashkirian in the basin of Colomb-Bechar.

und die Probe 9/1-1 mit *Azophyllum densum* aus dem V3b stammen. Dies bedeutet, daß der überwiegende Teil der Korallenfauna aus dem V3c und noch aus dem Grenzbereich Visé/Namur stammt. Wie weit die Fauna in das Namur hineinreicht, ist schwierig abzuschätzen, da die Regressionen an der Wende Unter-/Oberkarbon regional zeitlich versetzt sind. So ist in Belgien die Korallenfauna im V3c schon weitgehend erloschen. In der Sahara persistiert sie bis in das höchste Visé und das untere Namur (Koral-lenzzone 3 nach HILL 1938). In der Sowjetunion reicht sie weit in das Namur, im Donetzbecken bis in die Zone H. Dies bedeutet eine generell E-gerichtete Regression im Bereich der Protothetys im Unteren Namur. Eine Sonderstellung nimmt das Kantabrische Gebirge ein, in dem erst im unteren

Namur A Flachwasserlebensräume für rugose Korallen geschaffen werden (BOLL, 1983).

Nach den begleitenden Foraminiferenassoziationen ist die Korallenfauna in den Geröllen der Betischen Kordillere mit der Wende zum Namur erloschen. Gerölle aus dem unteren Namur (Foraminiferenzonen 17, 18) sind sehr selten. Ihre Mikrofazies spiegelt regressive Bedingungen wider; die lagunären Verhältnisse ließen kein weiteres Korallenwachstum zu.

b) Faunenaffinitäten: Die in den Geröllen der Marbella Formation auftretenden Gattungen und Arten an Tetrakorallen sind größtenteils Formen, die in Nordafrika (Marokko und/oder westliche Sahara),

Mitteleuropa und im europäischen Teil der Sowjetunion verbreitet sind. Von 13 eindeutig bestimmten Arten sind acht in allen drei Regionen bekannt. Dies sind *Siphonodendron "irregulare"*, *S. pauciradiale*, *Dibunophyllum bipartitum*, *Koninkophyllum interruptum*, *Palaeosmia murchisoni*, *Pseudozaphrentoides juddi*, *Axophyllum latevesiculosum* und *Gangamophyllum boreale*. *G. boreale* ist besonders in Osteuropa bis nach Mittelasien verbreitet (Visé oder Namur des Pamir und Tian-Chan; SHCHUKINA 1973). *Axophyllum pseudokirsopianum* ist sowohl aus der W Sahara als auch aus Belgien bekannt. *Clisophyllum garwoodi* und *Axophyllum densum* sind verbreitet in Mitteleuropa, *Kizilia concavitabulata* ist in zwei Exemplaren aus Belgien, ansonsten nur aus dem Ural bekannt. Zusammen mit *G. boreale* weist diese Art auf Faunenverbindungen nach Osteuropa hin.

Von besonderem Interesse ist das Auftreten von *Lonsdaleia corbariensis*, die nur aus kalksteinführenden Debrisflows des südfranzösischen Massivs von Mouthoumet bekannt ist. Diese Debrisflows sind in ihrer stratigraphischen Stellung und sedimentologischer Ausbildung sehr eng mit der Marbella Formation vergleichbar. Gemeinsam mit *L. corbariensis* tritt im Massiv von Mouthoumet *Koninkophyllum* sp. und *Axophyllum* aff. *Lonsdaleiforme* (= *A. latevesiculosum*) auf, das heißt Gattungen und Arten, die auch in der Betischen Kordillere vorkommen.

Im Iberischen Raum sind zwei Korallenfaunen von der Wende Visé/Namur beschrieben. Sowohl die von PERRET & SEMENOFF-TIAN-CHANSKY (1971) aus dem Obervisé der N Pyrenäen als auch die von BOLL (1983) aus dem Namur A des Kantabrischen Gebirges beschriebenen Faunen zeigen gewisse Ähnlichkeiten mit der Fauna der Betischen Kordillere. So gut wie unbekannt sind Korallenfaunen aus dem Südostteil des Iberischen Variszikums. Zumindestens in einzelnen Kalklinsen des Obervisé N von Cordoba finden sich Korallen (CROUSILLES et al. 1976: 400, 413; MAMET & MARTINEZ 1981: 111). Aus dem Obervisé N Zafra (Prov. Badajoz) ist *Lithostrotium* (= *Siphonodendron*) *scoticum*, ? *Laninophyllum* sp. und *Syringopora*

*pora* sp. bekannt (ALTEVOGT 1966). Diese Korallenfaunen werden von S. RODRIGUEZ-GARCIA (Madrid) bearbeitet.

Die vier nur aus Europa bekannten Arten in den Geröllen der Marbella Formation schließen ein im nordafrikanischen Raum gelegenes Liefergebiet nicht aus. Besonders die reichen Korallenfaunen des marokkanischen Obervisé sind nur in den ersten Anfängen bearbeitet.

Abzulehnen ist dagegen eine Herleitung der Gerölle aus Gebieten S der Südatlas-Störung, wobei insbesondere an den Raum von Colomb Bechar gedacht wurde (BOURROUILH & LYS 1977). Nach SEMENOFF-TIAN-CHANSKY (1974) bildet die Korallenfauna der W Sahara innerhalb der europäischen Faunenprovinz eine eigenständige Subprovinz. Sie ist gekennzeichnet durch einen starken Endemismus auf Artniveau, einigen nur lokal bekannten Gattungen, dem Reichtum an Axophyllinae und der Armut an Lonsdaleiinae. Solche lokalen Gattungen oder Arten sind aus der Betischen Kordillere nicht bekannt. Darüber hinaus stellt *Lonsdaleia corbariensis* etwa 50 % der Gesamtf fauna.

c) Faziesabhängigkeit: HILL (1938) unterschied drei faziesabhängige Faunengruppen unter den rugosen Korallen. Die Cyathaxonia-Fauna setzt sich aus kleinen dissepimentlosen Einzelkorallen zusammen, die charakteristischerweise in tonig-mergeligen Gesteinen größerer Wassertiefe beheimatet sind. Sie kommen in der Betischen Kordillere nicht vor. Die Aulophyllidae-Cyathopsidae-Fauna (Clisophyllidae-Caniniidae-Fauna) setzt sich aus großen Einzelkorallen mit Dissepimentarium zusammen. Die dritte Faunengruppe umfaßt koloniale, riffbildende Korallen.

Die beiden letzten Faunengruppen treten in Geröllen der Marbella Formation zu etwa gleichen Teilen auf. Sie waren auf die flachmarinen Kalksandareale (FZ 5/6) des rekonstruierten Obervisé-Schelfs beschränkt. Bei den seltenen Funden in Faziestypen der offenmarinen Schelflagune handelt es sich weitgehend um umgelagerte Faunenelemente.

Die Aulophyllidae-Cyathopsidae-Fauna besiedelte instabile Sandböden, was SEMENOFF-TIAN-CHANSKY (1974) bereits durch die Existenz häufiger Wurzelfortsätze erkannte. Er wies auch auf die Besiedelung instabiler, toniger oder karbonatischer Schlammböden hin. Nach dem Auswaschungsgrad der Sedimente ist entgegen der Ansicht FEDOROWSKI (1971) der Lebensraum im Bereich der Wellenwirkung anzunehmen, zumindestens für die in den Geröllen der Marbella Formation auftretende Fauna. Die von FEDOROWSKI (1971) beobachtete Begleitfauna an Crinoiden und Brachiopoden, zurücktretend an Bryozoen und Gastropoden kann bestätigt werden. An Mikroorganismen sind hochdiverse Foraminiferenfaunen und komplexe Kalkalgenflora hinzuzufügen.

HILL (1938) und SEMENOFF-TIAN-CHANSKY (1974) beobachteten, daß die Aulophyllidae-Cyathopsidae-Fauna und die riffbildenden Korallen zwar miteinander vorkommen können, in der Regel jedoch getrennte Lebensräume bevorzugen. Dies kann mikrofaziell auch für die Betische Kordillere nachgewiesen werden. Interessanterweise leben die kolonialen, "riffbildenden" Korallen auf dem rekonstruierten Schelf in etwas größerer Tiefe (MF-Typus c3) als die solitären Tetrakorallen (MF-Typus c2). Der Grund liegt wohl in der Dominanz relativ fragiler, fasciculater Kolonien. Die Einzelkoralliten der auftretenden Arten (*Siphonodendron "irregulare"*, *S. pauciradiata*, *Lonsdaleia corbariensis*) überschreiten einen Durchmesser von 7 mm bzw. 13 mm nicht und waren dementsprechend für die zerstörerische Wirkung von Wellen besonders anfällig. Das gleiche gilt auch für die fasciculaten Tabulata. Vermutlich handelte es sich bei den kolonialen Korallen in den Geröllen der Marbella Formation um einzelstehende Stöcke. Sie schlossen sich nicht zu einer wellenresistenten Struktur zusammen.

#### 5.3.4 TABULATE KORALLEN UND HETEROKORALLEN

Tabulate Korallen sind am Faunenspektrum der Obervisé-Gerölle nur am Rand beteiligt. Sie kommen gemeinsam mit den rugosen Korallen in den flachmarinen Kalksandarealen

vor (FZ 5/6). Verschwenkte Exemplare finden sich bis in den zentralen Teil der offenen marinen Schelflagune. Es lassen sich mehrere syringoporoiden Typen und zwei chaetetide Typen unterscheiden, wovon einer rugose Korallen inkrustiert. Eine systematische Beschreibung ist in Vorbereitung.

Heterokorallen sind ebenfalls nur untergeordnet im Faunenspektrum des Obervisé-Schelfs vertreten. Die dominierende Art ist *Hexaphyllia mirabilis*, (Taf. 6/6), daneben fand sich in zwei Exemplaren *Heterophyllia* aff. *ornata*. Stratigraphisch kennzeichnet *H. mirabilis* das Obervisé und Unternamur (Abb. 19). Die in Nordafrika, Europa und Asien weitverbreitete Art gestattet keine biogeographische Aussage zur primären Lokalisation der Obervisé-Gerölle. *H. mirabilis* kommt in vielen MF-Typen von den flachmarinen Kalksandarealen (FZ 5/6) bis in die abgeschlossenen Schelfbereiche (FZ 8) vor. Die Hauptverbreitung liegt allerdings im landwärtigen Teil der offenen marinen Schelflagune (MF-Typus f2). Damit ist ihr bevorzugter Lebensraum weitgehend von dem der rugosen und tabulaten Korallen getrennt, welche höherenergetische Verhältnisse beanspruchten. *Hexaphyllia mirabilis* bevorzugte sehr geschützte Flachwasser mit normaler Salinität und guter Durchlüftung. Die von FEDOROWSKI (1971 : 19) genannte Begleitfauna aus dünnchaligen Gastropoden und Brachiopoden kann für die Betische Kordillere nicht bestätigt werden. Die begleitende Makrofauna setzt sich vor allem aus Bryozoen und Pelmatozoen zusammen. In der Mikrofauna dominieren die Kalkalgen *Fasciella* und *Pseudodonezella* nom. nud. sowie sedimentbindende Blaugrünalgen-Gewebe und die in landwärtigen Schelfteilen häufigen Foraminiferentypen (Abschnitt 5.3.2).

#### 5.3.5 SONSTIGE BENTHONISCHE SCHELFBEWohner

Gastropoden sind untergeordnete Faunenelemente des Obervisé-Schelfs. Sie sind vor allem in den flachmarinen Kalksandarealen und im seewärtigen Teil der offenen marinen Schelflagune zu finden. In beiden Bereichen treten großwüchsige, glatte und be-

dornte Formen auf. Gastropoden lassen sich bis in die abgeschlossenen Schelfbereiche nachweisen.

Ostracoden sind besonders häufig im landwärtigen Teil der offenmarinen Schelflagune und in den anschließenden Bereichen der abgeschlossenen Schelfbereiche. Hin und wieder finden sich merkmalsarme Ostracodensteinkerne in den nichtkarbonatischen Rückständen.

Bryozoen sind ein wesentliches Faunenelement in den flachmarinen Kalksandarealen. Noch stärker sind sie in der gesamten offenmarinen Schelflagune verbreitet. Sie erreichen faziesdominante Verbreitung im MF-Typus e4. Er charakterisiert ihren Hauptlebensraum, nämlich Bryozoen-Pelmatozoen-Wiesen im Schutz der flachmarinen Kalksandareale. Verschwemmte Bryozoenreste sind bis in die abgeschlossenen Schelfbereiche nachweisbar. Im Dünnschliff sind fenestrated Cryptostomata am häufigsten, die als kleine, ramos erscheinende Bruchstücke mit uniserial angeordneten Zooecien erscheinen oder als perlschnurartige Ketten scheinbar isolierter Zooecien (Taf. 6/1, 7/11). Daneben finden sich inkrustierende Fistuliporidae (Taf. 3/1) und bäumchenförmige Trepostomata.

Brachiopoden und unbestimmbare Zweiklapper, wahrscheinlich überwiegend Brachiopoden, haben ihre Hauptverbreitung von den flachmarinen Kalksandarealen bis in den zentralen Teil der offenmarinen Schelflagune. In diesen Zonen dominieren großwüchsige und bestachelte Typen, wahrscheinlich Productiden. Sie sind besonders häufig mit solitären Tetrakorallen, Foraminiferen und Kalkalgen auf instabilen Sandböden zu finden (MF-Typus c2). Sie können faziesdominante Bedeutung erlangen (MF-Typen e2, e3). Zweiklapper lassen sich bis in die abgeschlossenen Schelfbereiche nachweisen. Vielfach ist ihr ursprüngliches Schalenmaterial durch neomorphen Calcit ersetzt. Eine Ansprache als Brachiopode kann erfolgen bei

- Schnitten durch das Medianseptum (Taf. 4/8),
- Vergesellschaftung von Klappen und Brachiopodenstacheln,

- Erhaltung einer punctaten bzw. pseudo-punctaten Schalenstruktur (Taf. 4/8),
- Erhaltung einer zweischichtigen Schalenstruktur mit einer inneren Lage aus senkrecht zur Schalenoberfläche verlaufenden, prismatischen Calcitkristallen und einer äußeren Schicht mit schräg zur Oberfläche verlaufenden, fibrösen Calcitkristallen.

Pelmatozoen und Echiniden: Crinoiden, wahrscheinlich untergeordnet andere sessile Echinodermen, gehören zu den häufigsten Faunenelementen in den Flachwasserkalken des Obervisé. Sie nehmen nur in den abgeschlossenen Schelfbereichen in ihrer Bedeutung ab. Der bevorzugte Lebensraum sind Bryozoen-Pelmatozoen-Wiesen auf der seawärtigen Seite der offenmarinen Schelflagune im Schutz von Kalksandbarren (MF-Typus e4). Bedingt durch das geringe spezifische Gewicht der Skelettelemente können sie nach dem Tod über weite Strecken verdriftet werden und gestatten keine fazielle Gliederungsmöglichkeit des Schelfs. Vergrößerte Transportweite zeigt sich durch zunehmende Disartikulation und Verrundung der Skelettelemente an. Zum Teil ist noch die feine, mit Kalkschlamm verfüllte Netzstruktur ihres Stereoms zu sehen. Im Dünnschliff lassen sich neben flächig zusammenhängenden, polygonalen Kelchplattenelementen (Taf. 4/4) U-bis V-förmige Ambulacralia (Taf. 3/5) und zylinderförmige Columnalia unterscheiden. Die Columnalia können an gezackten Gelenkflächen zusammenhängen (Taf. 5/4). Es lassen sich im Querschnitt verschiedene Typen nach rundem oder sternförmigem Lumen unterscheiden. Im Längsschnitt treten ovale oder rhombische Lumen auf. Verrundete Skelettelemente lassen eine Unterscheidung von Echiniden nicht zu, die im Dünnschliff nur anhand ihrer Stacheln identifizierbar sind. Sie sind ein untergeordnetes Faunenelement auf dem gesamten Schelf.

### 5.3.6 CONODONTEN UND AGGLUTINIERTER FORAMINIFEREN

Neben Steinkernen kalkschaliger Organismen treten in den nichtkarbonatischen Rückständen Schuppenelemente und Zähnchen von Fischen, Conodonten und agglutinierte Foraminiferen auf.

Die Flachwasserkalke führen eine arten- und individuenarme Conodontenfauna, die auf wenige MF-Typen beschränkt ist. Ausreichende Faunen lieferten nur in relativ tiefem Wasser der offenermarinen Schelflagune abgelagerte Biomikrite (Typus e6) und als hochenergetische Flachwassersedimente gekennzeichnete Biosparite (Typus b4; in der Umgebung von Ooidbarren angesiedelt). Einzelne Conodonten stammen aus Intrapelsparuditen der offenermarinen Schelflagune (e3) und sind möglicherweise aus den oben angeführten Biomikriten aufgearbeitet. Weitere Einzelfunde stammen aus Pelmatozoen-Intraspariten (Typus a2), die am Schelfhang abgelagert wurden.

Es konnten bestimmt werden (Taf. 8/1-12):

*Gnathodus bilineatus bilineatus* (ROUNDY, 1926)  
*G. girtyi girtyi* HASS, 1953  
*G. girtyi intermedius* GLOBENSKY, 1967  
*G. girtyi simplex* DUNN, 1965  
*G. homopunctatus* ZIEGLER, 1960  
*Mestognathus bipluti* HIGGINS, 1961  
*Ozarkodina delicatula* (STAUFFER & PLUMMER, 1932)  
*Paragnathodus commutatus* (BRANSON & MEHL, 1941)  
*P. monodosus* (RHODES, AUSTIN & DRUCE, 1969)  
*P. multinodosus* (WIRTH, 1967)  
*P. nodosus* (BISCHOFF, 1957)

Zur stratigraphischen Einstufung wurden die in Spanien erarbeiteten Conodontenzonierungen des Dinantiums herangezogen (Kantabrisches Gebirge: HIGGINS 1974, HIGGINS & WAGNER-GENTIS 1982; Pyrenäen: MARKS & WENSINK 1970, BUCHROITHNER 1979). Sie sind gleichfalls noch gültig im Massiv von Mouthoumet. In der Montagne Noire sind die höheren Zonen wegen des früheren Einsetzens der Flyschsedimentation nicht nachgewiesen (BESSIERE, FEIST & PERRET 1980). Gut vergleichbar sollte auch die Conodontengliederung des Grazer Paläozoikums sein

(EBNER 1977), welches wie die Betische Kor-dillere dem Südstamm des europäischen Variszikums angehört. Auf eine solche Vergleichbarkeit weist die beschränkte Verbreitung von *Paragnathodus multinodosus* hin, der nur aus dem Kantabrischen Gebirge, den Pyrenäen, Jugoslawien und dem Grazer Paläozoikum bekannt ist (HIGGINS 1981: 39) und der auch im vorliegenden Material auftritt.

Betrachtet man die Gesamtmenge der Proben, so läßt sich nach HIGGINS & WAGNER-GENTIS (1982) eine Einstufung in den Zeitraum der Zonen *Gnathodus bilineatus bilineatus* bis *Paragnathodus multinodosus* vornehmen, d.h. in das Obervisé (V3) bis Unternamur (E2). Dieser Zeitraum läßt sich für einzelne Proben einengen:

- Proben mit *Paragnathodus nodosus* sind nicht älter als die *P. nodosus*-Zone (V3b<sub>r</sub>).
- Proben mit *Paragnathodus multinodosus* sind nicht älter als die *P. multinodosus*-Zone (Go<sub>r</sub> = höheres V3c).
- *Gnathodus girtyi* tritt weder in Spanien noch in Österreich im Namur auf (HIGGINS & WAGNER-GENTIS 1982:324; EBNER 1977: Tab. 2). Proben mit dieser Form sind demzufolge auf das Obervisé beschränkt.

In den unlöslichen Rückständen der Conodontenproben treten hin und wieder agglutinierte Foraminiferen auf. Bruchstücke von *Hyperammina* und *Tolypammina* sind am weitesten verbreitet. Es wurden bestimmt:

*Hyperammina compacta* GUTSCHICK & TRECKMAN, 1959  
*Hyperammina rockfordensis* GUTSCHICK & TRECKMAN, 1959  
*Rhabdammina* sp.  
 "Textularia" *eximia* EICHWALD, 1860 sensu IRELAND, 1956  
*Tolypammina rugosa* IRELAND, 1956.

Die Arten sind aus verschiedenen Karbonstufen Europas und/oder Nordamerikas bekannt. *Hyperammina rockfordensis* tritt schon im europäischen Oberdevon auf.

## 6 SYNTHESE UND MODELL: DIE PALÖKOLOGISCH-FAZIELLE ENTWICKLUNG EINES NUR DURCH GERÖLLE ÜBERLIEFERTEN SEDIMENTATIONSRAUMS - CONCLUSIONS AND MODEL: RECONSTRUCTION OF BASIN DEVELOPMENT BASED ONLY ON ALLOCHTHONOUS MATERIAL

The limestone clasts of the Retamares Member and of the Marbella Formation, showing identical Late Viséan microfacies types and the same orientation of the a-axes, do-

cument stratigraphic and facies development of a common, predominantly calcareous sedimentary realm. It is not possible to comment on probable intercalated clastic

horizons. The facies development of the sedimentary realm in time is visible in the changing microfacies of differently aged limestone clasts. A comparison of the microfacies of age-wise identical limestone clasts, however, shows the lateral facies zonation of the sedimentary realm at a certain time.

A pelagic sedimentary realm of Upper Givetian to lower Upper Viséan times is documented in limestone pebbles of the Retamares Member belonging to the facies belts 1-3 of WILSON. The oldest limestone pebbles are stylioline biomicrites of the Middle *varcus*-zone (Upper Givetian). They are also known in the Upper *gigas*-zone (lower do I delta). The missing *hermanni-cristatus*-, *asymmetricus*- and *A. triangularis*-zones of lower and middle do I indicate an erosional break. A continuous sedimentation is documented by ostracode-(entomozoan)-biomicrites (type R5) and pelagic biomicrites (type R7) from the *gigas*- to the *costatus*-zone. From Upper Givetian to at least Lower Tournaisian times the normal pelagic sedimentation is discontinuously interrupted by the influx of microbioclastic packstones (type R 9) deriving from shallow marine shelf edges (bioclasts are dominated by pelmatozoans) or intrabasinal swells (bioclasts are dominated by styliolines). Monomictic breccias of ostracode-(entomozoan)-biomicrites (type R 4) were formed by slumping on the slopes of intrabasinal swells. This facies and the styliolines-rich microbioclastic packstones are strong arguments for a deposition on intrabasinal swells of the stylioline- and ostracode-(entomozoan)-biomicrites. Lower Carboniferous limestone pebbles are very rare except for the Uppermost Tournaisian (Upper *typicus*-?, *anchoralis-latus*-zone). Limestones of analogous age and microfacies are known from the top of the Falcoña Formation in the Malaguides, but pelagic carbonates of Upper Tournaisian and Lower Viséan age are widespread in the Western Mediterranean. They are often associated with cherts and very probably parts of the Tournaisian and/or Viséan of the source area show a chert facies, explaining the

rarity of Lower Carboniferous limestone boulders: a Lower Viséan foraminiferal fauna deriving from chert pebbles of the Retamares Member was described by BOULIN & LYS (1968).

The late Upper Viséan (V3b/V3c) and the transition to the Namurian is characterized by a shallow marine carbonate shelf with a terrestrial hinterland. The hinterland is indicated by the common existence of detrital quartz in certain microfacies types and by the joint deposition of non-carbonate and shallow water limestone pebbles in the lower Namurian Retamares Member, at a time, when the source shelf still showed marine sedimentation. A model of the reconstructed shelf is given in Fig. 21.

The poorly documented shelf slope (facies belt 3/4) is characterized by the influx of allochthonous carbonates containing reworked components of shallow water environments, especially ooids and high diversity foraminiferal-algal-assemblages. In polygenetic limestone breccias almost every microfacies type of the shelf has been reworked. The shelf edge sands (facies belt 5/6) are characterized by a patchwork of different microfacies types. Oosparites and well-sorted, well-washed biosparites are formed in the shallowest and highest energetic environments.

Ocosparites and especially foraminifera-biopelsparites are deposited in less turbulent environments. The unstable carbonate sands of the foraminifera-biopelsparites are the favorite habitat of large solitary tetracorals; spined brachiopods are common. *Pseudodonezella*-bafflestones and bindstone-structures partially stabilize the shifting bottoms, which also contain a high diversity assemblage of calcareous algae and foraminifers. Fasciculate tetracorals and fasciculate tabulate corals live even in slightly deeper water with poor winnowing. The relatively low energy environment prevents breakage of the fragile corallites which are intimately associated with blue-green algae.

The open shelf lagoon (facies belt 7)

is subdivided into an outer, central and inner part. The outer shelf lagoon is characterized by facies types rich in grapestones and bioclasts. Foraminiferal-algal assemblages are almost identical to those of the shelf edge sands. Pelmatozoan-bryozoan meadows are widely distributed, protected by the shelf edge shoals from highest energy influences. The central part of the open shelf lagoon is characterized by biomicrites with some nektonic organisms (ammonoids, conodonts, fish). Most bioclasts, however, derive from the outer shelf lagoon: transport distances are indicated by the degree of fragmentation and packing. The inner shelf lagoon contains sediments with varying degrees of winnowing. Agglutinated peloids, bindstones and *Pseudodonezella*-bafflestones show the importance of cyanophytes and, for the almost part, simple algal floras. Heterocorals and certain foraminifers (compare 5.3) are characteristic faunal elements.

Restricted shelf environments (facies belt 8) are characterized by their rare fossil content. Autochthonous stenohaline organisms are missing. The poorly, irregularly washed sediments point to low energy conditions and also to sediment-producing and -binding cyanophytes and bacteria. Characteristically are bindstones and loferites. Quartz-bearing oosparites with radially structured ooids and poor fossil content originate in hypersaline environments on near-shore bars.

Basal Namurian to basal Bashkirian times are poorly documented. The facies types of foraminiferal zones 17 and 18 (quartz-bearing oosparites with radially structured ooids and bindstones with rare macrofossils) point to low energy, somewhat hypersaline environments of a restricted shelf. Open marine sediments, documented even at the Viséan/Namurian boundary (foraminiferal zones 16<sub>s</sub>/17) are missing. This indicates a rapid regression at the base of the Namurian, probably connected with the emersion of a large portion of the former shelf, explaining the scarcity of Lower Namurian limestone pebbles. The emersion caused the first erosion and is res-

possible for the sedimentation of the conglomerates of the Retamares Member in Lower Namurian times. Dog-tooth cements and "curved" fibrous calcite crystals in the shells of styliolines (TUCKER & KENDALL 1973) support the postulated emersion of the pelagic limestones under meteoric conditions before erosion. Limestone clasts of the foraminiferal zone 19 are missing. A basal Bashkirian (zone 20) ingression? is documented by calcispheres-biomicrites not known from earlier shelf development.

The shallow water limestone boulders of the Marbella Formation were exposed to meteoric conditions before erosion as shown by dog-tooth cements, vadose silts and solution cavities refilled with brown micrites. These processes may have started as early as the basal Namurian and have continued to post-Bashkirian times. Further uplifting of the former shelf after basal Bashkirian times resulted in the formation of common calcite veins (at least two generations) and is thus responsible for erosion and resedimentation in the Marbella Formation.

In the Western Betic Cordillera the crystalline components of the conglomerates of the Retamares Member are predominantly gneissic rocks. In the Marbella Formation granitic rocks predominate. This reorganisation of the source area points to the removal of a metamorphic cover or to the intrusion and erosion of Early Variscic granite rocks indicating orogenic movements. The analogous reorganisation of the source area at the transition of the Lower to Upper Carboniferous is known from Menorca and the Pyrenees. The crystalline component spectra of the Marbella Formation in the zone of Cogollos Vega and the corridor of Vélez Rubio, however, show very high percentages of metamorphic rocks. These are probably local effects; the source area is considered to be the metamorphic internal zone of the Betic Cordillera. The conglomerates of the Retamares Member of Vélez Rubio and the W Betic Cordillera also differ, the first showing increased percentages of acid rocks.

The limestone boulders of the Retamares Member and the Marbella Formation are not known in situ in the Malaguides. Mesozoic-Cenozoic plate tectonics and the nappe character of the Malaguides allow a primary sedimentary realm in a geographic position differing totally from the Recent position of the Malaguides. Statements concerning the position of the source area are possible by comparing the known Paleozoic realms of the Western Mediterranean with the synthesized stratigraphic column of the limestone boulders (Fig. 20). All the fragments of the Alboran block (Kabylies, Chenoua Massif, Menorca, internal zones of the Rif and the Betic Cordillera) constituted a common sedimentary basin in Devonian and Carboniferous times, with a predominantly detrital deep-water sedimentation. They are excluded, therefore, as a source area. The Upper Devonian is missing in the Variscides of Southern Spain or shows a clastic facies development, excluding them as a source area. The Paleozoic basins of the Sahara, postulated as a source area by BOURROUILH & LYS (1977) exhibit different algal floras and tetra-coral faunas. The Variscides of the Moroccan Meseta are very similar to the synthesized stratigraphic column, but differ in several important respects (no limestones of Upper Famennian age, no radiolaria-bearing limestones and associated cherts of Upper Tournaisian age, sedimentation stop in Latest Viséan/Earliest Namurian times). Altogether, the source area of the conglomerates seems to be subducted or totally eroded. Because of the N-S bipolarity of the conglomerate components, the postulated southern derivation of the limestone slide block at Arroyo de la Cruz and the similarity of the Moroccan Paleozoic, a southern derivation of the limestones is probable.

In den Geröllen des Retamares Member und der Marbella Formation ist ein überwiegend karbonatisch entwickelter Sedimentationsraum überliefert. Über eine eventuelle Einschaltung nichtkarbonatischer Sedimente ist keine Aussage möglich. Obwohl die Gerölle aus zwei verschiedenen Konglomerathorizonten stammen, darf ein gemein-

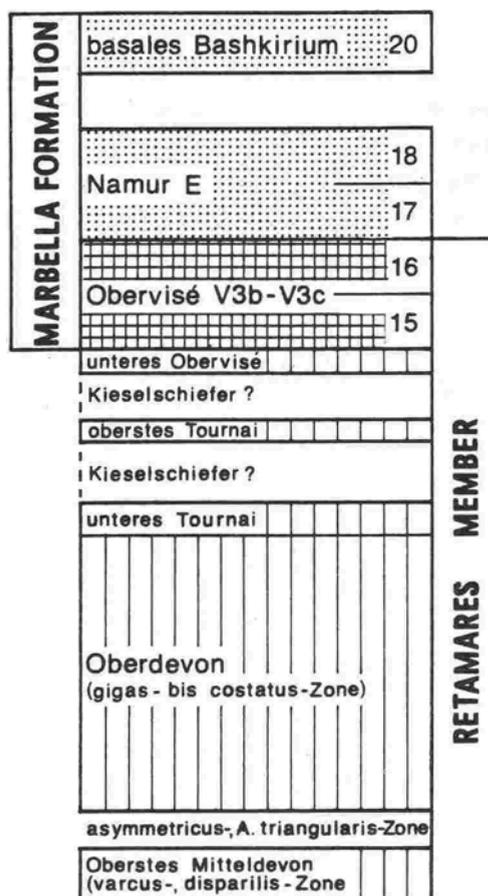


Abb. 20. Die stratigraphisch-fazielle Entwicklung im Liefergebiet der Gerölle und die überliefernden Horizonte in der Beticen Cordillera. Gepunktet: lagunäre Kalke; kreuzschraffiert: differenzierte Flachwasserkalke; senkrecht schraffiert: pelagische Kalke. 15-20: Foraminiferenzonen nach MAMET.

Stratigraphic and facies development in the source area of the limestone boulders and the horizons of the Betic Cordillera containing the boulders. Dotted: lagoonal limestones; cross-hatched: diversified shallow-water limestones; vertically ruled: pelagic limestones; 15-20: foraminiferal zones of MAMET.

samer Abtragungs- bzw. Sedimentationsraum angenommen werden. Zum einen ist die Orientierung der Gerölllängsachsen in beiden Horizonten identisch N-S, zum anderen führen sowohl das Retamares Member als auch die Marbella Formation altersmäßig und mikrofaziell identische Kalkgerölle des Obervisé.

Die Veränderung der Mikrofaziestypen der Kalkgerölle in der Zeit läßt die stratigraphische Entwicklung des primären Sedimentationsraums sichtbar werden. Ein Vergleich der Mikrofazies gleichaltrer Gerölle

gibt dagegen einen Einblick in die laterale Fazieszonierung des primären Ablagerungsraumes zu einer gegebenen Zeit. Stratigraphisch kann so die Entwicklung im Abtragungsgebiet der Gerölle vom oberen Givet bis in das basale Bashkir skizziert werden (Abb. 20). Für das obere Givet bis in das untere Obervisé kann mit Unterbrechungen eine pelagische Karbonatsedimentation belegt werden. Für das späte Obervisé läßt sich ein sehr stark differenzierter Flachwasserschelf rekonstruieren, für die folgenden Zeiten eine regressive Sequenz mit letztentlichem Trockenfallen im basalen Bashkir. Überlegungen zur post-sedimentären Entwicklung (Diagenese und tektonische Beanspruchung) und zur Entwicklung des kristallinen Hinterlands sind ebenfalls möglich.

#### 6.1 DIE ENTWICKLUNG DES ABTRAGUNGS- GEBIETES DER KALKGERÖLLE

##### 6.1.1 DIE PELAGISCHE ENTWICKLUNG VOM OBEREN GIVET BIS IN DAS OBERE VISÉ

Alle Gerölle dieses Zeitraums sind in den Konglomeraten des Retamares Member überliefert. Es handelt sich ausschließlich um landfern gebildete Karbonate des tieferen Wassers, das heißt, der Fazieszonen 1-3 nach WILSON (Becken, offenmariner Schelf, tiefer Schelf- bzw. Beckenrand). Mindestens bis in das untere Tournai war dieser pelagische Sedimentationsraum in Becken und Schwellen gegliedert, was sich in der Einschaltung allochthon gebildeter Karbonatsedimente, im wesentlichen mikrobioklastischer Packstones, in die pelagische Normalsedimentation aus Biomikriten ausdrückt.

Die ältesten Gerölle stammen aus der Mittleren *varcus*-Zone des oberen Givet. Es sind Styliolinen-Biomikrite (Typus R5), die auch noch in der Oberen *gigas*-Zone (unteres do I delta) die pelagische Normalsedimentation beherrschen. Nicht nachgewiesen sind in der Betischen Kordillere die dazwischen liegenden *hermanni-cristatus*-, *asymmetricus*- und *Ancyrognathus triangularis*-Zonen aus dem unteren und

mittleren do I. Dies wird weniger auf die mangelnde Probindichte als auf das Aussetzen der (Karbonat-)Sedimentation zurückgeführt. Auffälligerweise konnten nämlich auch KOCKEL & STOPPEL (1962) in den Kalkstein-Gleitschollen des Retamares Member kein unteres Adorf nachweisen. Dagegen ist in Menorca dieser Zeitraum mit Geröllen äquivalenter Mikrofazies belegt.

Beginnend in der *gigas*-Zone (oberes do I gamma) werden die Styliolinen-Biomikrite durch Ostracoden-(Entomozoen)-Biomikrite (Typus R5) ersetzt, zu denen sich frühestens ab der Oberen *crepida*-Zone pelagische Biomikrite (Typus R7) gesellen. Für diese Typen ist eine kontinuierliche Sedimentation bis in die *velifer*- bzw. bis in die *costatus*-Zone nachgewiesen. Die in den Geröllen selbst nicht faßbare *Palmatolepis triangularis*-Zone ist in der Kalkstein-Gleitscholle am Arroyo de la Cruz nachweisbar. Das bedeutet, daß im Liefergebiet der Gerölle mindestens vom oberen do I gamma bis in das do VI eine kontinuierliche Karbonatsedimentation stattfand.

Das Spektrum der pelagischen Normalsedimente wird durch nicht näher einstuftbare, fossilfreie, zum Teil laminierte Mikrite (Typus R1), radiolarienführende Mikrite (Typus R2) und filamentreiche Biomikrite (Typus R6) ergänzt.

Mikrobioklastische Packstones (Typus R9), die als allochthone Karbonateinschüttungen anzusprechen sind, unterbrechen hin und wieder die pelagische Normalsedimentation im Zeitraum zwischen dem oberen Givet (*varcus*-Zone) und dem Untertournai. Anhand des Bioklastenspektrums können Einschüttungen vom Schelfrand und von intrabasinalen Schwellen unterschieden werden. In ersteren dominieren die aus flachem Wasser stammenden Pelmatozoen. Dementsprechend ist auch der Typus R8 (Pelmatozoen-Biomikrudit) als Sedimentschüttung vom Schelfrand aus zu verstehen. In Packstones, die von intrabasinalen Schwellen stammen, dominieren Styliolinen. Die gleiche Herkunft besitzen durch Rutschung entstandene monomikte Brekzien aus Ostracoden-(Entomozoen)-Biomikriten

(Typus R4). Beide Mikrofaziestypen sind ein wichtiger Hinweis auf die Schwellenposition in der Sedimentation der Styliolinen- und Ostracoden-(Entomozoen)-Biomikrite.

Im Gegensatz zum Oberdevon sind unterkarbonische Gerölle, ausgenommen aus der *anchoralis-latus* Zone (höchstes Tournai), sehr spärlich. Es sind bekannt ein mikrobioklastischer Packstone aus dem unteren Tournai und ein Ostracoden-(Entomozoen)-Biomikrit aus dem unteren Obervisé (cu III alpha/beta, BUCHROITHNER et al. 1980b). Dies läßt auf eine nur diskontinuierliche und regional begrenzte Fortführung der pelagischen Karbonatsedimentation bis zum unteren Obervisé schließen.

Von besonderem Interesse ist jedoch der Zeitraum Obere *typicus*-Zone? bis *anchoralis-latus*-Zone im obersten Tournai, der mehrfach durch radiolarienführende Mikrite (Typus R2) und durch pelagische Biomikrite (Typus R5) belegt ist. Radiolarienführende Mikrite gleichen Alters und mit ähnlicher Conodontenfauna sind aus dem Top der Falcoña Formation in den Malagiden bekannt (HERBIG 1983). Die Gerölle könnten also Aufarbeitungsprodukte dieses Horizontes sein. Wahrscheinlicher ist es jedoch, daß sich die pelagische Fazies bis in das Liefergebiet der Gerölle erstreckte. Diese Vorstellung wird durch die weite Verbreitung pelagischer Kalke des Obertournai bis Untervisé im westlichen Mittelmeergebiet gestützt (zum Beispiel Montagne Noire und Massiv von Mouthoumet, Katalaniden, Menorca).

Im stratigraphischen Zusammenhang mit diesen pelagischen Kalken sind Kieselschiefer weit verbreitet. Deshalb ist es ebenfalls wahrscheinlich, daß zumindestens Teile des Tournai und/oder des unteren Visé im Liefergebiet der Gerölle in Kieselschieferfazies vorliegen. Dies könnte zum einen die Seltenheit der unterkarbonischen Kalkgerölle erklären, zum anderen sind Kieselschiefer-Gerölle aus den Konglomeraten des Retamares Member bekannt: so bestimmten BOULIN & LYS (1968) aus Kieselschiefergeröllen eine Foraminiferenfauna

des Untervisé.

Zu Beginn des Oberen Visé wurde das Liefergebiet der Gerölle durch Hebungen zu einem Flachwasserschelf umgestaltet, von welchem ab dem V3b eine differenzierte Karbonatsedimentation überliefert ist.

#### 6.1.2 DAS SPÄTE OBER-VISÉ: EIN KARBONATISCH ENTWICKELTER FLACHWASSERSCHELF

Die Mikrofaziestypen des Obervisé, überliefert im Retamares Member und vor allem in der Marbella Formation, umfassen die Zeit des V3b und V3c bis zur Visé/Namur-Wende (Foraminiferenzonen 15 und 16, 16<sub>s</sub>/17). Da die Faziestypen der Zone 15 alle bis in die Subzone 16<sub>s</sub> persistieren, können alle MF-Typen als zeitgleich angesehen werden: jeder Typus ist in der Zone 16 (V3b<sub>y</sub>-V3c) vertreten. Damit wird es möglich, die isoliert in Geröllen überlieferten MF-Typen nach ihrer palökologischen Interpretation (SMF-Typen nach FLÜGEL 1972 und WILSON 1975) und nach ihren faunistischen und anorganischen Beziehungen (vgl. Abb. 15, 16, 17) zu einem Faziesmodell zu verknüpfen. Es läßt sich nach dem WILSON-Schema ein hochdifferenzierter Karbonatschelf vom Schelfhang (FZ 4) bis in abgeschlossene Schelfbereiche (FZ 8) rekonstruieren.

Dieser Schelf war einem Festland vorgelagert und keine isolierte Karbonatplattform vom Typus der rezenter Bahama-Bank. Dies ergibt sich aus zwei Faktoren: Angulare terrestrische Quarzkörner sind wesentliche Bestandteile verschiedener Mikrofaziestypen und belegen die klastische Beeinflussung des Sedimentationsraums. Sie finden sich in Sedimenten des Schelfhangs (Typen a1, a2), der offenmarinen Schelflagune (Typus e7) und der Schelf- und Gezeitenflächen mit restriktiven Bedingungen (Typen g4, g6). Zum anderen wurden schon im unteren Namur erste Teile des Schelf erodiert und zusammen mit kristallinen Geröllen im Retamares Member resedimentiert. Die aus einem terrestrischen Hinterland stammenden, gut gerundeten kristallinen Gesteine wurden fluviatil dem Karbonatschelf zugeführt, am

Schelfrand abgelagert und durch auslösende Ereignisse in Canyon-Fan-Systeme eingespeist. Die Vermischung kurz zuvor abgelagerter Kalke mit Kristallinmaterial wäre im Falle einer vom Festland isolierten Karbonatplattform nicht möglich.

Zusammenfassend läßt sich folgendes Bild des Karbonatschelfs entwickeln: In Abb. 32 sind die meisten der erkannten MF-Typen zu einem Blockbild des Schelfs gruppiert. Es wurde versucht, die Größe des Verbreitungsgebiets der einzelnen Faziestypen entsprechend ihrer Überlieferungshäufigkeit darzustellen.

Die flachmarinen Kalksandareale der FZ 5/6 waren durch ein kleinräumiges Nebeneinander verschiedener Mikrofaziestypen ausgezeichnet. Ooide waren verbreitet. Die hochdiverse Fauna und Flora wird von Foraminiferen, Korallen und Kalkalgen beherrscht. Die Kalksandareale bestanden in ihren flachsten und damit hochenergetischsten Teilen aus Ooidbarren (b1, b2). Diese waren von gut ausgewaschenen, biosparitischen Sanden umgeben, die sich aus stark fragmentierten, stenohalinen Organismenresten, vor allem aus Bryozoen und Pelmatozoen, aufbauten (b3, b4). Rindenkörner waren häufig. In etwas tieferen und geschützteren Teilen der Kalksandareale konnten sich bei mäßiger, aber konstanter Wasserbewegung Onkosparite bilden (c1). Sie waren aber das Hauptverbreitungsgebiet von Foraminiferen-Biopelspariten, welche die für die FZ 5/6 charakteristische hohe Diversität an Foraminiferen und Kalkalgen am besten zeigen. Ihre instabilen, leicht umlagerbaren Sandböden wurden zum Teil durch Blaugrünalgen-Filme (d2) und *Pseudodonezella*-Bafflestones (d1) stabilisiert. Bestachelte Brachiopoden und große solitäre Tetrakorallen der Aulophyllidae-Cyathoporidae-Faunengemeinschaft waren wesentliche Faunenelemente. Dabei verhinderten die Stacheln bei den Brachiopoden einerseits und häufige Wurzelfortsätze bei den Korallen andererseits ein Einsinken in die lockeren Sandböden. Koloniale Tetrakorallen waren in diesem Bereich selten. Die fasciculaten Rugosa und Tabulata bevorzugten noch etwas tieferes Wasser mit nur partiel-

ler Auswaschung von Kalkschlamm (c3). Wahrscheinlich bildeten sie dort einzelstehende Korallenstöcke; echte Riffe sind nicht bekannt. Die schwächere Wellenenergie bewahrte ihre Äste vor Bruch. Blaugrünalgen-Gewebe waren zwischen den Koralliten aufgespannt. Während die Foraminiferen-Fauna wie in den meisten anderen Faziestypen der Kalksandareale von außergewöhnlicher Diversität war, bewirkte die etwas größere Tiefe und der erhöhte Anteil an Karbonatschlamm eine geringere Diversität und Häufigkeit der Kalkalgen. Die meisten anderen Organismenreste wurden aus flacheren Bereichen eingeschwemmt und sind stark fragmentiert.

Zum offenen Ozean hin schloß sich an die beschriebenen Schelfrandsande der schlecht überlieferte Schelfhang an. Er ist durch allochthone Karbonatsedimentation gekennzeichnet. Der direkte Anschluß an die FZ 5/6 wird durch Intrasparite (a2) bewiesen, die isolierte Sedimentpartikel speziell dieser Zone enthalten. Dies sind Ooide, insbesondere aber die charakteristische hochdiverse Foraminiferenfauna und Kalkalgenflora sowie andere Flachwasserbewohner (Brachiopoden, Bryozoen, Pelmatozoen). Im Oberteil submariner Canyons wurden polygene Kalkbrekzien (a3) abgelagert, die Erosionsprodukte aus dem gesamten Schelf enthalten. Wegen ihrer größeren räumlichen Verbreitung sind Faziestypen aus der offenmarinen Schelflagune und den abgeschlossenen Schelfbereichen überrepräsentiert. Ihre Häufigkeit kann gleichzeitig auf beginnende Hebungen im kristallinen Hinterland mit übergreifender Wirkung auf die landnahen Schelfbereiche gedeutet werden. So sind auch detritische Quarzkörner ein wesentlicher Bestandteil in distaler abgelagerten Schelfhangsedimenten (a1, a2).

Landwärts schloß sich an die flachmarinen Kalksandareale die offenmarine Schelflagune an, die nach dem Gehalt an Organismen und dem Anteil an Kalkschlamm in einen seewärtigen, zentralen und landwärtigen Teil gegliedert werden kann.

Der seewärtige Teil der offenmarinen Schelflagune wird durch aggregatkornreiche

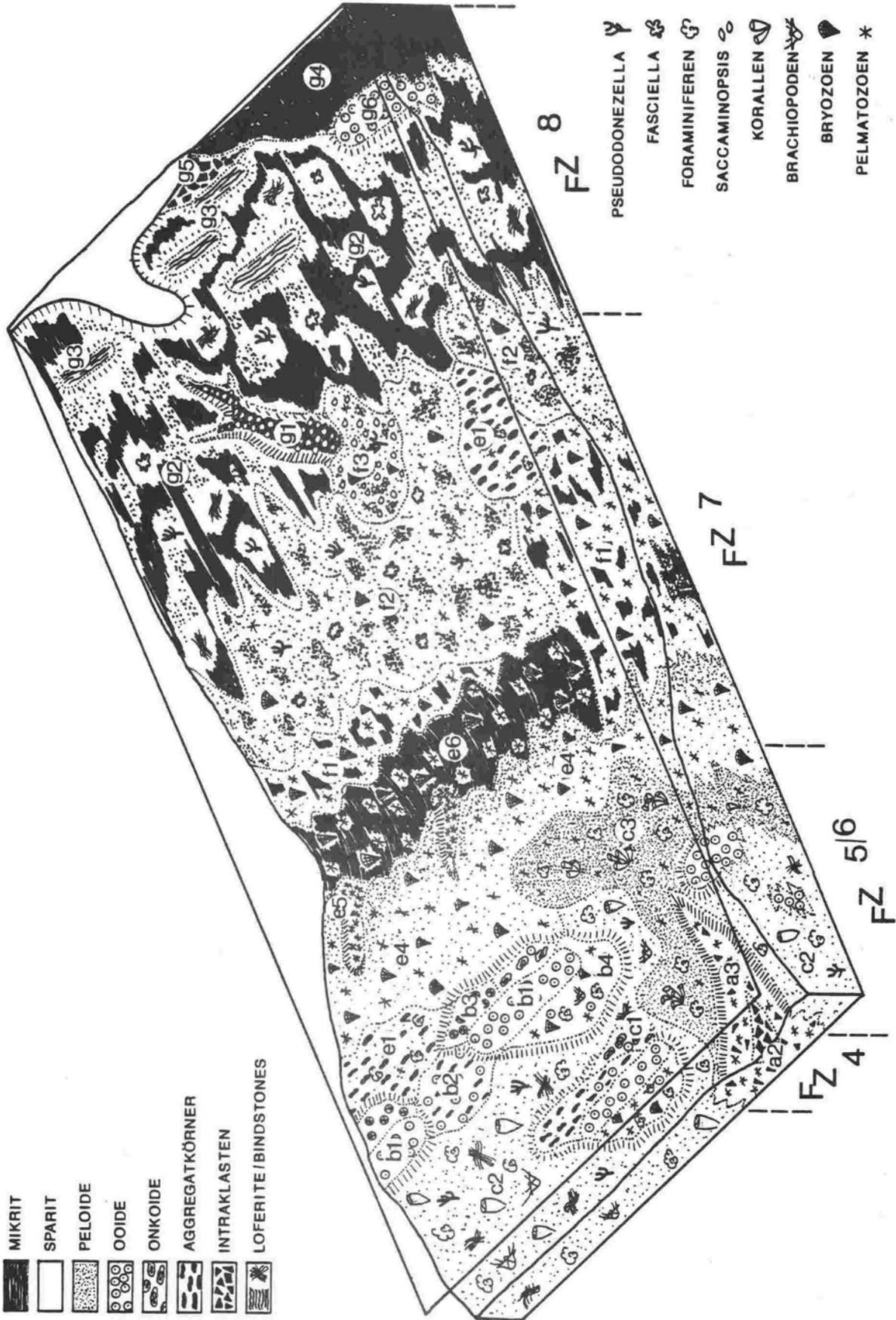


Abb. 21. Blockbild des in Geröll der Marbella Formation überlieferten Obervisé-Schelfs. Model of the reconstructed Upper Viséan shelf, conserved in the limestone boulders of the Marbella Formation.

und bioklastische Faziestypen charakterisiert. Hinter den Ooidbarren der FZ 5/6 entstanden in mäßig bewegtem Wasser aggregatkornreiche Gesteine (c1). Ihre reiche Foraminiferen- und Kalkalgen-Vergesellschaftung und aggregatkornhaltige Oolithe (b2) belegen die Nachbarschaft zu den flachmarinen Kalksandarealen. Faunistisch ähnlich verknüpft sind Brachiopoden-Biopelmikrite und ihre Aufarbeitungsprodukte (e2, e3, nicht in Abb. 21 eingezeichnet). Ein Großteil der seewärtigen Seite der offenermarinen Schelflagune wurde jedoch von Bryozoen-Pelmatozoenwiesen eingenommen (e4). Durch die Ooidbarren waren die fragilen Organismen vor den Wellen des offenen Ozeans geschützt. Durchlässe zwischen den Barren versorgten sie aber immer noch mit Wasser mit einem mehr als ausreichenden Sauerstoff- und Nahrungsangebot.

Die zentralen und tiefsten Teile der offenermarinen Schelflagune nahmen Biomikrite ein (e5, e6, e7). Relativ tiefes Wasser zeigen vor allem in anderen Zonen kaum auftretende nektonische Organismen wie Ammonoiten, Conodonten und Fische an. Weitere Organismenreste, wie die häufigen Pelmatozoen und Bryozoen stammen überwiegend aus dem seewärtigen Teil der offenermarinen Schelflagune. Dort wurden die Organismen durch Stürme losgerissen oder nach ihrem Tod in die tiefen Teile der Schelflagune verdriftet. Teilweise erfolgte der Abtransport angereicherter Pelmatozoenreste in Grainflows (e5). Zunehmender Fragmentierungsgrad der Organismen bei abnehmender Packungsdichte zeigt die distalere (landwärtigere) Sedimentation bezüglich ihres Lebensraums an. Der zentrale Teil der FZ 7 ist allerdings nicht als grabenartige Barriere zwischen den seewärtigen und den landwärtigen Teilen des Schelfs zu verstehen. Viele Faunen- und Florenelemente sind beiden Teilen des Schelfs gemeinsam, zum anderen grenzen Faziestypen der seewärtigen und landwärtigen Seite der Schelflagune (e4 und f1) direkt aneinander.

Der landwärtige Teil der offenermarinen Schelflagune ist durch Sedimente mit wechselndem Auswaschungsgrad gekennzeichnet. Agglutinierte Pelloide sind häufig. Die Fau-

na ist noch sehr divers, aber oft spärlich. Heterokorallen sind ein charakteristisches Faunenelement. In der Foraminiferenfauna zeigen sich Unterschiede zu den flachmarinen Kalksandarealen und dem seewärtigen Teil der FZ 7. Die Diversität ist geringer; es dominieren nicht mehr die glomospiral bis planospiral eingerollten, zwei- und mehrkammerigen Endothyraea und Fusulinacea, sondern die zweikammerige, trochospiral eingerollte Gattung *Howchinia* und einkammerige Formen wie *Saccaminopsis*, die Tuberitinae und Calcisphaeridae. Ihre Dominanz setzt sich auch in den abgeschlossenen Schelfbereichen (FZ 8) fort. *Saccaminopsis* kann faziesbetonende bis gesteinsbildende Häufigkeit erlangen (f3, g1). In der einfachen Kalkalgenflora dominieren *Fasciella* und *Pseudodonezella* nom. nud. Bindstones (d2) und *Pseudodonezella*-Bafflestones (d1) belegen die große Bedeutung der Algen. Eine kontinuierliche Faziesentwicklung führt von den Biomikriten des zentralen Teils der FZ 7 zu schwach ausgewaschenen Biomikriten mit Mikritklasten (f1), in denen eine erste Aufarbeitung und damit eine Verflachung des Wassers sichtbar wird. Weitere Auswaschung und Verflachung des Wassers läßt den Typus f2 (schwach ausgewaschener Pelbiosparit) entstehen, der den landwärtigen Teil der offenermarinen Schelflagune beherrscht. In sehr flachem Wasser entstehen nochmals wie auf der seewärtigen Seite der offenermarinen Schelflagune bei vollkommener Auswaschung von Kalkschlamm aggregatkornreiche Gesteine (c1).

Der Faziestypus f2 geht durch Abnahme der Organismendiversität und -häufigkeit kontinuierlich in den Typus g2 (schwach ausgewaschener Pelsparit) über, der die abgeschlossenen Schelfbereiche (FZ 8) beherrscht. Sie gehören dem flachsten Subtidal und dem Intertidal an und sind durch spärliche Biogene bei weitgehendem Fehlen stenohaliner Organismen ausgezeichnet. Stenohaline Organismen, wie Pelmatozoen und Bryozoen sind überwiegend eingeschwemmt. Die Gesteine sind meist nur schwach ausgewaschen, was auf niedrigerenergetische Verhältnisse schließen läßt. Zum anderen sind sedimentbindende organische Schleime von Algen, Pilzen und Bakterien wesentlich an

der Fixierung und Produktion von Karbonatschlamm beteiligt. Typischerweise treten Bindstones (d2) und Algenmatten (Loferite, g3) auf. An weiteren Kalkalgen finden sich fast nur *Pseudodonezella* nom. nud. und *Fasciella*. In direkter Küstennähe bildeten sich quarzführende Mikrite (g4). Gelegentlich trocknete der Karbonatschlamm aus und brach in einzelne angulare Klaster auf (g5). Eine Sonderentwicklung stellen quarzführende, radialstrukturierte Oosparite dar (g6). Sie wurden unter hypersalinen Bedingungen auf küstennahen Untiefen gebildet. Charakteristisch ist ihre Fossilarmut und ihr Reichtum an detritischem Quarz.

#### 6.1.3 DIE REGRESSIVE ENTWICKLUNG IM NAMUR UND BASHKIR

Die Zeit vom basalen Namur bis in das basale Bashkir ist schlecht dokumentiert. Es herrschen Faziestypen vor, die restriktive Bedingungen widerspiegeln. Radialstrukturierte Oosparite, Bindstones und Calcisphaeren-Biomikrite sind an niedrigenergetische, teilweise hypersaline Flachwasserareale des geschlossenen Schelfs (FZ 8) gebunden. Offenmarine Bildungen, die noch im Visé/Namur-Grenzbereich (Zone 16<sub>s</sub>/17) auftreten, fehlen. Dies belegt eine rasche Regression im Liefergebiet der Gerölle zu Beginn des Namur. Wahrscheinlich fielen weite Bereiche des Schelfs völlig trocken, was die Seltenheit der namurischen Gerölle erklärt. Randmarine Bedingungen mit Faziestypen, die bereits im Obervisé auftraten, konnten an lokal eng begrenzten Bereichen bis in das Namur E2 (Zone 18) persistieren. Die mit der Regression im basalen Namur verknüpften Heraushebungen führten zur Bereitstellung der im Retamares Member überlieferten Gerölle. In diese Vorstellung fügt sich auch die Existenz von Hundezahnzementen und das typische Diagenesemuster der Styliolinengehäuse mit gedrehten, fibrösen Calcitkristallen gut ein. Selten auftretende Bohrlöcher von Lithophagen können ebenfalls nur in sehr flachem Wasser entstanden sein. Möglicherweise endete die marine Entwicklung vorläufig im Namur E2 (Zone 18), da die Zone 19 nicht dokumentiert ist. Eine Ingression (?)

im basalen Bashkir (Zone 20) führte zur Ablagerung von Calcisphaeren-Biomikriten, die aus der älteren Schelfentwicklung nicht bekannt sind. Jüngere Karbonate fehlen.

#### 6.1.4 DIE POSTSEDIMENTÄRE ENTWICKLUNG NACH DEM BASALEN BASHKIR

In den Karbonatgeröllen der Marbella Formation finden sich unabhängig vom Faziestypus hin und wieder Hundezahnzemente, vadose Silte und syntaxiale Zemente um Echinodermenreste. Lösungshohlräume bis über Zentimetergröße sind mit braunem, homogenem oder laminiertem Mikrit verfüllt. Diese Phänomene deuten auf Heraushebung, frühdiagenetische Lösung und Diagenese unter meteorischen Verhältnissen hin. Der Zeitpunkt der Vorgänge ist unbekannt. In Frage kommt der Zeitraum vom basalen Namur bis nach dem basalen Bashkir.

Styloolithen sind verbreitet, teilweise finden sich Stylobrekzien. Ihre Entstehung wird weniger auf Drucklösung durch Auflast als vielmehr auf tektonische Vorgänge zurückgeführt, da die rasche Aufarbeitung noch im Oberkarbon eine mächtigere Überdeckung durch jüngere Sedimente ausschließt. Eine mehrphasige, spät- bis postdiagenetische Beanspruchung wird durch bis zu 1 cm dicke Calcitadern dokumentiert. Sie treten in mindestens zwei, sich gegenseitig versetzenden Generationen auf. Manche Gerölle sind so stark beansprucht, daß sie als tektonische Brekzien bezeichnet werden müssen.

Die tektonische Beanspruchung der Karbonate ist die konsequente Fortsetzung der frühdiagenetischen Heraushebung in meteorische Verhältnisse. Weitere Hebungen, vermutlich nach dem basalen Bashkir führten durch Dehnungserscheinungen zur Bildung von Calcitadern und sorgten schließlich für die Abtragung und Aufarbeitung des ehemaligen Karbonatschelfs in den Debrisflow-Sedimenten der Marbella Formation.

## 6.2 DIE ENTWICKLUNG DES KRISTALLINEN HINTERLANDS

Im kristallinen Klastenspektrum der Konglomerate aus dem Retamares Member der Westlichen Betischen Kordillere dominieren Gneise, eingeschlossen seltener kristalliner Schiefer (Abb. 6). Granite sind selten. Dagegen schieben sich in der Marbella Formation Granite, aplitische Granite und Granitpegmatite stärker in der Vordergrund und verdrängen die Vorherrschaft der Metamorphite. BUCHROITHNER et al. (1980b) fanden in der Marbella Formation am Río Turon (Ardales) ein Schwermineralspektrum mit 10-20 % Granat, 35-60 % Apatit und Zirkon-Turmalin-Rutil als restlichen Prozentsatz. Am Cerro La Peluca bilden Apatit, Granat und Zirkon-Turmalin-Rutil etwa je ein Drittel des Spektrums. Somit entspricht das Schwermineralspektrum etwa dem Anteil der Kristallingerölle.

Die Umstellung des Geröllspektrums vom Retamares Member zur Marbella Formation deutet auf die Freilegung saurer Plutonite nach einer weitgehenden Abtragung der metamorphen Hüllgesteine im Liefergebiet hin oder aber auf die Intrusion frühvariszischer, saurer Granite als Hinweis auf orogene Bewegungen. Die Umstellung im Liefergebiet für die Westliche Betische Kordillere fand im frühen Oberkarbon statt. In Menorca und in den Pyrenäen setzt im Unter-/Oberkarbon-Grenzbereich ebenfalls eine starke Apatitschüttung ein (= Erosion saurer Plutonite), die bis zur variszischen Diskordanz erhalten bleibt (STATTEGGER 1978, 1979).

Nicht vergleichbar mit der Westlichen Betischen Kordillere ist das Geröllspektrum aus der Marbella Formation der Zone von Cogollos Vega. Dort treten keine Granite auf. Die nichtsedimentären Gerölle werden von Gneisen und basischen Vulkaniten gestellt. Damit ist die Zone von Cogollos Vega eng mit dem Korridor von Vélez Rubio zu vergleichen, wo in den Schwermineralspektren der Marbella Formation mehr als 90 % Granat auftreten kann (BUCHROITHNER et al. 1980b). Als Bereitstellungsraum wurde an die metamorphen Internzonen des

Betikums gedacht, deren Nähe zum Ablagerungsraum der Marbella Formation im Korridor von Vélez Rubio und in der Zone von Cogollos Vega die Unterdrückung anderer Liefergebiete als Lokaleffekt bewirkt haben könnte.

Die Konglomerate des Retamares Member aus dem Korridor von Vélez Rubio unterscheiden sich nach ihrer Schwermineralführung (35-60 % Apatit) ebenfalls von den granitarmen bis granitfreien Geröllspektren aus der Westlichen Betischen Kordillere.

BUCHROITHNER et al. (1980b) rekonstruierten nach Schwermineralspektren die Entwicklung des kristallinen Hinterlands der Malagiden im Silur und Devon. Die stratigraphische Einstufung der Proben stützte sich auf die Datierung von Kalksteinlinsen durch Conodonten (KOCKEL 1959, KOCKEL & STOPPEL 1962). Da diese inzwischen als allochthone Gleitkörper erkannt sind (HERBIG 1983), ist eine Rekonstruktion in diesem Sinn nicht möglich.

## 6.3 DAS LIEFERGEBIET DER KALKGERÖLLE

Die als Kontinentalhang-Ablagerungen submariner Canyons interpretierte Marbella Formation enthält bis zu mehrere Meter große, angulare Kalkblöcke. Sie lassen auf ein eng benachbartes Liefergebiet schließen. Aus den Malagiden sind jedoch keine der in den Geröllen des Retamares Member und der Marbella Formation überlieferten Typen in situ bekannt.

Die Malagiden sind eine erst in der alpidischen Orogenese in ihre heutige Position eingeschobene Decke. Die mesozoisch-tertiäre Plattentektonik zerstörte die durch die variszische Orogenese geschaffenen Zusammenhänge im westlichen Mittelmeerraum völlig. Deswegen könnte der ursprüngliche Sedimentationsraum der Gerölle unter Umständen weit entfernt von der heutigen Position der Malagiden noch erhalten sein. Ein Vergleich der aus den Geröllen synthetisierten Schichtfolge mit den heute bekannten paläozoischen Sedimentationsräumen im westlichen Mittelmeer soll darüber Aufschluß geben.

Alle anderen Massive des Alboran-Blocks (Große und Kleine Kabylen, Massiv von Chenoua, Menorca, die Internzonen des Rif) bildeten im Devon und Karbon zusammen mit den Malagiden einen einheitlichen, überwiegend detritisch entwickelten Sedimentationsraum des tiefen Wassers (BOURROUILH 1976; BOURROUILH & GORSLINE 1979). Die einzelnen Fragmente führen zum Teil vergleichbare Gerölle wie in den Malagiden und kommen als Liefergebiet nicht in Frage. Die fazielle Entwicklung des Devon und Karbon der Katalaniden ist mit der des Alboran-Blocks eng vergleichbar und schließt sie ebenfalls als Liefergebiet aus.

Die Varisziden Südspaniens kommen als Liefergebiet ebenfalls nicht in Frage: Aus der Ossa-Morena-Zone sind zwar NE und NW Cordobas Flachwasserkalke des Obervisé mit fast identischen Fossilvergesellschaftungen und Mikrofaziestypen wie in den Geröllen der Malagiden bekannt (CROUSILLES et al. 1976; MAMET & MARTINEZ 1981). Doch Kalke des Namur El sind fraglich, jüngere Kalke fehlen. Insbesondere scheidet die Ossa-Morena-Zone wegen regional fehlenden Oberdevons bzw. wegen einer klastischen Faziesentwicklung im Oberdevon als Liefergebiet aus. Die südportugiesische Zone weicht in ihrer stratigraphischen Entwicklung völlig von der geforderten Schichtenfolge ab.

BOURROUILH & LYS (1977) verknüpfen die Kalkgerölle des Obervisé bis Unternamur in der Internzone des Rif und die analogen Konglomerate der Marbella Formation mit dem Becken von Colomb-Bechar, indem sie Zusammenhänge in der Foraminiferenfauna postulieren. Da die Foraminiferen des gesamten nordafrikanisch-europäischen Raums der Tethys-Provinz angehören (Abschnitt 5.3.2), ist diese Argumentation hinfällig. Zum anderen unterscheiden sich Kalkalgen (Abschnitt 5.3.1) und rugose Korallen (Abschnitt 5.3.3) in den Geröllen der Marbella Formation und im Becken von Colomb-Bechar. Neben dem Problem der übergroßen Transportweite (BUCHROITHNER et al. 1980a, b) scheidet damit Gebiete S der Südatlas-Störung aus biogeographischen Gründen als Liefergebiet aus.

Das Variszikum der marokkanischen Meseta wurde bereits als Liefergebiet für die mittel- und oberdevonischen Kalkgerölle Menorcas diskutiert (BUCHROITHNER et al. 1980a). Regional bestehen auf der marokkanischen Meseta große fazielle Unterschiede in der Sedimentationsgeschichte. Verallgemeinernd sind jedoch pelagische Kalktypen des Givet und des Oberfrasné bis Unterfrasné nachgewiesen. Wie in den Geröllen der Betischen Kordillere fehlt das untere Frasné. Allerdings fehlen auch Karbonate des höheren Faménne, die in den Geröllen der Malagiden und vereinzelt auch Menorcas (Typus D/2, Ostracoden-Wackestone; BUCHROITHNER et al. 1980: 181) nachgewiesen wurden. Die in den Geröllen der Malagiden überlieferten radiolarienführenden Kalke des Obertournai und die wahrscheinlich mit ihnen verknüpften Lydite sind von der marokkanischen Meseta nicht bekannt. Das Obervisé ist regional durch flachmarine Kalke charakterisiert, die mit den Geröllen in den Malagiden vergleichbar zu sein scheinen. Allerdings setzt noch im Obervisé eine Flyschfazies ein und gegen Ende des Visé oder im frühen Namur endet die Sedimentationsgeschichte auf der marokkanischen Meseta (MICHARD 1978). Die in den Geröllen der Malagiden im Unternamur und im basalen Bashkir auftretenden Kalke sind somit nicht aus Mittelmarokko bekannt.

Zusammenfassend ähnelt die Sedimentationsgeschichte der marokkanischen Meseta der aus den Geröllen der Malagiden synthetisierten Schichtfolge. Die Abweichungen erscheinen jedoch zu groß, um die marokkanische Meseta als Liefergebiet ansprechen zu können. Damit ist keiner der heute bekannten paläozoischen Sedimentationsräume des W Mittelmeergebiets das Liefergebiet für die Gerölle im Karbonflysch der Malagiden. Das Liefergebiet scheint völlig erodiert oder durch spätere plattentektonische Bewegungen subduziert worden zu sein. Berücksichtigt man die bipolare N-S-Einregelung der Gerölle in den Malagiden, den postulierten NW-gerichteten Transport der Gleitscholle am Arroyo de la Cruz (Abschnitt 4) und die Ähnlichkeit mit dem Paläozoikum der marokkanischen Meseta, so ist eine Herkunft der Gerölle aus Süden wahrscheinlich.

## D A N K

Die vorliegende Arbeit entstand als Dissertation am Institut für Paläontologie der Universität Erlangen-Nürnberg im Rahmen des von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderten Projektes FL 42/44 (Vergleichende Untersuchungen der Mikrofazies und Fossilführung von Kalkgeröllen im Karbon-Flysch). Die Geländearbeiten wurden mit Einverständnis der Comisión Nacional de Geología (94/81 und 85/82) durchgeführt.

Für die Themenstellung, Diskussion und die Einführung in das Gelände auf einer Reise mit Prof. Dr. H.W. Flügel und Dr. K. Stattegger (Graz) möchte ich ganz besonders meinem Lehrer, Prof. Dr. E. Flügel danken.

Prof. Dr. H.W. Flügel danke ich für die freundliche Aufnahme anlässlich eines Be-

suchs in Graz und die Hilfe bei der Bestimmung der Korallen. Für die umfangreichen Bestimmungen der Foraminiferen und Kalkalgen bin ich Prof. Dr. B. Mamet (Montreal) zu großem Dank verpflichtet, ebenso Prof. Dr. W. Buggisch (Erlangen) für die Bestimmung der oberdevonischen Conodonten. Dr. W.-Ch. Dullo (Erlangen) übernahm dankenswerterweise die rasterelektronischen Aufnahmen. Für wichtige Hinweise danke ich Prof. Dr. J. Gandl (Würzburg), Prof. Dr. D. Henningsen (Hannover) und Dr. F. Engel (Göttingen).

Allen Angehörigen des Paläontologischen Instituts gilt mein Dank für die vielfältige Unterstützung, insbesondere aber Frau M.-L. Neufert für die photomikroskopischen Aufnahmen.

## L I T E R A T U R

- ALTEVOGT, G. (1966): *Lithostrotium scoticum* (Rugosa) aus dem Visé von Zafra/Spanien.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1966/8, 494-500, 5 Abb., Stuttgart
- AZEMA, J. (1961): Etude géologique des abords de Málaga (Espagne).- *Estud. geol.*, 17, 131-160, 29 Abb., 1 geol. Karte, Madrid
- BESSIERE, G., FEIST, R. & PERRET, M.F. (1980): Conodont biostratigraphy in Carboniferous limestones of Southern France.- *Abh. Geol. Bundesanst.*, 35, 187, Wien
- BLUMENTHAL, M.M. (1927): Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Cordilleren von Central- und Südwest-Andalusien.- *Eclogae geol. Helvet.*, 20, 487-532, 1 Abb., Taf. 18, Basel
- (1928 a): L'existence du Bétique de Málaga dans la région de Grenade.- *C.R. Acad. Sci.*, 187, 1059-1062, 2 Abb., Paris
- (1928 b): Sur les relations tectoniques entre le Bétique de Málaga et le Bétique de Grenade.- *C.R. Acad. Sci.*, 188, 69-71, 1 Abb., Paris
- (1930): Beiträge zur Geologie der betischen Cordilleren beiderseits des Río Guadalhorce.- *Eclogae geol. Helvet.*, 23, 41-293, 24 Abb., Taf. 7-9, Basel
- (1933): Das Paläozoikum von Málaga als tektonische Leitzone im alpidischen Andalusien.- *Geol. Rdsch.*, 24, 170-187, 3 Abb., Berlin
- (1949): Estudio geológico de las cadenas costeras al oeste de Málaga, entre el Río Guadalhorce y el Río Verde.- *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 62, 11-203, 6 Abb., 4 Taf., 2 Beil., Madrid
- BODENHAUSEN, J.W.A., FONTBOTE, J.M. & SIMON, O.W. (1967): Sur la presence d'éléments du Bétique de Málaga au sud de la Sierra Nevada, près de Cherín (Espagne Méridionale).- *Geol. & Mijnb.*, 46, 397-399, 1 Abb., 's Gravenhage
- BOLL, F.-C. (1983): Der Wandel der rugosen Korallenfaunen der Flachwasser-Fazies im Karbon des Kantabrischen Gebirges (Nordspanien).- *Diss., Univ. Tübingen*, 275 S., 73 Abb., Tübingen

- BOOGAARD, M. VAN DEN (1965): Two conodont faunas from the Paleozoic of the Betic of Málaga near Vélez Rubio, S.E. Spain.- Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch., Serie B, 68, 7 Abb., Amsterdam
- BOULIN, J. (1970): Les zones internes des cordillères bétiques de Málaga à Motril.- Ann. Hébert et Haug. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci., 10, 1-239, Paris
- BOULIN, J. & LYS, M. (1968): Nouveaux repères paléontologiques dans le Carbonifère des Monts de Málaga (Espagne méridionale).- C.R. Acad. Sci., (D), 266, 1561-1563, Paris
- BOURGOIS, J. (1978): La transversale de Ronda (Cordillères bétiques, Espagne). Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar.- Ann. Sci. Univ. Besançon, Géol., 3ème série, 30, 445 S., 216 Abb., 8 Beil., Besançon
- (1980): De l'origine ultra-bétique des Malaguides (zones internes bétiques, Espagne).- Geologica Romana, 19, 151-170, 16 Abb., Rom
- BOURROUILH, R. (1970) in: BOURGOIS, J., BOURROUILH, R., CHAUVE, P., DIDON, J., DURAND-DELGA, M., FOURCADE, E., FOUCAULT, A., PAQUET, J., PEYRE, Y. & RANGHEARD, Y.: Données nouvelles sur la géologie des Cordillères bétiques.- Ann. Soc. Géol. Nord, 90/4, 347-393, 26 Abb., Lille
- (1976): On the initial fit of continental blocs of Western Mediterranean Area.- 25th Int. Geol. Congress, Sydney, 1, S. 77, Sydney
- BOURROUILH, R. & GORSLINE, D.S. (1979): Pre-Triassic fit and alpine tectonics of continental blocks in the western Mediterranean.- Bull. Geol. Soc. Amer., 90/1, 1074-1083, 5 Abb., Boulder
- BOURROUILH, R. & LYS, M. (1977): Sédimentologie et micropaléontologie d'olistostromes et coulées boueuses du Carbonifère des zones internes bético-kabylo-rifaines (Méditerranée occidentale).- Ann. Soc. Géol. Nord, 97, 87-94, 2 Abb., Lille
- BOURROUILH, R., COCOZZA, T., DEMANGE, M., DURAND-DELGA, M., GUEIRARD, S., GUITARD, G., JULIVERT, M., MARTINEZ, F.J., MASSA, D., MIROUSE, R. & ORSINI, J.B. (1980): Essai sur l'évolution paléogéographique, structurale et métamorphique du Paléozoïque du Sud de la France et de l'Ouest de la Méditerranée.- Ann. Soc. Géol. Nord, 99/1, 159-188, 11 Abb., Ville-neuve d'Ascq
- BRADY, H.B. (1876): A monograph of Carboniferous and Permian foraminifera (the genus Fusulina excepted).- Palaeontogr. Soc. London, 30, 1-166, Taf. 1-12, London
- BROWNE, R.G. & POHL, E.R. (1973): Stratigraphy and genera of calcareous foraminifera of the Fraileys facies (Mississippian) of Central Kentucky.- Bull. Amer. Paleont., 64/280, 173-243, Taf. 22-31, Chigaco
- BUCHROITHNER, M.F. (1979): Die Conodontenchronologie im Karbon der Pyrenäen.- Mitt. österr. geol. Ges., 70, (1977), 75-118, 2 Abb., 3 Tab., 4 Taf., Wien
- BUCHROITHNER, M.F., FLÜGEL, E., FLÜGEL, H.W. & STATTEGGER, K. (1980 a): Die Devongerölle des paläozoischen Flysch von Menorca und ihre paläogeographische Bedeutung.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 159/2, 172-224, 13 Abb., 7 Tab., Stuttgart
- , --, -- & -- (1980 b): Mikrofazies, Fossilien und Herkunft der Kalk-Gerölle im Karbon-"Flysch" der Betischen Kordilleren, Spanien.- Facies, 2, 1-54, Taf. 1-8, 2 Abb., 1 Tab., Erlangen
- BUNTFUSS, J. (1970): Die Geologie der Küstenketten zwischen dem Río Verde und dem Campo de Gibraltar (Westliche Betische Kordillere/Südspanien).- Geol. Jb., 88, 373-420, 2 Abb., 5 Taf., Hannover
- CARTER, R.M. (1975): A discussion and classification of subaqueous mass transport with particular application to grain-flow, slurry-flow, and fluxoturbidites.- Earth-Sci. Rev., 11, 145-177, 7 Abb., Amsterdam
- CONIL, R. & LYS, M. (1964): Matériaux pour l'étude micropaléontologique du Dinantien de la Belgique et de la France (Avesnois).- Mem. Inst. Géol. Univ. Louvain, 23: Ière partie: Algues et Foraminifères; IIème partie: Foraminifères. 296 S., 33 Abb., 42 Taf., Louvain
- & -- (1966): Foraminifères et algues du Tournaisien supérieur et du Viséen de la Belgique.- Ann. Soc. Géol. Belg., 89, Bull. 6, 207-221, 3 Taf., Bruxelles

- CONIL,R., GROESSENS,E. & LYS,M. (1973): Etude micropaléontologique de la tranchee d'Yves-Gomezee (Tn 3c-VI-V2, Belgique).- Bull. Soc. Belge Géol. Paleont. Hydrol., 82/1, 201-239, 1 Abb., 6 Taf., Brüssel
- CONIL,R., LONGERSTAY, P. J. & RAMSBOTTOM,W.H.C. (1979): Matériaux pour l'étude micropaléontologique du Dinantien de Grande-Bretagne.- Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, 30, 187 S., 30 Taf., Louvain
- CROUSILLES,M., DIXSAUT,Ch., LYS,M. & TAMAIN,G. (1976): Sur les calcaires du Carbonifère inférieur du Nord de Cordoue (Espagne) et leur âge viséen supérieur d'après la microfaune.- Ann. Soc. Géol. Nord, 96/4, 399-406, 3 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Villeneuve d'Ascq
- DE BOOY,T. & EGELER,C.G. (1961): The occurrence of Bétic of Málaga in the Sierras de Almagro, Cabrera and Alhamilla (SE Spain).- Geol. & Mijnb., 40/6, 209-218, 7 Abb., 's Gravenhage
- DERVILLE,P.H. (1931): Les marbres du calcaire Carbonifère en Bas-Boullonnais.- 322 S., 24 Taf., Straßburg (O. Boehm)
- DIDON,J. & GARCIA-DUENAS,V. (1976): Les Cordillères Bétiques centrales et orientales. (C.R. Réunion. extraord. Soc. géol. France, 22. sept. - 2. oct. 1975).- Bull. Soc. Géol. France, (7), 18, 583-599, 7 Abb., Paris
- DURAND DELGA,M. (1964): Essai sur la structure des domaines émergés autour de la Méditerranée occidentale.- Geol. Rdsch., 53, (1963), 534-535, Stuttgart
- (1968): Coup d'oeil sur les unités malaguides des Cordillères bétiques (Espagne).- C.R. Acad. Sci., (D), 266, 190-193, Paris
- DURAND DELGA,M. & FOUCAULT,A. (1967): La Dorsale bétique, nouvel élément paléogéographique et structural des Cordillères bétiques, au bord sud de la Sierra Arana (prov. de Grenade, Espagne).- Bull. Soc. Geol. France, (7), 9, 723-728, 3 Abb., Paris
- DÜRR,St.H. (1967): Geologie der Serranía de Ronda und ihrer südwestlichen Ausläufer (Andalusien).- Geologica Romana, 6, 1-73, 18 Abb., 5 Beil., Rom
- DÜRR,St., HOEPPENER,R., HOPPE,P. & KOCKEL,F. (1962 a): Die Geologie der Berge zwischen dem Guadalhorce und dem Campo de Gibraltar (Südspanien).- Geol. Rdsch., 51, (1961), 239-249, 3 Abb., Taf. 9, Stuttgart
- ,--,-- & -- (1962 b): Géologie des montagnes entre le Río Guadalhorce et le Campo de Gibraltar (Espagne méridionale).- Livre Mém Prof. P. FALLOT, 1, 209-227, 4 Abb., 1 Taf., Paris
- EBNER,F. (1973): Foraminiferen aus dem Paläozoikum der Karnischen Alpen.- Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, H., 34, 55 S., 2 Abb., 1 Tab., 9 Taf., Graz
- (1977): Die Gliederung des Karbons von Graz mit Conodonten.- Jb. geol. Bundesanst., 120/2, 449-493, 1 Abb., 3 Tab., 6 Taf., Wien
- EGELER,C.G. & SIMON,O.J. (1969 a): Orogenic evolution of the Betic zone (Betic Cordilleras, Spain), with emphasis on the nappe structures.- Geol. & Mijnb., 48, 296-305, 3 Abb., 2 Beil., 's Gravenhage
- & -- (1969 b): Sur la tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne).- Verhandelingen Kon. Ned. Akad. Wetensch., Afd. Nat., 1. reeks, 25/3, 90 S., 16 Abb., 3 Taf., Amsterdam
- FALLOT,P. (1929): Rapports du Subbétique avec le Bétique dans les Sierras Tercia et España (Prov. de Murcie).- C.R. Acad. Sci., 188, 404-406, Paris
- FEDOROWSKI,J. (1971): Aulophyllidae (Tetracoralla) from the Upper Viséan of Sudetes and Holy Cross Mountains.- Palaeontogr. Polonica, 24, (1970), 1-137, 52 Abb., 9 Tab., 23 Taf., Warschau
- FELDER,TH.E. (1978): Zur geologischen Entwicklung der Betischen Internzonen der westlichen Serranía de Ronda (Prov. Málaga, Spanien).- Mitt. Geol. Inst. Eidg. Techn. Hochschule u. d. Univ. Zürich, Neue Folge, 222, IV+169 S., 31 Fig., 1 Karte, Zürich
- FERNEX,F. (1963): Les ensembles tectoniques bétiques de la région de Lorca (Espagne méridionale).- Bull. Soc. Géol. France, (7), 5, 370-374, 2 Abb., Paris

- FISHER, R.V. (1971): Features of coarse-grained, high concentration fluids and their deposits.- *J. Sed. Petrol.*, 41, 916-927, 10 Abb., Tulsa
- FLÜGEL, E. (1972): Mikrofazielle Untersuchungen in der Alpenen Trias. Methoden und Probleme.- *Mitt. Geol. Bergbaustud.*, 21, 9-64, 1 Abb., 5 Tab., 9 Taf., 1 Beil., Innsbruck
- (1982): Microfacies analysis of limestones.- 633 S., 78 Abb., 58 Tab., 53 Taf., Berlin, Heidelberg, New York (Springer)
- FOLK, R.L. (1959): Practical petrographic classification of limestones.- *Amer. Ass. Petrol. Geol., Bull.*, 43/1, 1-38, 41 Abb., 5 Taf., Tulsa
- (1962): Spectral subdivision of limestone types.- *Amer. Ass. Petrol. Geol., Mem.*, 1, 62-84, 7 Abb., 3 Tab., 1 Taf., Tulsa
- FONTBOTÉ, J.M. & ESTÉVEZ, A. (1980): Geología de la Cordillera Bética.- *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 91/2, 249-292, 27 Abb., Madrid
- FOUCAULT, A. & PAQUET, J. (1970): La structure de l'ouest de la Sierra Arana (prov. de Grenade, Espagne).- *C.R. Acad. Sci., (D)*, 271, 16-19, 2 Abb., Paris.
- GARCÍAS-DUEÑAS, V. & NAVARRO-VILA, F. (1976): Alpujarrides, Málagauides et autres unités allochtones au Nord de la Sierra Nevada (Cordillères Bétiques, Andalousie).- *Bull. Soc. géol. France*, (7), 18, 641-648, 2 Abb., Paris
- GEEL, T. (1973): The geology of the Betic of Málaga, the Subbetic and the zone between these two units in the Vélez Rubio area (Southern Spain).- *GUA papers Geology, Ser. 1*, 5, 178 S., 40 Abb., Anhang I-II, 4 Beil., Amsterdam
- HAMPTON, M.A. (1972): The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents.- *J. Sed. Petrol.*, 42, 775-793, 14 Abb., Boulder
- HEIN, F.J. & WALKER, R.G. (1982): The Cambro-Ordovician Cap Enragé Formation, Québec, Canada: conglomeratic deposits of a braided submarine channel with terraces.- *Sedimentology*, 29/3, 309-329, 20 Abb., 1 Tab., Oxford
- HERBIG, H.-G. (1983): El Carbonífero de las Cordilleras Béticas.- In: MARTINEZ-DIAZ, C. (ed.): Carbonífero y Permiano de España.- 10. Congr. Intern. Estrat. Geol. Carbonífero, 345-356, 379-380, Abb. X.1. - X.3., Madrid
- HERBIG, H.-G. & MAMET, B. (im Druck): Stratigraphy of the limestone boulders, Marbella Formation (Betic Cordillera, Southern Spain).- *C.R. 10. Congr. Intern. Estrat. Geol. Carbonífero*, Madrid 1983, im Druck
- HERMES, J.J. (1966): Tintinnids from the Silurian of the Betic Cordilleras, Spain.- *Rev. Micropaléont.*, 8/4, 211-214, 1 Taf., Paris
- HIGGINS, A.C. (1974): Conodont zonation of the Lower Carboniferous of Spain and Portugal.- *Int. Symp. Belg. Micropaleont. Limits*, Publ. 4, 17 S., 7 Abb., Namur
- (1981): The distribution of conodonts in relation to the palaeogeography of late Viséan-Namurian time.- In: NEALE, J.W. & BRASIER, M.D. (eds.): *Microfossils from Recent and fossil shelf seas*.- 37-51, 8 Abb., Chichester/England (Ellis Horwood Ltd.)
- HIGGINS, A.C. & WAGNER-GENTIS, C.H.T. (1982): Conodonts, goniatites and biostratigraphy of the earlier Carboniferous from the Cantabrian Mountains, Spain.- *Palaeontology*, 25/2, 313-350, 16 Abb., Taf. 34-36, London
- HILL, D. (1938-1941): A monograph on the Carboniferous rugose corals of Scotland.- *Palaeontogr. Soc. London*, 91 (1938): 1-78, Abb. A-B, Tab. 1-8, Taf. 1-2; 92 (1939): 79-114, Taf. 3-5; 94 (1940): 115-204, Abb. C, Taf. 6-11; 95 (1941): 205-213, London
- HOEPPENER, R., HOPPE, P., DÜRR, St., MOLLAT, H. (1964): Ein Querschnitt durch die betischen Kordilleren bei Ronda (SW Spanien).- *Geol. & Mijnb.*, 43/7, 282-298, 6 Abb., 's Gravenhage
- HOEPPENER, R., HOPPE, P., MOLLAT, H., MUCHOW, S., DÜRR, St., KOCKEL, F. (1963): Über den westlichen Abschnitt der Betschen Kordillere und seine Beziehungen zum Gesamtorogen.- *Geol. Rdsch.*, 53, 269-296, 4 Abb., Stuttgart
- HUBERT, J.F., SUCHECKI, R.K. & CALLAHAN, R.K.M. (1977): The Cow Head Breccia: Sedimentology of the Cambro-Ordovician continental margin, Newfoundland.- *Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Publ.*, 25, 125-154, 25 Abb., Tulsa

- IGME (INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA, 1978): Mapa geológico de España, 1:50000, La Peza 1010 (20-41).- 81 S., 6 Abb., 1 geol. Karte, Madrid
- JACQUIN, J.-P. (1968): Données nouvelles sur la géologie de la Sierra de Gador.- Bull. Féd. Soc. Hist. Nat. Franche-Comté, 70, ser. 4, 88-93, 2 Abb., Besançon
- KAZMIERCZAK, J. (1976): Volvocacean nature of some Paleozoic non-radiosphaerid calcispheres and parathuramminid "foraminifera".- Acta Palaeont. Polonica, 21, 245-258, 1 Abb., Taf. 19-22, Warschau
- KELLING, G. & HOLROYD, J. (1978): Clast size, shape, and composition in some ancient and modern fan gravels.- In: STANLEY, D.J. & KELLING, G.: Sedimentation in submarine canyons, fans, and trenches.- S. 138-159, Abb. 11-11, 11-12, Stroudsburg
- KLAPPER, G. & ZIEGLER, W. (1979): Devonian conodont biostratigraphy.- In: HOUSE, M.R., SCRUTTON, C.T. & BASSETT, M.G. (eds.): The Devonian system.- Spec. Pap. Palaeont., 23, 199-224, 8 Abb., London
- KOCKEL, F. (1958): Conodonten aus dem Paläozoikum von Málaga (Spanien).- N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., 1958/6, 255-262, 1 Abb., Stuttgart
- (1959): Conodontos del Paleozoico de Málaga.- Not. Com. Inst. Geol. Min. España, 53, 149-164, 1 Abb., Madrid
- (1963): Die Geologie des Gebietes zwischen dem Río Guadalhorce und dem Plateau von Ronda (Südspanien).- Geol. Jb. 81, (1964), 413-480, 17 Abb., 3 Taf., Hannover
- KOCKEL, F. & STOPPEL, D. (1962): Nuevos hallazgos de conodontos y algunos cortes en el Paleozoico de Málaga (Sur de España).- Not. Com. Inst. Geol. Min. España, 68, 133-170, 9 Abb., 2 Taf., Madrid
- KREBS, W. (1974): Devonian carbonate complexes of Central Europe.- In: LAPORTE, L.F. (ed.): Reefs in time and space.- Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Publ., 18, 155-208, 25 Abb., Tulsa
- LANE, H.R., SANDBERG, C.A. & ZIEGLER, W. (1980): Taxonomy and phylogeny of some Lower Carboniferous conodonts and preliminary standard post-*Siphonodella* zonation.- Geologica et Palaeontologica, 14, 117-164, 3 Abb., 11 Tab., 10 Taf., Marburg
- LOWE, D.R. (1979): Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits.- Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Publ., 27, 75-82, 4 Abb., Tulsa
- LYS, M. (1976): Valorisation par microfaunes du Bashkirien inférieur (Namurien B) (sous-zone R<sub>2</sub>) dans le Bassin Houiller du Nord de la France (groupes de Douai et Valenciennes).- Ann. Soc. Géol. Nord, 96/4, 379-385, 1 Taf., Villeneuve d'Ascq
- (1979): Micropaléontologie (foraminifères) des formations marines du Carbonifère Saharien.- C.R. 8. Congr. Int. Geol. Strat. Carbonifère, Moskau 1976, 2, 37-47, 2 Abb., Moskau
- MAC GILLAVRY, H.-J. & GEEL, T. (1962): Note préliminaire sur la série géologique des environs de Vélez Rubio (Sud de l'Espagne).- Livre Mém. Prof. P. FALLOT, 1, 169-174, 1 Abb., Paris (Soc. géol. France)
- MAC GILLAVRY, H.J., ROEP, TH.B. & GEEL, T. (1960): Notes on the Betic of Málaga near Vélez Rubio (SE Spain).- Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch., 63, 623-626, Amsterdam
- MAMET, B. (1968): Sur les microfaciès calcaires du Viséen de la Montagne Noire (France).- Rev. Micropaléont., 11/3, 121-136, 6 Abb., 5 Taf., Paris
- (1970): Carbonate microfacies of the Windsor Group (Carboniferous), Nova Scotia and New Brunswick.- Geol. Surv. Canada, Paper 70-21, 121 S., 16 Abb., 19 Taf., Ottawa
- (1974): Une zonation par Foraminifères du Carbonifère Inférieur de la Téthys occidentale.- 7e Congr. Intern. Strat. Géol. Carbonifère, Krefeld, 1971, 3, 391-407, 4 Abb., Krefeld
- MAMET, B. & MARTINEZ, C. (1981): Late Visean microfossils of the Las Caleras Bajas Limestone (Cordoba, Spain).- Rev. Española Micropaleont., 13/1, 105-118, 1 Abb., 3 Taf., Madrid

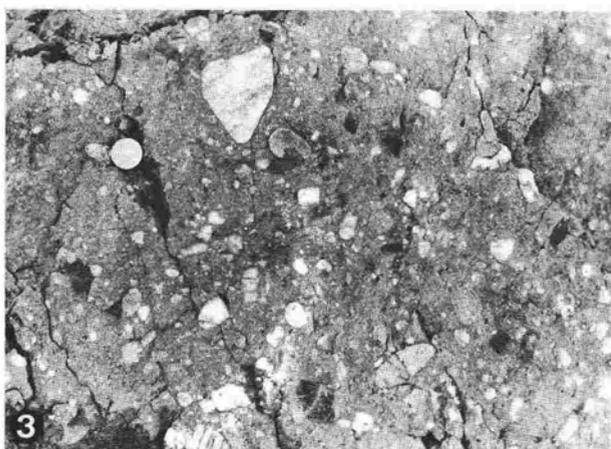
- MAMET, B. & ROUX, A. (1976): Algues rouges Dévoniennes et Carbonifères de la Téthys occidentale. 4me partie.- Rev. Micropaléont., 19/4, 215-266, 13 Abb., 2 Tab., 9 Taf., Paris
- MAMET, B. & SKIPP, B. (1971): Lower Carboniferous calcareous Foraminifera: preliminary zonation and stratigraphic implications for the Mississippian of North America.- 6e Congr. Intern. Strat. Geol. Carbonifère, Sheffield, 1967, 3, 1129-1146, 10 Abb., Sheffield
- & -- (1979): Lower Carboniferous Foraminifera - paleogeographic implications.- C.R. 8. Congr. Int. Geol. Strat. Carbonifère, Moscou 1976, 2, 48-66, 12 Abb., Moscou
- MARKS, P. & WENSINK, H. (1970): Conodonts and the age of the "Griotte" Limestone Formation in the Upper Aragon valley (Huesca, Spain).- Proc. Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch., Ser. B., 73, 3, 238-275, 7 Abb., 4 Tab., 4 Taf., Amsterdam
- MARTINEZ COLLADO, J.M. (1978): Bibliografía geológica de las Cordilleras Béticas.- Bol. Real Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), 76, 89-171, Madrid
- MAUTHE, F. (1971): La Geología de la Serranía de Ronda (Cordillera bética occidental).- Bol. Inst. Geol. Min. España, 82, 1-36, 2 Abb., 4 Beil., Madrid
- MICHARD, A. (1976): Eléments de géologie Marocaine.- Not. Mem. Serv. Geol., 252, 221 Abb., 8 Tab., 6 Taf., 2 Beil., Rabat
- MICHELAU, P. (1943): Das Paläozoikum der Betischen Ketten nordwestlich von Málaga.- Diss., 44 S., 6 Abb., 1 geol. Karte, Berlin
- MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A. (1976): Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows.- In: STANLEY, D.J. & SWIFT, D.J.P. (eds.): Marine sediment transport and environmental management.- 197-218, 10 Abb., New York (Wiley)
- MOLLAT, H. (1968): Schichtfolge und tektonischer Bau der Sierra Blanca und ihrer Umgebung (Betische Kordilleren, Südspanien).- Geol. Jb., 86, 471-532, 4 Abb., 1 Tab., Taf. 34-38, Falttaf. 39-40, Hannover
- MON, R. (1969): Rapports entre la nappe de Malaga et les unités alpujarrides à l'Ouest de Malaga (Espagne).- C.R. Acad. Sci., (D), 268, 1008-1011, 1 Abb., Paris
- (1971): Estudio geológico del extremo occidental de los Montes de Málaga y de la Sierra de Cártama (Prov. de Málaga).- Bol. Inst. Geol. Min. España, 82/2, 132-146, 11 Abb., 2 Taf., Madrid
- NARDIN, T.R., HEIN, F.J., GORSLINE, D.S. & EDWARDS, B.D. (1979): A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems.- Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Publ., 27, 61-73, 3 Tab., Tulsa
- NAVARRO, A. & TRIGUEROS, E. (1960): Nuevo yacimiento paleontológico en las series béticas (Vélez Blanco - Lumbreras).- Not. Com. Inst. Geol. Min. España, 59, 37-40, Madrid
- & -- (1963): Problemas de las Béticas españolas.- Bol. Inst. Geol. Min. España, 74, 415-469, 15 Abb., Madrid
- NAYLOR, M.A. (1981): Debris flow (olistostromes) and slumping on a distal passive continental margin: the Palombini limestone-shale sequence of the northern Apennines.- Sedimentology, 28/6, 837-852, 16 Abb., Cambridge
- NGUYEN DUC TIEN (1980): Remarques sur quelques formes de "Calcisphères".- Rev. Micropaléont., 23/1, 55-62, 4 Abb., 1 Taf., Paris
- PADGETT, G., EHRLICH, R., MOODY, M. (1977): Submarine debris flow deposits in an extensional setting - Upper Devonian of Western Morocco.- J. Sed. Petrol., 47/2, 811-818, 4 Abb., Boulder
- PAQUET, J. (1962 a): Contribution à l'étude géologique de la Sierra Espuña (Province de Murcie, Espagne).- Ann. Soc. Geol. Nord, 82, 9-17, 8 Abb., Lille
- (1962 b): Les différentes unités de la Sierra de l'Espuña (province de Murcie, Espagne).- C.R. Acad. Sci., 255, 2995-2997, Paris
- PERCONIG, E. (1962): Sur la constitution géologique de l'Andalousie Occidentale en particulier du bassin du Guadalquivir.- Livre Mém. Paul Fallot, 1, 229-256, 6 Abb., Paris

- PERRET, M.-F. & SEMENOFF-TIAN-CHANSKY, P. (1971): Coralliaires des calcaires carbonifères d'Ardengost (Hautes-Pyrénées).- Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 107/3-4, 567-594, 5 Taf., Toulouse
- POTY, E. (1981): Recherches sur les Tétracoralliaires et les Hétérocorsalliaires du Viséen de la Belgique.- Meded. Rijks geol. Dienst, 35/1, 1-161, 63 Abb., 9 Tab., 34 Taf., Roermond
- RAOULT, J.-F. (1973): L'arc de Gibraltar. (Réun. extraord. Soc. géol. France 25. sept. - 3. oct. 1972).- Bull. Soc. Géol. France, (7), 15, 129-159, 14 Abb., Paris
- RICH, M. (1980): Carboniferous calcareous foraminifera from northeastern Alabama, south-central Tennessee and northwestern Georgia.- Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Spec. Publ., 18, 62 S., 2 Abb., 2 Tab., 22 Taf., Washington
- RICHTER, D. & FÜCHTBAUER, H. (1981): Merkmale und Genese von Breccien und ihre Bedeutung im Mesozoikum von Hydra (Griechenland).- Z. dt. geol. Ges., 132, 451-501, 9 Abb., 3 Tab., 5 Taf., Hannover
- ROEP, Th.B. (1974): The hercynian diastrophism in the Betic of Málaga, SE Spain: a discussion.- Geol. & Mijnb., 53, 245-247, 's Gravenhage
- ROEP, Th.B. & MAC GILLAVRY, H.J. (1962): Preliminary note on the presence of distinct tectonic units in the Bétic of Málaga of the Vélez Rubio region (SE Spain).- Geol. & Mijnb., 41, 423-429, 4 Abb., 's Gravenhage
- RONDEEL, H.E. & SIMON, O.J. (1974): Betic Cordilleres.- In: SPENCER, A.M. (ed.): Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts - Data for orogenic studies.- Geol. Soc. Spec. Publ., 4, 23-35, 8 Abb., London
- RUPP, A.W. (1967): Origin, structure, and environmental significance of Recent and fossil calcispheres.- Geol. Soc. America, Spec. Pap., 101, S. 186, San Francisco
- SACAL, V. & CUVILLIER, J. (1963): Microfaciès du Paléozoïque Saharien.- Compagnie Française Pétrol., Not. et Mém., 6, 30 S., 5 Beil., 100 Abb., Paris
- SEMENOFF-TIAN-CHANSKY, P. (1974): Recherches sur les tétracoralliaires du Carbonifère du Sahara occidental.- Centre Rech. zones arides, ser. géol., 21, 316 S., 100 Abb., 4 Tab., 76 Taf., Paris (ed. CNRS)
- SEMENOFF-TIAN-CHANSKY, P. & OVTRACHT, A. (1966): Madréporaires du Carbonifère des Hautes-Corbières.- Bull. Soc. Géol. France, (7), 7 (1965), 722-732, 3 Abb., Taf. 29-30, Paris
- SOEDIONO, H. (1971): Geological investigations in the Chirivel area, province of Almeria - South Eastern Spain.- Diss., 144 S., 48 Abb., 1 geol. Karte, Amsterdam
- STATTEGGER, K. (1978): Schwermineraluntersuchungen in den klastischen Serien der variszischen Geosynklinale der Ost- und Zentralpyrenäen.- Mitt. österr. geol. Ges., 69 (1976), 267-290, 8 Abb., 1 Tab., Wien
- (1979): Schwermineraluntersuchungen im Devon und Karbon von Menorca (Spanien).- Mitt. österr. geol. Ges., 70, (1977), 43-48, 2 Abb., 1 Tab., Wien
- TERMIER, H., TERMIER, G. & VACHARD, D. (1975): Recherches micropaléontologiques dans le Paléozoïque supérieur du Maroc Central.- Cahiers Micropaléont., 4, 99 S., 18 Abb., 17 Tab., 10 Taf., Paris
- TUCKER, M.E. & KENDALL, A.C. (1973): The diagenesis and low-grade metamorphism of Devonian Styliolid-rich pelagic carbonates from West Germany: possible analogues of Recent pteropod oozes.- J. Sed. Petrol., 43, 672-683, 17 Abb., Tulsa
- WALKER, R.G. (1975): Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association.- Geol. Soc. America, Bull., 86, 737-748, 10 Abb., Boulder
- (1978): Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps.- Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., 62/6, 932-966, 23 Abb., 2 Tab., Tulsa
- WHITAKER, J.H.McD. (1974): Ancient submarine canyons and fan valleys.- Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Publ., 19, 106-125, 3 Abb., Tulsa

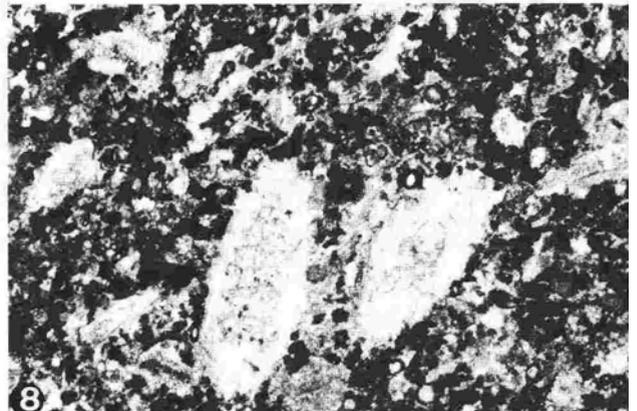
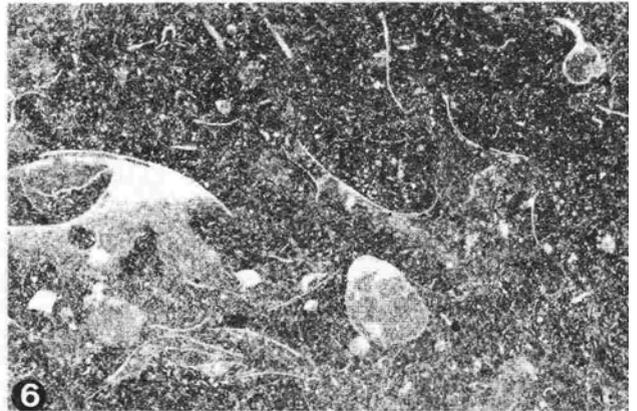
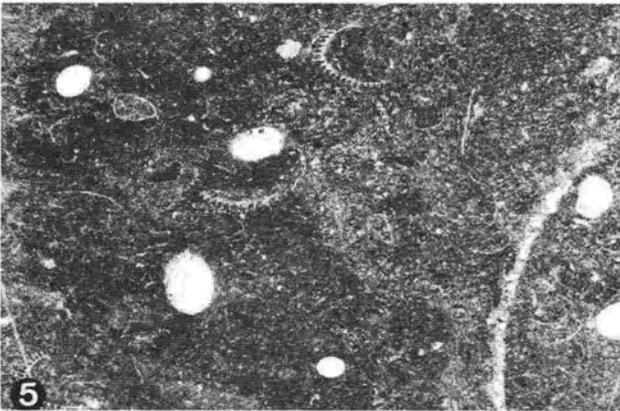
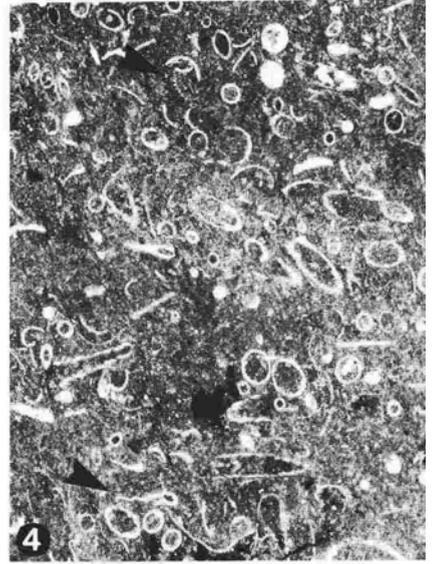
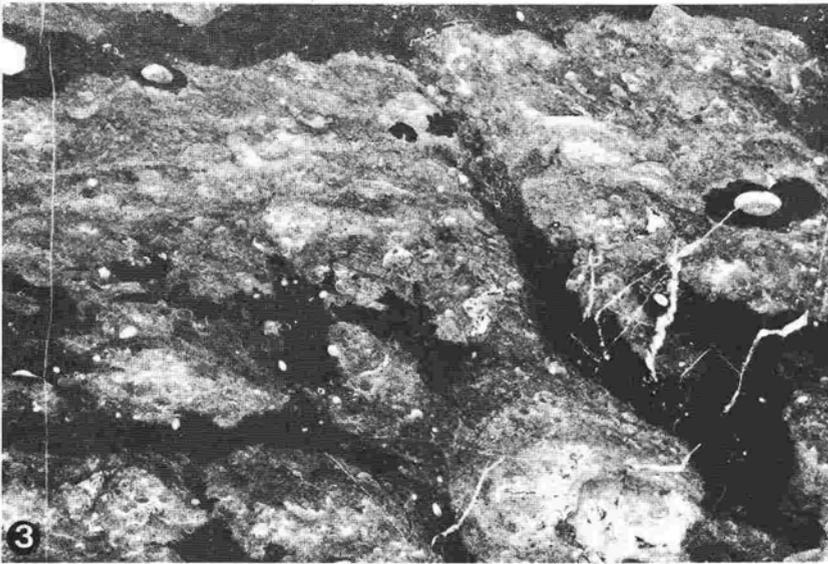
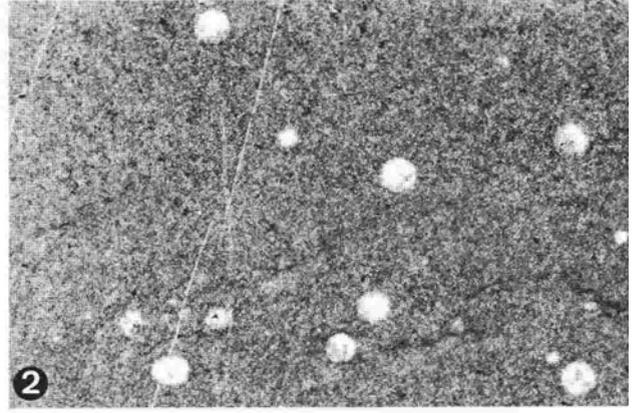
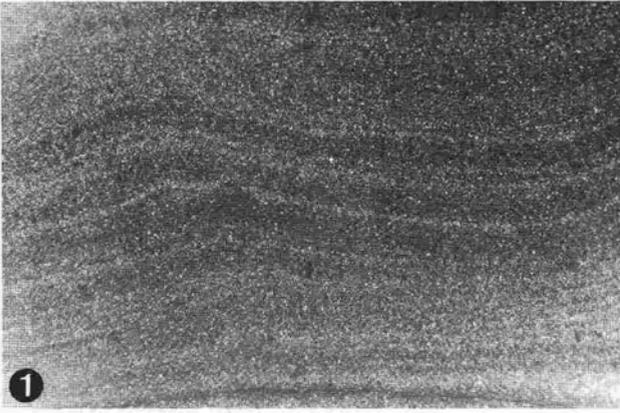
- WILSON, J.L. (1975): Carbonate facies in geologic history.- 471 S., 183 Abb., 30 Taf., Berlin, Heidelberg, New York (Springer)
- ZIEGLER, W. (1971): Conodont stratigraphy of the European Devonian.- In: SWEET, W.C. & BERGSTRÖM, S.M. (eds.): Symposium on conodont biostratigraphy.- Geol. Soc. America, Mem., 127, 227-284, 6 Taf., Boulder

T a f e l 1      1      Konglomerate des Retamares Member (Fig. 1-4) und der Marbella For-  
mation (Fig. 5-8)  
Conglomerates of the Retamares Member (Figs. 1-4) and of the Marbel-  
la Formation (Figs. 5-8)

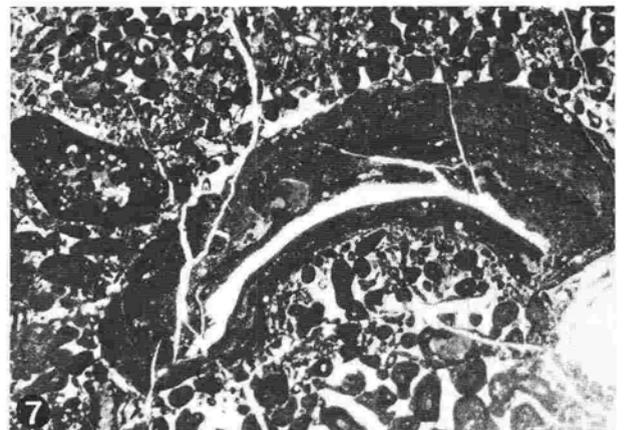
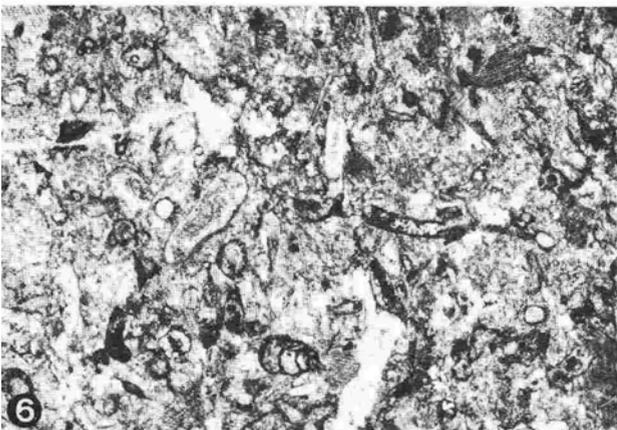
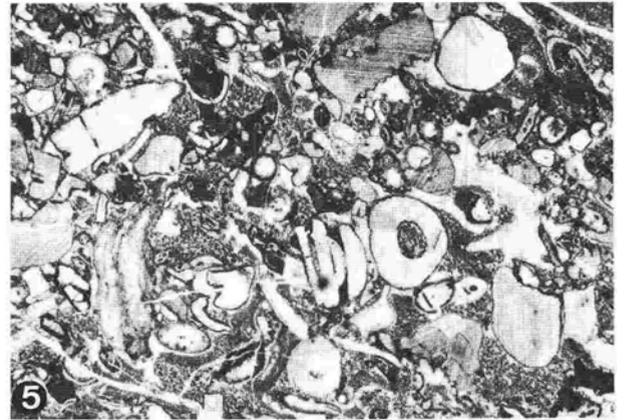
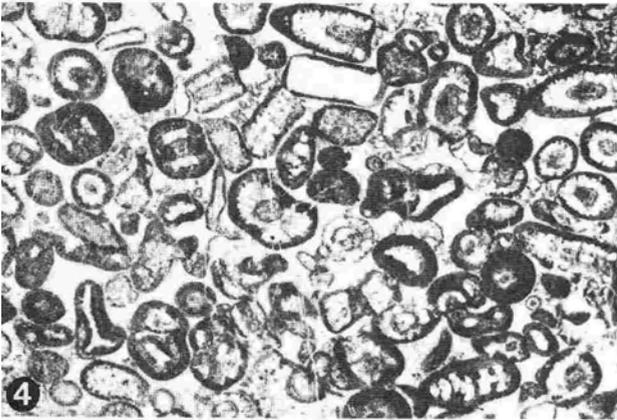
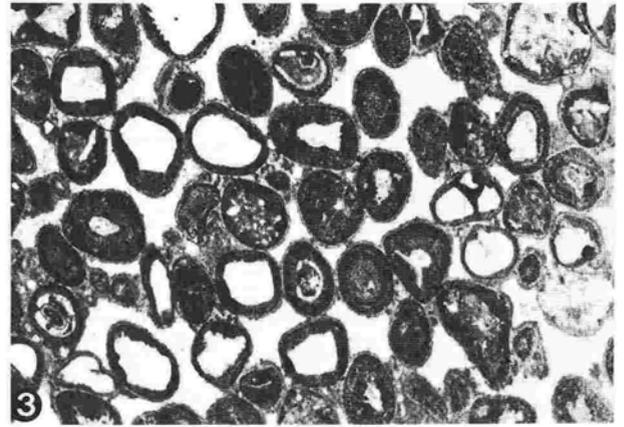
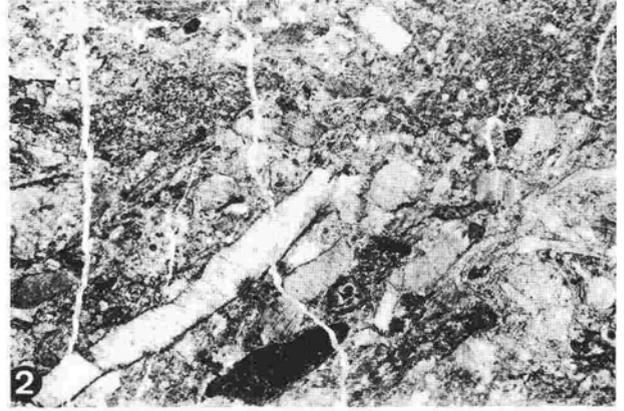
- Fig. 1. Bahneinschnitt Fuengirola-Carvajal (Lok. 1). Retamares Member. Basislage des Debrisflows C. Gegenüber der Normalfazies der Debrisflows (Fig. 3) treten größere und dichter gepackte (komponentengestützte) Gerölle auf. Die Lamination der unterlagernden Tonsteine wird durch eingedrückte Komponenten gestört (links der Münze). Überkippte Lagerung! Maßstab 2,2 cm.
- Fig. 2. Bahneinschnitt Fuengirola-Carvajal (Lok. 1). Retamares Member. Top des Debrisflows B. Gegenüber der Normalfazies der Debrisflows (Fig. 3) ist der Top charakterisiert durch sehr geringe Packungsdichte und kleine Klaster. Gerölle ragen über die Obergrenze des Debrisflows hinaus. Die überlagernden Siltsteine zeigen keine Deformationserscheinungen. Überkippte Lagerung! Maßstab 2,2 cm.
- Fig. 3. Bahneinschnitt Fuengirola-Carvajal (Lok. 1). Retamares Member. Debrisflow C. Normalfazies der Debrisflow-Sedimente von Fuengirola. Polymikt, kaum sortierte Gerölle verschiedenen Rundungsgrads schwimmen in sandiger Matrix. Maßstab 2,2 cm.
- Fig. 4. Nationalstraße Fuengirola-Carvajal (Lok. 2). Retamares Member. Typisches Erscheinungsbild der Konglomerate aus dem Retamares Member mit dicht gepackten (komponentengestützten), gut gerundeten und sortierten, polymikten Geröllen mit kleinem Durchmesser. Maßstab 5,0 cm.
- Fig. 5. Debrisflow-Sediment mit mehreren m<sup>3</sup> großen, chaotisch nebeneinander liegenden Kalkgeröllen. Marbella Formation. Lok. 22; 1,3 km S Ardales. Maßstab 1,55 m.
- Fig. 6. Matrixreiches Debrisflow-Sediment. Große Kalkklaster schwimmen isoliert in grobsandiger bis feinkonglomeratischer Matrix. Marbella Formation. Lok. 18, Diezma. Maßstab 32,5 cm.
- Fig. 7. Dichtgepacktes Debrisflow-Sediment aus angularen, nicht sortierten Kalksteinklaster. Wenige kleine, gut gerundete Kristallingerölle befinden sich in den Zwickelräumen der Kalke. Die Komponenten sind nur durch dünne Säume aus sandiger Matrix getrennt. Marbella Formation. Lok. 3, Marbella, Arroyo Segundo. Maßstab 32,5 cm.
- Fig. 8. Erosive Grenze zwischen zwei Debrisflow-Schüttungen. Unten ein kalkreiches Debrisflow-Sediment analog Fig. 7, oben ein Sediment mit dichtgepackten, kleineren Geröllen mit einem erhöhten Kristallin- und zurückgetretenem Kalkanteil. Marbella Formation. Lok. 4, Marbella, Friedhof. Maßstab 8 cm.
- Fig. 1. Railway cutting Fuengirola-Carvajal (Loc. 1) Retamares Member. Base of debris flow C. Compared to the average facies of the debris flows (Fig. 3), the clast-supported base contains larger boulders. The lamination of the underlying shales has been disturbed by a load (left of coin). Section is overturned! Scale 2.2 cm.
- Fig. 2. Railway cutting Fuengirola-Carvajal (Loc. 1). Retamares Member. Top of debris flow B. Compared to the average facies of the debris flows (Fig. 3) the top contains only scarce, small pebbles. Clasts project above top of debris flow. The overlying siltstones show no deformation. Section is overturned! Scale 2.2 cm.
- Fig. 3. Railway cutting Fuengirola-Carvajal (Loc. 1). Retamares Member. Debris flow C. Average facies of the debris flow sediments of Fuengirola. Polymictic, unsorted pebbles of different roundness and size float in a sandy matrix. Scale 2.2 cm.
- Fig. 4. National road Fuengirola-Carvajal (Loc. 2). Retamares Member. Typical clast-supported conglomerates of the Retamares Member with well-rounded, well-sorted, polymictic pebbles of small diameter. Scale 5,0 cm.
- Fig. 5. Debris flow sediment with limestone blocks, several m<sup>3</sup> in size. Marbella Formation. Loc. 22. 1,3 km S of Ardales. Scale 1.55 m.
- Fig. 6. Low-density debris flow sediment: large, isolated limestone boulders float in a coarse sandy to microconglomeratic matrix. Marbella Formation. Loc. 18, Diezma. Scale 32,5 cm.
- Fig. 7. Densely packed debris flow sediment made up of angular, unsorted limestone clasts. Some small, well-rounded crystalline pebbles are embedded amongst the limestone clasts. The components are separated by thin rims of sandy matrix. Marbella Formation. Loc. 3. Arroyo Segundo. Scale 32.5 cm.
- Fig. 8. Erosional boundary between two debris flow sediments. A debris flow sediment with abundant limestone components, as in Fig. 7, is overlain by a densely packed sediment with smaller pebbles. It contains more crystalline and less limestone clasts. Marbella Formation. Loc. 4. Marbella. Scale 8 cm.



- T a f e l 2 Mikrofazies des in den Geröllen des Retamares Members überlieferten pelagischen Sedimentationsraums des oberen Givet - unteren Obervisé.  
Microfacies of the limestone pebbles of the Retamares Member: a pelagic realm of Upper Givetian to Early Upper Viséan times.
- Fig. 1. Typus R1: Fossilfreier Mikrit. Im Millimeterbereich laminierte, lutitische bis siltitische Kalke sind in pelagischen Faziesräumen des Paläozoikums weit verbreitet (siehe FLÜGEL 1982: 499, Mikrofazies A). Vermutlich Oberdevon. Probe 1-6. x 3,5.
- Fig. 2. Typus R2. Radiolarienführender Mikrit. Calcitisierte Radiolarien sind die einzigen Fossilien in der homogenen, nicht bioturbaten Matrix. Vermutlich Oberdevon. Probe 1-2. x 19.
- Fig. 3. Typus R3. Ostracoden-(Entomozoen)-Biomikrit. Charakteristisch ist die starke Bioturbation und das resultierende schlierige Gefüge der auf intrabasinalen Schwellen abgelagerten Kalke. Horizontal und vertikal verlaufende Grabgänge sind durch die Anreicherung organischer Substanz dunkel gefärbt. Fossile Wasserwaagen in Grabgängen sind häufig. Oberes do I bis do IV, unteres Obervisé. Probe 1-22. x 2.
- Fig. 4. Typus R5. Styliolinen-Biomikrit. Styliolinen sind die dominierende Fossilgruppe des auf intrabasinalen Schwellen abgelagerten Sediments. Daneben treten vereinzelt andere Organismenreste auf (Pfeile: Trilobiten, Entomozoen). *varcus*-Zone (Oberes Givet, basales do I), Obere *gigas*-Zone (unteres do I delta). Probe 2-10. x 14.
- Fig. 5. Typus R3. Ostracoden-(Entomozoen)-Biomikrit. Pelagisch lebende Ostracoden der Familie Entomozoidae PŘIBYL, 1951 mit im Schliff typisch dornenartig erscheinenden Fortsätzen auf der Schale dominieren das Organismenspektrum. Oberes do I bis do IV, unteres Obervisé. Probe 1-4. x 10,5.
- Fig. 6. Typus R7. Pelagischer Biomikrit. Dünnschalige Überreste von Zweiklappern, Gastropoden, Ostracoden und anderen Fossilgruppen, zum Teil wohl pelagisch lebende Larvenstadien, schwimmen in einer mikritischen Matrix, die reich an siltitischen Bioklasten ist. Oberes do II alpha bis do VI, Obertournai. Probe 1-8. x 9
- Fig. 7. Typus R6. Filamentreicher Biomikrit. Dünnschalige Filamente, vermutlich Larvenstadien von Zweischalern sind die dominierenden Organismenreste. Unter konvex eingeregeltten Filamenten finden sich fossile Wasserwaagen. Vermutlich Oberdevon. Probe 1-29. x 5.
- Fig. 8. Typus R9. Mikrobioklastischer Packstone. Neben Peloiden, kleinen Intraclasten und dickwandigen, calcisphaerenartigen Organismen treten in dem dicht gepackten Sediment zum Teil stark rekristallisierte Styliolinen auf. Sie weisen auf eine Schüttung des Sediments von intrabasinalen Schwellen in tiefere Bereiche des Beckens hin. Diskontinuierlich vom oberen Givet bis in das Untertournai auftretend. Probe 7-1. x 16.
- Fig. 1. Type R1. Unfossiliferous micrite. Lutitic to siltitic limestones with mm-laminations are widely distributed in pelagic facies realms of the Paleozoic (FLÜGEL 1982: 499, microfacies A). Probably Upper Devonian. Sample 1-6. x 3.5.
- Fig. 2. Type R2. Radiolaria-bearing micrite. Calcitized radiolaria are the unique fossils in a homogeneous, non-bioturbate matrix. Probably Upper Devonian. Sample 1-2. x 19.
- Fig. 3. Type R3. Ostracode-(Entomozoan)-biomicrite. Characteristically strong bioturbation and resulting wavy structure. Horizontal and vertical burrows are dark-coloured because of enrichment of organic material. Geopetal fabrics in burrows are common. The limestones were deposited on intrabasinal swells. Upper do I to do IV, early Upper Viséan. Sample 1-22. x 2.
- Fig. 4. Type R5. Stylioline-biomicrite. Styliolines are the dominating organisms. Other fossils are rare (arrows: trilobites, entomozoans). The limestones were deposited on submarine swells. *varcus*-Zone (Upper Givetian, basal do I), Upper *gigas*-Zone (lower do I delta). Sample 2-10. x 14.
- Fig. 5. Type R 3. Ostracode-(Entomozoan)-biomicrite. Pelagic, characteristically ornamented ostracodes of the family Entomozoidae PŘIBYL, 1951 are the dominating organisms. Upper do I to do IV, early Upper Viséan. Sample 1-4. x 10.5.
- Fig. 6. Type R 7. Pelagic biomicrite. Filamentous shells, some larval stages of brachiopods or lamellibranchs, gastropods, ostracodes and other organisms float in a micritic matrix rich in siltitic bioclasts. Upper do II alpha to do IV, Upper Tournaisian. Sample 1-8. x 9.
- Fig. 7. Type R6. Filamentous biomicrite. Filamentous shells, probably larval stages of brachiopods or bivalves are the dominating fossils. Geopetal fabrics are common below convexly embedded filaments. Probably Upper Devonian. Sample 1-29. x 5.
- Fig. 8. Type R9. Microbioclastic packstone. The sediment consists of peloids, small intraclasts, thick-walled calcisphaerid organisms and recrystallized styliolines. The styliolines indicate sediment transport from intrabasinal swells to deeper parts of the basin. Discontinuous from Upper Givetian to Lower Tournaisian times. Sample 7-1. x 16.



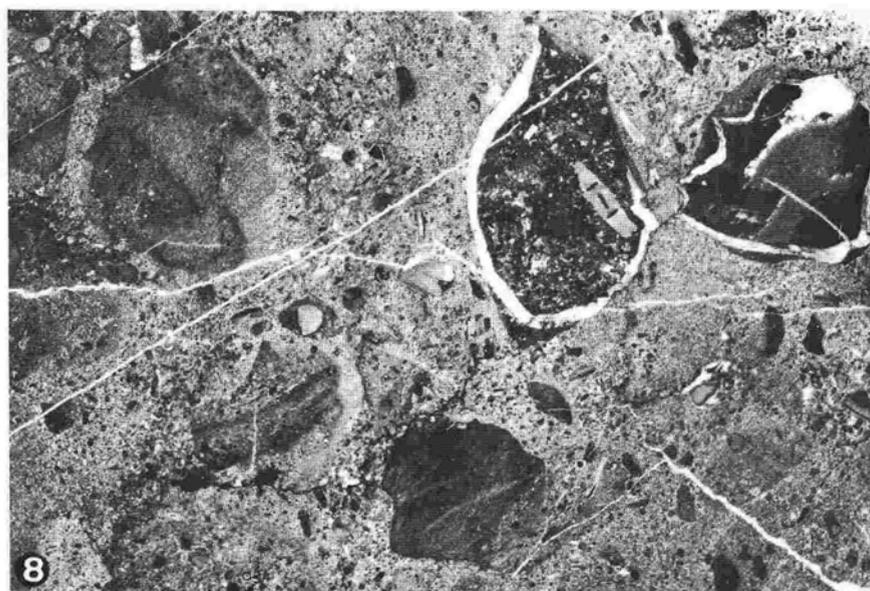
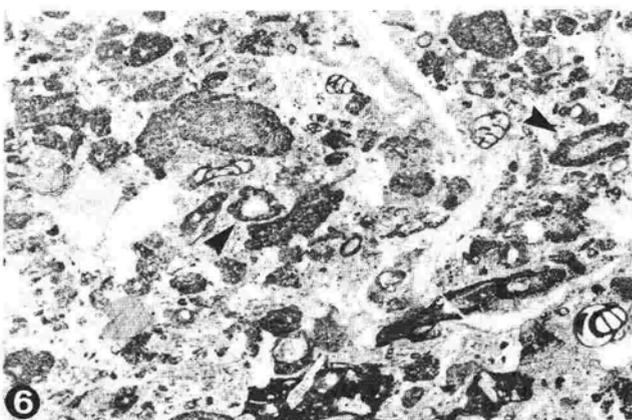
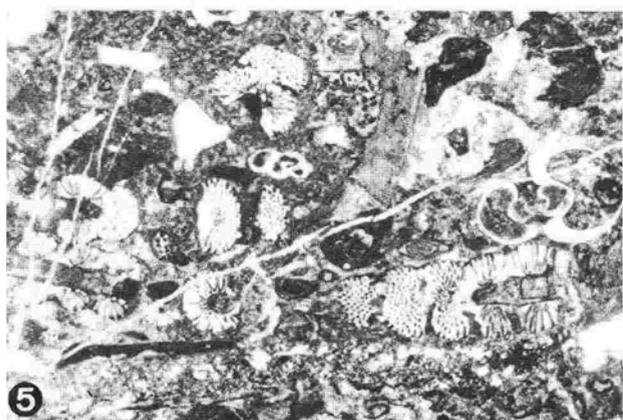
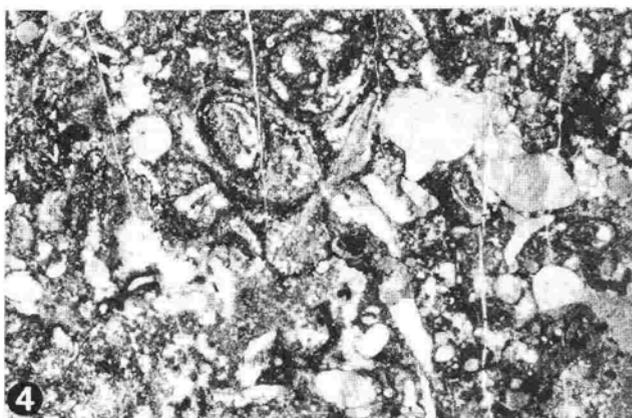
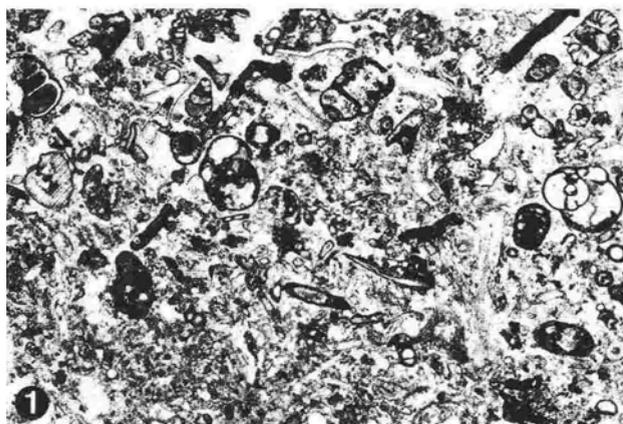
- T a f e l 3 Mikrofazies des in Geröllen der Marbella Formation überlieferten Obervisé-Schelfs: Faziestypen des Schelfhangs (FZ 4, Fig. 1-2) und der flachmarinen Kalksandareale (FZ 6, Fig. 3-7).  
Microfacies of the limestone boulders of the Marbella Formation: a conserved Upper Viséan Shelf. Facies types of the shelf slope (facies belt 4, Figs. 1-2) and the shelf edge sands (facies belt 6, Figs. 3-7)
- Fig. 1. Typus a3. Intrasparrudit (polygene Kalkbrekzie). Das Gestein wird aus bis zu mehreren Zentimetern großen Lithoklasten verschiedener MF-Typen aufgebaut, die an Stylokontakten miteinander verzahnt sind. Hohlräume zwischen den Klasten werden mit sparitischen Zementen verfüllt. Unten links eine umgelagerte fistuliporide Bryozoenkolonie mit fossiler Wasserwaage. Oberes Visé - Unteres Namur(?). Probe 4-25. x 2,5.
- Fig. 2. Typus a2. Pelmatozoen-Intrasparit. Charakteristisch ist neben der hohen Packungsdichte der Wechsel zwischen grob- und feinkörnigen Schichtungskörpern und die Dachziegellagerung der Komponenten. Die wichtigsten Komponenten sind Lithoklasten aus dunklem Mikrit und Bioklasten aus disartikulierten, verrundeten Pelmatozoenresten. Daneben finden sich Fragmente von Bryozoen und große, dickschalige Brachiopodenreste. Foraminiferenzonen 15 und 16. Probe 4-2. x 3,5.
- Fig. 3. Typus b1. Überwiegend tangential strukturierter Pelmatozoen-Oosparit. Gut ausgewaschener und gut sortierter Karbonatsand mit stenohaliner Fauna. Kalkschlamm und einige detritische Quarzkörner wurden nach der Bildung der Ooide eingefiltert und bilden Sandfanggefüge. Foraminiferenzone 16<sub>s</sub> oder 17. Probe 4-7. x 8.
- Fig. 4. Typus b2. Aggregatkornführender, überwiegend tangential strukturierter Dasycladaceen-Oosparit. Gut ausgewaschener und gut sortierter Karbonatsand mit stenohalinen Faunenelementen. Foraminiferenzone 16<sub>s</sub>. Probe 4-3. x 8.
- Fig. 5. Typus b3. Rindenkornreicher Pelmatozoen-Biopelsparit. Fast alle Pelmatozoenreste (in der Mitte rechts ein U-förmiges Ambulacralia) sind als Rindenkörner ausgebildet. Sie liegen komponentengestützt in einer pelsparitischen Grundmasse, die auch feinen Bryozoenresten enthält. Foraminiferenzone 16 und 16<sub>s</sub> oder 17. Probe 10-4. x 5.
- Fig. 6. Typus b4. Biosparit mit diverser Fauna und Flora. Dichtgepackter, in hochenergetischem Milieu gut ausgewaschener und sortierter Karbonatsand aus stark fragmentierten Organismenresten. Pelmatozoen, Bryozoen, Foraminiferen und Kalkalgen sind die dominierenden Organismen. Kleine Intraclasten, mikritisierte Organismen und Pelioide treten als Nebenbestandteile auf. Das Gestein führt neben dem Typus e6 als einziges häufiger Conodonten. Foraminiferenzonen 15-16<sub>s</sub>. Conodontenzonen des *Gnathodus bilineatus bilineatus* - *Paragnathodus multinodeus*. Probe 3-11. x 13.
- Fig. 7. Typus c1. Onkosparit. Onkoide bilden sich um Organismenreste oder aus Aggregatkörnern. Größe und Form ist weitgehend vom Kern abhängig. Vielfach sind die Kerne, zum Teil auch die onkoidischen Umkrustungen mikritisiert. Obervisé. Probe 10-5. x 5.
- Fig. 1. Type a 3. Intrasparrudite (polygenetic limestone breccia). The rock is composed of lithoclasts deriving from several microfacies types. They are connected by stylocontacts. Cavities are cemented by blocky sparite. Bottom left: a reworked fistuliporid bryozoan colony with geopetal fabrics Upper Viséan to Lower Namurian? Sample 4-25. x 2.5.
- Fig. 2. Type a2. Pelmatozoan-intrasparite. Densely packed sediment with coarse- and finer-grained laminae and imbricated components. Main components are dark, micritic lithoclasts and disarticulated pelmatozoans. Fragments of bryozoans and thick brachiopod shells are common. Foraminiferal zones 15,16. Sample 4-2. x 3.5.
- Fig. 3. Type b1. Pelmatozoan-oosparite with mainly tangentially structured ooids. Well-washed and well-sorted carbonate sand with stenohaline organisms. Carbonate mud and some detrital quartz grains were infiltrated after ooid sedimentation. Foraminiferal zones 16<sub>s</sub> or 17. Sample 4-7. x 8.
- Fig. 4. Type b2. Grapestone-bearing Dasycladacean-oosparite with mainly tangentially structured ooids. Well-washed and well-sorted carbonate sand with stenohaline organisms. Foraminiferal zone 16<sub>s</sub>. Sample 4-3. x 8.
- Fig. 5. Type b3. Pelmatozoan-biopelsparite with coated grains. Most of the pelmatozoans are coated grains (middle right a U-shaped ambulacralia) which are clast-supported in a pelsparitic matrix. The matrix also contains fine bryozoan detritus. Foraminiferal zone 16 and 16<sub>s</sub> or 17. Sample 10-4. x 5.
- Fig. 6. Type b4. Biosparite with a diverse flora and fauna. Densely packed, well-washed and well-sorted carbonate sand composed of heavily fragmented pelmatozoans, bryozoans, foraminifers and calcareous algae. Small intraclasts, micritized organisms and peloids are rare. Typical high-energy environment of shallow marine sand shoals. Foraminiferal zones 15-16<sub>s</sub>. *Gnathodus bilineatus bilineatus*-zone to *Paragnathodus multinodeus*-zone. Sample 3-11. x 13.
- Fig. 7. Type c1. Oncosparite. Oncoids form around bioclasts or develop from grapestones. Size and shape depend on nucleus. Often the nuclei are micritized, sometimes also the oncoid layers. Upper Viséan. Sample 10-5. x 5.



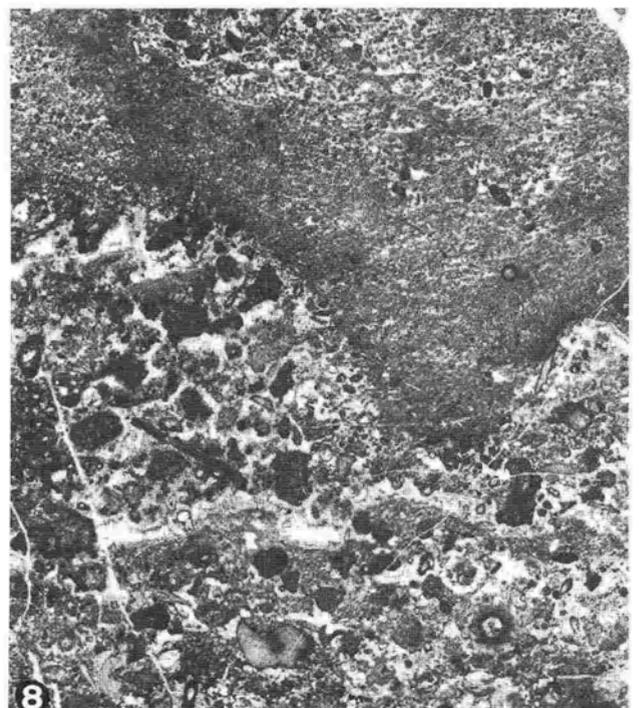
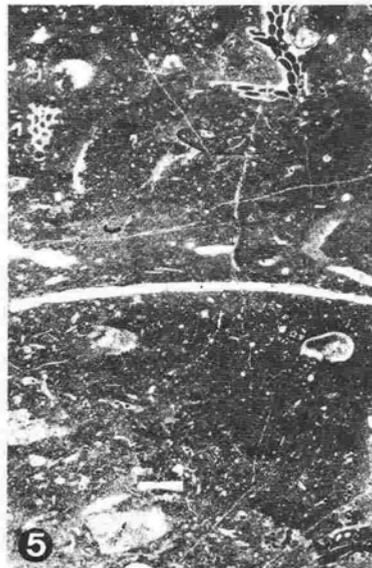
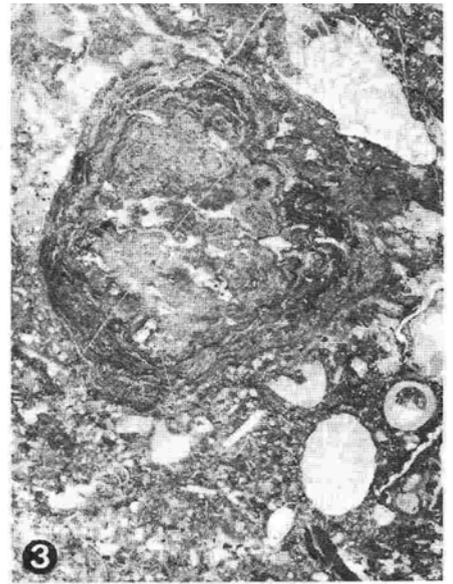
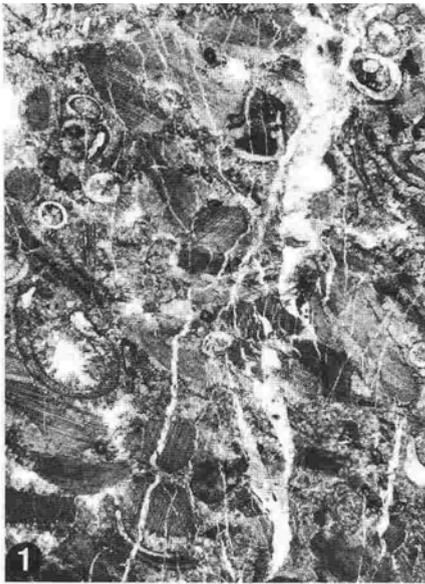
T a f e l 4 Mikrofazies des in Geröllen der Marbella Formation überlieferten Ober-visé Schelfs: Faziestypen der flachmarinen Kalksandareale (FZ 6, Fig. 1-4) und des seawärtigen Teils der offenmarinen Schelflagune (FZ 7, partim, Fig. 5-8).

Microfacies of the limestone boulders of the Marbella Formation: a conserved Upper Viséan Shelf. Facies types of the shallow marine shelf edge sands (facies belt 6, Figs.1-4) and the outer part of the open shelf lagoon (facies belt 7, parts, Figs. 5-8).

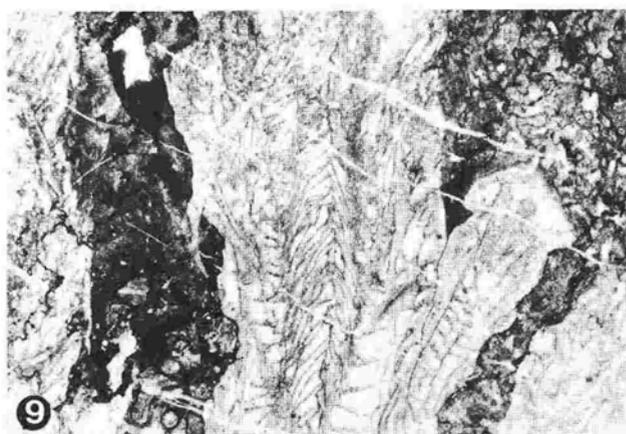
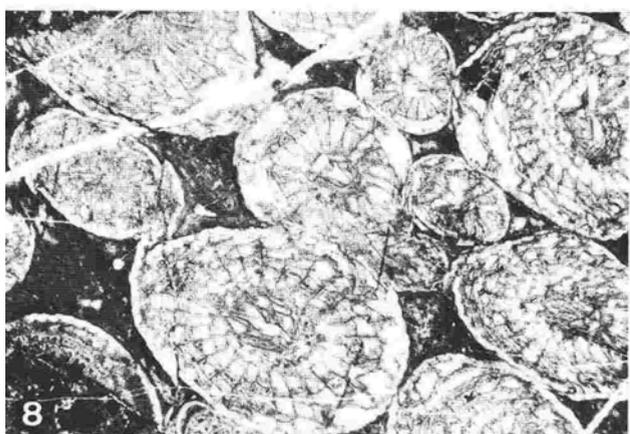
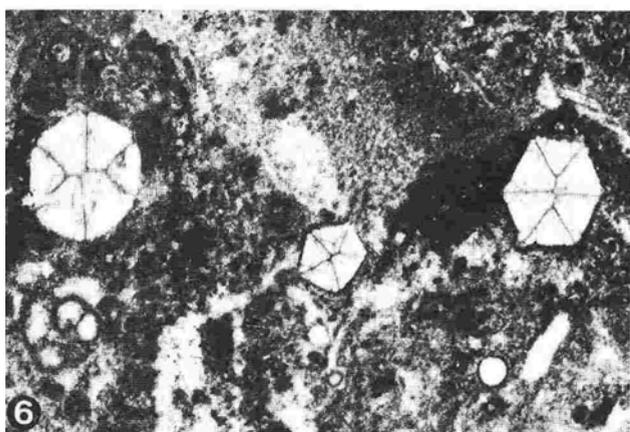
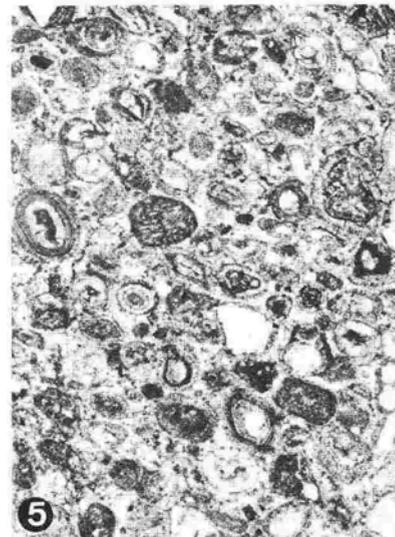
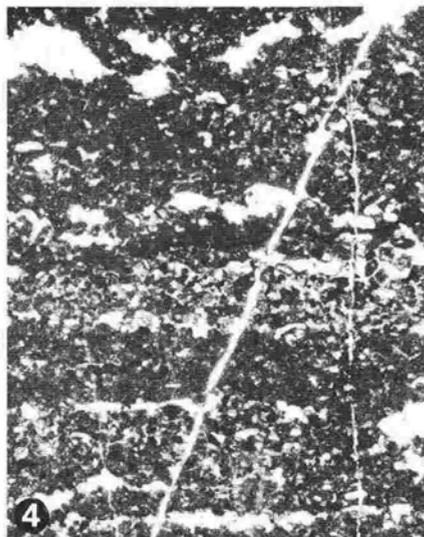
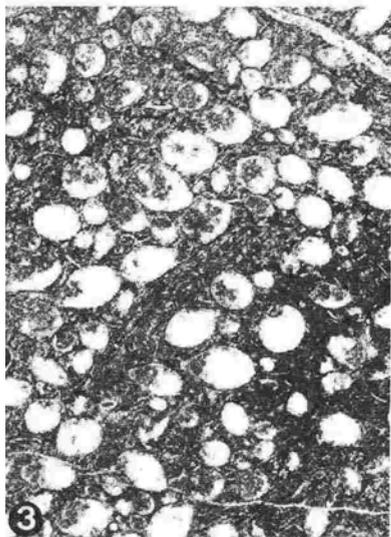
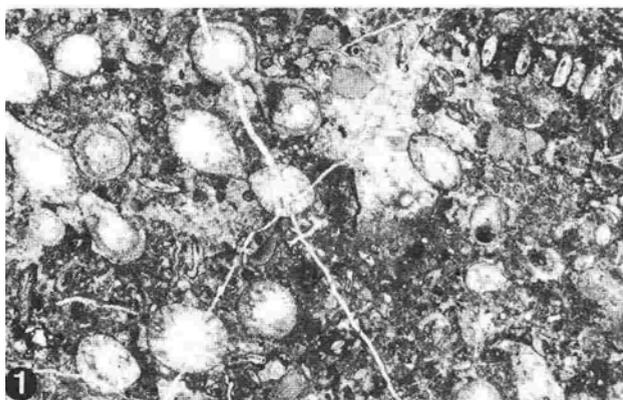
- Fig. 1. Typus c2. Foraminiferen-Biopelsparit. In hochenergetischem Milieu gut ausgewaschener und sortierter, vorwiegend aus Foraminiferen, Kalkalgen und Peloiden aufgebauter Karbonatsand. Foraminiferenzone 15-16<sub>S</sub>. Probe 2-3. x 6,5.
- Fig. 2. Typus c3. Schwach ausgewaschener, dichtgepackter Biopelsparit. Sehr feinkörniges und gut sortiertes Sediment. Die stark fragmentierten Organismenreste wurden in höherenergetischem Milieu aufgearbeitet und in etwas tieferes Wasser eingeschwemmt, in dem der Kalkschlamm nur partiell ausgewaschen wurde. Foraminiferenzone 15-16<sub>S</sub>. Probe 16-8. x 10.
- Fig. 3. Typus d1. *Pseudodonezella*-Bafflestone. Die Alge *Pseudodonezella* nom. nud. tritt in gesteinsbildender Häufigkeit in mikritischer bis pelmikritischer Matrix auf. Algenpeloide können verfilzte, bindstoneartige Gefüge bilden. Foraminiferenzone 16<sub>S</sub>. Probe 18-18. x 7,5
- Fig. 4. Typus d2. Bindstone mit diversen Biogenen. Biopelsparit mit typisch unruhigem, filzigem Gefüge aus agglutinierten Algenpeloiden, die sich zu welligen oder konzentrischen Gefügen zusammenschließen können. Rechts oben Reste eines zerfallenden Crinoidenkelchs. Foraminiferenzone 16<sub>S</sub>, 18. Probe 4-12. x 4,5.
- Fig. 5. Typus e1. Intrabiosparit aus Aggregatkörnern. Dichtgepackte Varietät mit groben Bruchstücken von *Evelebitella occitanica* VACHARD. Rechts ein Ammonoideenquerschnitt. Strömungseinregelung. Foraminiferenzone 15-16<sub>S</sub>. Probe 4-10. x 5,4.
- Fig. 6. Typus e1. Intrabiosparit aus Aggregatkörnern. Charakteristische Varietät. Unregelmäßig geformte Aggregatkörner (lumps) dominieren. Hochdiverses Fossilpektrum mit Foraminiferen, Kalkalgen, stark fragmentierten Pelmatozoen und Bryozoen. Pelmikritisch umringte, isolierte Grabgänge (Pfeile) und parallele Einregelung der Komponenten weisen auf Umlagerungsvorgänge hin. Foraminiferenzone 15-16<sub>S</sub>. Probe 3-2. x 5.
- Fig. 7. Typus e2. Brachiopoden-Biopelmikrit. Große, in situ befindliche Brachiopoden schwimmen in einer pelmikritischen Matrix. Foraminiferenzone 16. Probe 4-8. x 2,5.
- Fig. 8. Typus e3. Intrapelsparrudit. Das als Tempestit gedeutete Sediment geht aus der Aufarbeitung der Typen e2 und e6 hervor. Die Brachiopodengehäuse zeigen Medianseptum (rechts) und punctate Schalenstruktur (links). Foraminiferenzone 16. Probe 3-33. x 2,1.
- Fig. 1. Type c2. Foraminifera-biopelsparite. Well-washed and well-sorted carbonate sand composed mainly of foraminifers, calcareous algae and peloids. Foraminiferal zones 15-16<sub>S</sub>. Sample 2-3. x 6.5.
- Fig. 2. Type c3. Poorly washed, densely packed biopelsparite. Fine-grained and well-sorted sediment with heavily fragmented organisms. After reworking in higher energy environments they were transported into slightly deeper water, where carbonate mud was only partly removed. Foraminiferal zones 15-16<sub>S</sub>. Sample 16-8. x10.
- Fig. 3. Type d1. *Pseudodonezella*-Bafflestone. The algae *Pseudodonezella* nom. nud. are rock-forming constituents in a micritic to pelmicritic matrix. Sometimes algal peloids form bindstone-like structures. Foraminiferal zone 16<sub>S</sub>. Sample 18-18. x 7.5.
- Fig. 4. Type d2. Bindstone with diverse organisms. The biopelsparite is characterized by agglutinated algal peloids forming irregular, wavy or concentric structures. Top right a decaying crinoid calix. This facies is widely distributed all over the shelf from facies belt 6 to facies belt 8. Differentiations are possible in regard to the faunal content. The figured type with many subangular, partially articulated pelmatozoan fragments derives from facies belt 6 or the outer open shelf lagoon. Foraminiferal zone 16<sub>S</sub>, 18. Sample 4-12. x 4.5.
- Fig. 5. Type e1. Intrabiosparite composed of grapestones. Densely packed variety. Bioclasts (pelmatozoans, large fragments of *Evelebitella occitanica* VACHARD) outnumber the grapestones. Middle right: an ammonoid. The clasts are current-oriented. Foraminiferal zone 15-16<sub>S</sub>. Sample 4-10. x 5.4.
- Fig. 6. Type e1. Intrabiosparite composed of grapestones. Characteristic variety. Lumps are the dominant components of the well-washed sediment. The highly diverse fossil spectrum is dominated by foraminifers, calcareous algae and strongly fragmented pelmatozoans and bryozoans. Isolated burrows (arrows) surrounded by pelmicritic components point to sediment transport. Foraminiferal zones 15-16<sub>S</sub>. Sample 3-2. x 5.
- Fig. 7. Type e2. Brachiopod-biopelmicrite. Large brachiopods are embedded in situ in a pelmicritic matrix. The primary packing is only preserved inside brachiopod shells, outside it has been enlarged by pressure solution causing flaser bedding. Foraminiferal zone 16. Sample 4-8. x 2.5.
- Fig. 8. Type e3. Intrapelsparrudite. Bioclasts of large brachiopods and intraclasts of the matrix-forming pelsparite float in a pelsparitic matrix. The tempestite is the result of reworking of types e2 and e6. The brachiopods show a median septum (right) and punctate shell structure (left). Foraminiferal zone 16<sub>S</sub>. Sample 3-33. x 2.1.



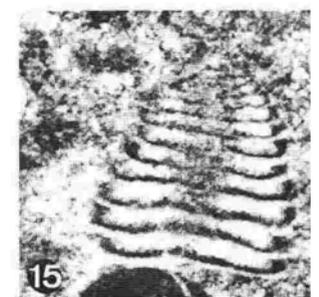
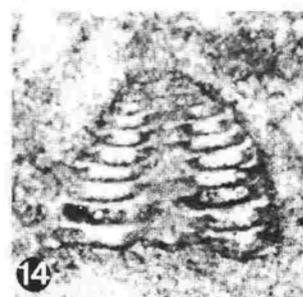
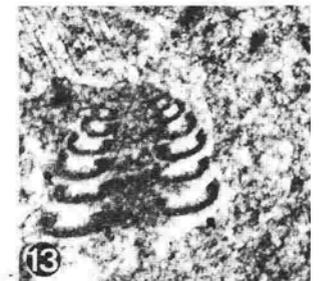
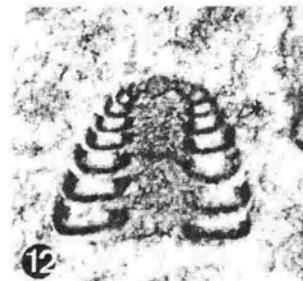
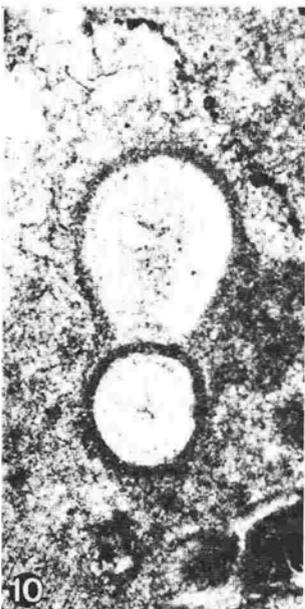
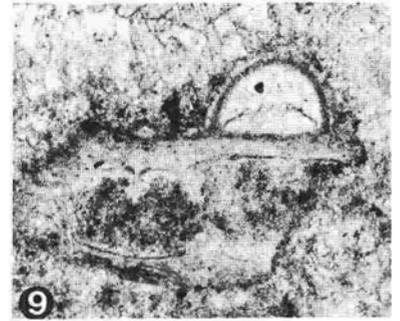
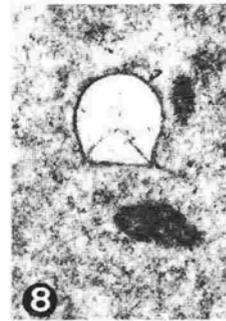
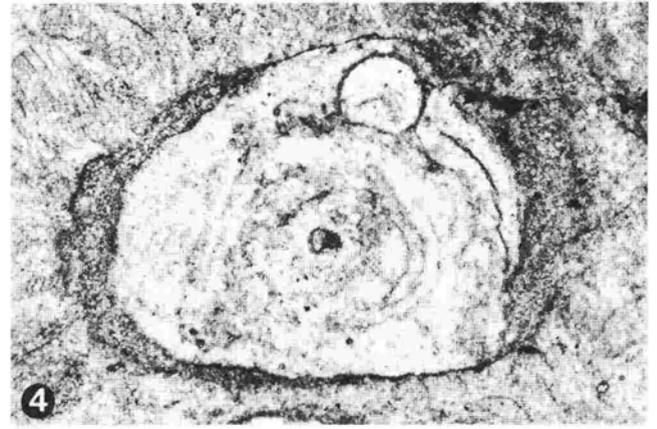
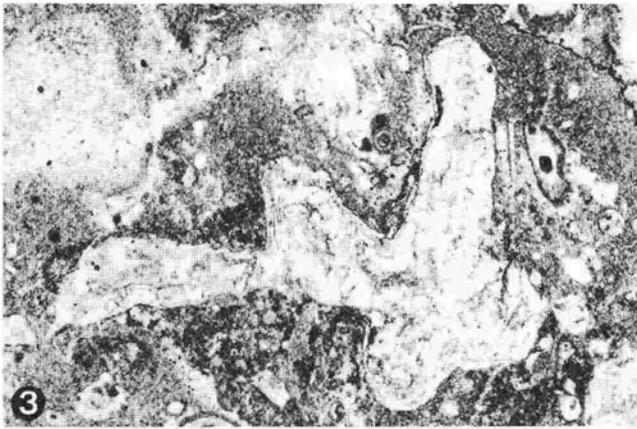
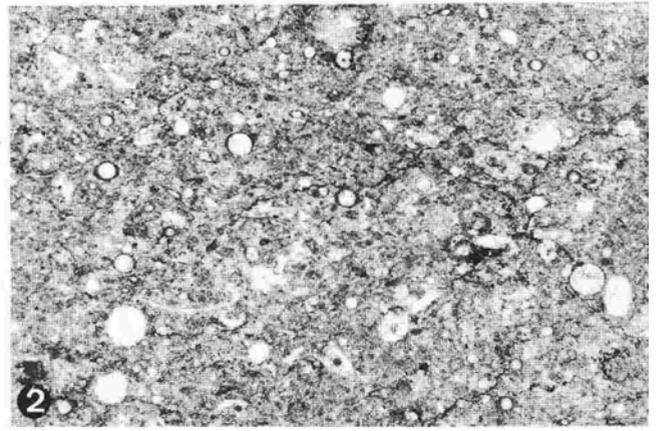
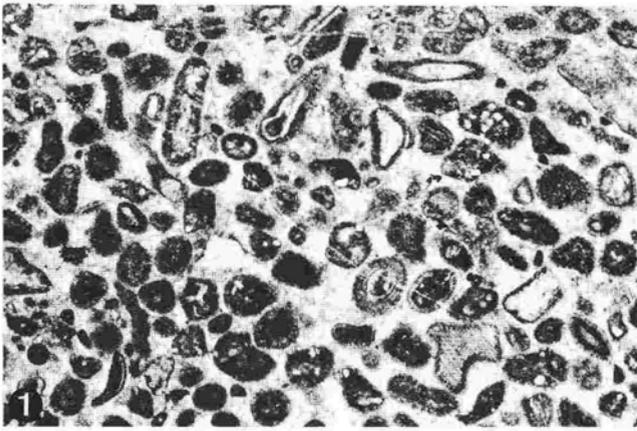
- T a f e l 5 Mikrofazies des in Geröllen der Marbella Formation überlieferten Obervisé-Schelfs: Faziestypen des seewärtigen und zentralen Teils der offenmarinen Schelflagune (FZ 7, partim, Fig. 1-5) und des landwärtigen Teils der offenmarinen Schelflagune (FZ 7, partim, Fig. 6-8).  
Microfacies of the limestone boulders of the Marbella Formation: a conserved Upper Viséan shelf. Facies types of the outer and central part of the open shelf lagoon (facies belt 7, parts, Figs. 1-5) and of the inner part of the open shelf lagoon (facies belt 7, parts, Figs. 6-8).
- Fig. 1-3 Typus e4. Schwach ausgewaschener Pelmatozoen-Bryozoen-Biopelsparit. Foraminiferenzonen 16-16<sub>g</sub>/17. Der Faziestyp besitzt eine sehr große Variationsbreite.
- Fig. 1 Gut ausgewaschenes Sediment mit dichtgepackten, grobkörnigem Pelmatozoenschutz und großen Gastropodengehäusen. Proximale Varietät in Bezug auf den Lebensraum der Pelmatozoen und Bryozoen. Probe 4-18. x 3.
- Fig. 2 Partiiell ausgewaschenes Sediment mit locker gepackten, disartikulierten Pelmatozoenresten und stark fragmentierten Bryozoen. Peloid- und Mikritklasten, zum Teil lumps, treten stärker in den Vordergrund als bei Fig. 1. Typische Varietät mit mittlerer Transportweite in Bezug auf den Lebensraum der Pelmatozoen und Bryozoen. Probe 4-16. x 3.
- Fig. 3 Schwach bis nicht ausgewaschenes Sediment mit umgelagerten ruditischen Komponenten (Pelmatozoen, rugose Koralle, *Aphralysia*-Onkoid). In tieferem Wasser bei relativ kurzem Transport abgelagert. Probe 3-15. x 2.
- Fig. 4. Typus e5. Pelmatozoen-Biomikrudit. Der Packstone wird als Ablagerung eines Grainflows gedeutet. In Bezug auf das Liefergebiet der Organismenreste findet der Typus seine distale Fortsetzung im Typus e6 (Fig. 5). Vermutlich Obervisé. Probe 3-16. x 3,5.
- Fig. 5 Typus e6. Biomikrit mit diverser Fauna. In mikritischer Grundmasse befinden sich siltitische Bioklasten und locker gepackte, stark fragmentierte Schalenreste, Bryozoen und Pelmatozoen. In relativ tiefem Wasser im zentralen Teil der offenmarinen Schelflagune abgelagert. Der Typ führt neben dem Typus b4 als einziger häufiger Conodonten. Foraminiferenzonen 16. Conodontenzonen des *Gnathodus bilineatus bilineatus* - *Paragnathodus multinodosus*. Probe 3-4c.
- Fig. 6. Typus f1. Locker gepackter Biomikrit mit Mikritklasten. Der Typus besitzt große Ähnlichkeit mit dem Typus e6, aus dem er kontinuierlich hervorgeht. Er unterscheidet sich durch die partielle Auswaschung der mikritischen Matrix und die Existenz von Mikritklasten. Beides weist auf eine beginnende Aufarbeitung in flacherem Wasser hin. Neu treten auch pelmikritisch umringte Grabgänge auf (obere Bildkante rechts). Obervisé. Probe 4-11. x 3,5.
- Fig. 7. Typus f2. Schwach ausgewaschener Pelbiosparit mit Aggregatkörnern und diverser Fauna und Flora. Charakteristisch ist der wechselnde Auswaschungsgrad der pelsparitischen bis pelmikritischen Matrix. Zum Teil sind Fenstergefüge angedeutet. Dies ist auf Cyanobakterien zurückzuführen, die den Karbonatschlamm fixieren und typisch agglutinierte "Algenpeloiden" bilden. Die verzweigten, plattenartigen Thalli von *Pseudodonezella* nom. nud. sind ein wichtiges Element im Fossilpektrum. Foraminiferenzonen 16. Probe 5-2. x 3,9.
- Fig. 8. Erosiver Kontakt zwischen den Faziestypen f2 (unten) und g2 (oben). Die abgebildete Variante des Typus f2 führt im Gegensatz zur Fig. 7 einen erhöhten Anteil an lumps. Der in abgeschlossene Schelfareale überleitende, sehr fossilarme Typus g2 zeigt eine Varietät mit gut individualisierten Peloiden. Obervisé. 3-27. x 3,6.
- Figs. 1-3 Type e4. Poorly washed pelmatozoan-bryozoan biopelsparite. Foraminiferal zones 16-16<sub>g</sub>/17. The type shows a broad spectrum of intergrading varieties.
- Fig. 1 Well-washed sediment with densely packed, coarse pelmatozoan fragments and large gastropods. Proximal variety with regard to the habitat of pelmatozoans and bryozoans. Sample 4-18. x 3.
- Fig. 2 Partly washed sediment with loosely packed, disarticulated pelmatozoans and heavily fragmented bryozoans. Peloids, micritic clasts and some lumps are more common than in Fig. 1. Typical variety with longer transport with regard to the habitat of pelmatozoans and bryozoans. Sample 4-16. x 3.
- Fig. 3 Poorly to unwashed sediment with reworked ruditic components (pelmatozoans, tetracorals, *Aphralysia*-oncoid). Sedimentation in deeper water after relatively short transport. Sample 3-15. x 2.
- Fig. 4. Type e5. Pelmatozoan-biomicrodite. The packstone is interpreted as a grain flow sediment. The distal continuation, opposed to the source area of the bioclasts, is visible in type e6 (Fig. 5). Probably Upper Viséan. Sample 3-16. x 3.5.
- Fig. 5. Type e6. Biomicrite with a diverse fauna. The micritic matrix contains siltitic bioclasts and loosely packed, strongly fragmented shells, bryozoans and pelmatozoans. Only type, apart from b4, containing more abundant conodonts. Foraminiferal zone 16. *Gnathodus bilineatus bilineatus*-zone to *Paragnathodus multinodosus*-zone. Sample 3-40a. x 4.
- Fig. 6. Type f1. Loosely packed biomicrite with micritic clasts. The type evolves from type e6. It differs because of its partially washed matrix and the existence of micritic clasts. Both features point to an initial reworking in shallower water. Also not known in e6 are burrows surrounded by pelmicrite (top right). Upper Viséan. Sample 4-11. x 3.5.
- Fig. 7. Type f2. Poorly washed pelbiosparite with grapestones and diverse organisms. Characteristic is the changing amount of carbonate mud forming a pelmicritic to pelsparitic matrix. Sometimes fenestral fabrics are visible. These features are the result of cyanobacteria producing and binding carbonate mud and forming agglutinated algal peloids. The branched plates of the algae *Pseudodonezella* nom. nud. are an important element of the faunal spectrum. Foraminiferal zone 16. Sample 5-2. x 3.9.
- Fig. 8. Erosional contact between type f2 (bottom) and g2 (top). The figured variety of f2 contains more lumps as opposed to Fig. 7. The type g2 with its poor fossil content is typical of the restricted shelf. In the figure is a variety with well-developed peloids. Upper Viséan. Sample 3-27. x 3.6.



- T a f e l 6      Mikrofazies des in Geröllen der Marbella Formation überlieferten Obervisé Schelfs: Faziestypen des landwärtigen Teils der offenermarinen Schelflagune (FZ 7, partim, Fig. 1) und der Schelf- und Gezeitenflächen mit restriktiven Bedingungen (FZ 8, Fig. 2-5). Korallen aus Kalkgeröllen der Marbella Formation (Fig. 6-9).
- Microfacies of the limestone boulders of the Marbella Formation: a conserved Upper Viséan Shelf. Facies types of the inner part of the open shelf lagoon (facies belt 7, parts, Fig. 1) and of the restricted shelf (facies belt 8, Figs. 2-5). Corals from limestone boulders of the Marbella Formation (Figs. 6-9).
- Fig. 1. Typus f3. Schwach ausgewaschener Biopelsparit mit *Saccaminopsis*. *S. fusulinaformis* McCOY, 1849 ist der dominierende Organismus in dem Aggregatkörner und Pelloide führendem Sediment. Zweikammerige Exemplare sind selten. Bryozoen (rechts oben eine fenestrate Cryptostomata) und Pelmatozoen sind weitere wichtige Faunenelemente. Foraminiferenzone 16. Probe 3-21. x 4.
- Fig. 2. Typus g2. Schwach ausgewaschener Pelsparit. Fossilarmes Sediment mit wechselndem Auswaschungsgrad. Typusfossilien sind *Fasciella kizilia* IVANOVA, 1973 und die verschiedenen Lebensstadien von *Diplosphaerina inaequalis* DERVILLE, 1931 (im Bild: Stadium *Tuberitina collosa* REITLINGER, 1950). Obervisé. Probe 10-21. x 23.
- Fig. 3. Typus g1. *Saccaminopsis*-Biomikrit. Der Packstone besteht völlig aus den Gehäusen von *Saccaminopsis fusulinaformis* McCOY, 1849. Zerbrochene Gehäuse erfüllen die pelmikritische Matrix. Foraminiferenzone 16. Probe 3-8. x 5.
- Fig. 4. Typus g3. Pelmikrit mit Fenstergefuge (Loferit). Das völlig fossilfreie Gestein besteht aus pelmikritischen und pelsparitischen Sedimentlagen mit schichtparallelen, langgestreckten Fenstergefugen. Obervisé. Probe 10-19. x 4.
- Fig. 5. Typus g6a. Quarzführender, überwiegend radialstrukturierter Oosparit mit dichtgepackten und kompaktierten Ooiden. Das in küstennahen, eventuell hypersalinen Stillwasserbereichen abgelagerte Sediment unterscheidet sich deutlich von den Oospariten der flachmarinen Kalksandareale (vgl. Taf. 3/3-4). Vermutlich Obervisé. Probe 18-7. x 9.
- Fig. 6. *Hexaphyllia mirabilis* (DUNCAN, 1867). Querschnitt durch fünf- und sechsseptale Stadien. Typischerweise im Faziestypus f2 mit unregelmäßiger Auswaschung der aus agglutinierten "Algenpeloiden" bestehenden Matrix. Obervisé. Probe 4-23. x 16.
- Fig. 7. *Pseudozaphrentoides juddi* (THOMSON, 1893). Querschnitt durch ein unvollständiges Exemplar mit rudimentären oder fehlenden Septen 2. Ordnung. Wie die meisten solitären Tetrakorallen typischerweise im Faziestypus c2 (Foraminifera-Biopelsparit). Foraminiferenzone 16<sub>s</sub>/17. Probe 3-41. x 3,5.
- Fig. 8. *Lonsdaleia corbariensis* SEMENOFF-TIAN-CHANSKY & OVTRACHT, 1966. Querschnitt durch ein fasciculates Corallum mit dichtstehenden Koralliten. Foraminiferenzone 16-16<sub>s</sub>/17. Probe 3-48c. x 2,5.
- Fig. 9. *Lonsdaleia corbariensis* SEMENOFF-TIAN-CHANSKY & OVTRACHT, 1966. Längsschnitt. Durch Lateralknospong bildet sich ein fasciculates Corallum. Typischerweise im Faziestypus c3 (schwach ausgewaschener, dichtgepackter Biopelsparit). Foraminiferenzone 16-16<sub>s</sub>/17. Probe 5-12e. x 3,5.
- Fig. 1. Type f3. Poorly washed biopelsparite with *Saccaminopsis*. *S. fusulinaformis* McCOY, 1849 is the most conspicuous organism. Two-chambered specimens are rare. Other components include pelmatozoans, bryozoans (top right: a fenestrate Cryptostomata), grapestones and peloids. Foraminiferal zone 16. Sample 3-21. x 4.
- Fig. 2. Type g2. Poorly washed pelsparite. Sediment with poor fossil content and varying amount of pelmicritic matrix consisting mainly of agglutinated algal peloids. Characteristic fossils are *Fasciella kizilia* IVANOVA, 1973 and the different stages in the life cycle of *Diplosphaerina inaequalis* (DERVILLE, 1931). Figured: stage *Tuberitina collosa* REITLINGER, 1950, Upper Viséan. Sample 10-21. x 23.
- Fig. 3. Type g1. *Saccaminopsis*-Biomicrite. A packstone composed entirely of *Saccaminopsis fusulinaformis* McCOY, 1849. Broken specimens are jammed into the pelsparitic matrix. Foraminiferal zone 16. Sample 3-8. x 5.
- Fig. 4. Type g3. Pelmicrite with fenestral fabrics (loferite). Pelmicritic and pelsparitic laminae, almost without fossils, are separated by laminoid fenestras. Probably Upper Viséan. Sample 10-19. x 4.
- Fig. 5. Type g6a. Quartz-bearing oosparite with mainly radially structured, densely packed and compacted ooids. Deposition in near-shore, possibly hypersaline environments. The sediment is easily distinguished from oosparites deposited on shelf edge shoals (compare pl. 3/3, 4). Probably Upper Viséan. Sample 18-7. x 9.
- Fig. 6. *Hexaphyllia mirabilis* (DUNCAN, 1867). Stages with five and six septae, embedded in a matrix of agglutinated algal peloids with different degrees of washing. Type f2. Upper Viséan. Sample 4-23. x 16.
- Fig. 7. *Pseudozaphrentoides juddi* (THOMSON, 1893). Transverse section of an incomplete specimen with rudimentary or missing second order septae. Like most of the solitary tetracorals it is encountered in facies c2 (foraminifera-biopelsparite). Foraminiferal zone 16<sub>s</sub>/17. Sample 3-41. x 3.5.
- Fig. 8. *Lonsdaleia corbariensis* SEMENOFF-TIAN-CHANSKY & OVTRACHT, 1966. Transverse section of fasciculate corallum with closely spaced corallites. *L. corbariensis* covers approximately 50 % of the coral fauna in the boulders of the Marbella Formation. Foraminiferal zones 16-16<sub>s</sub>/17. Sample 3-48 c. x 2.5.
- Fig. 9. *Lonsdaleia corbariensis* SEMENOFF-TIAN-CHANSKY & OVTRACHT, 1965. Longitudinal section. A fasciculate corallum is formed by lateral budding in the marginarium. Typically the colonial coral occurs in facies c3 (poorly washed, densely packed biopelsparite). Foraminiferal zone 16-16<sub>s</sub>/17. Sample 5-12e. x 3.5.



- T a f e l 7 Mikrofazies der namurischen Gerölle der Marbella Formation (Fig. 1-2). Charakteristische Kalkalgen und Foraminiferen für die landwärtigen Schelfbereiche des Obervisé (Fig. 3-15).  
Microfacies of the Namurian limestone pebbles of the Marbella Formation (Figs. 1-2). Characteristic calcareous algae and foraminifers of the inner Upper Viséan Shelf (Figs. 3-15).
- Fig. 1 Typus g6b. Radialstrukturierter Oosparit mit sehr kleinen Ooiden und etwa gleich großen Quarzkörnern. Biogene sind selten. Charakteristisch für küstennahe, hypersaline Untiefen. Obervisé, Namur E1 (Foraminiferenzonen 15, 17). Probe 11-6. x 27.
- Fig. 2. Calcisphaeren-Biomikrit. In der mikritischen Matrix treten Calcisphaeren, Radiosphaeren und *Parathuramina* sp. im Überfluß auf. Peloid- und siltitische Bioklasten sind häufig. Basales Bashkir (Foraminiferenzone 20). Probe 11-7. x 20.
- Fig. 3. *Fasciella kizilia* IVANOVA, 1973. Nodulare bis subnodulare, seltener irregulär geformte Thalli aus konzentrisch angeordneten Platten, die meistens stark rekristallisiert sind. Probe 4-25. x 20.
- Fig. 4. *Fasciella kizilia* IVANOVA, 1973. Typisch nodularer Thallus, der einen kleinen zentralen Fremdkörper umkrustet. Auf der Alge *Eotuberitina reitlingerae* MIKLUKHO-MAKLAI, 1958, die wieder von *Fasciella* überwachsen wurde. Abschließend bildete sich eine wahrscheinlich organische Mikritkruste. Probe 5-3. x 70.
- Fig. 5-11. *Diplosphaerina inaequalis* (DERVILLE, 1931). Für die zu den Parathuraminacea gestellte Foraminifere läßt sich über die morphologische Entwicklung und die Entwicklung der Wandstruktur ein komplizierter Lebenszyklus nachweisen, wobei sich vagile zu sessilen Formen umwandeln. Alle Abbildungen x 70.
- Fig. 5. Stadium *Archaesphaera minima* SULEIMANOV, 1945. Vagil, einkammerig. Probe 4-25.
- Fig. 6. Stadium *Diplosphaerina inaequalis* (DERVILLE, 1931) vel *D. varians* CONIL & LYS, 1964. Vagil, zweikammerig mit Hauptkammer und polarer Kammer. Probe 18-12.
- Fig. 7. Stadium *Diplosphaerina inaequalis* (DERVILLE, 1931) vel *D. varians* CONIL & LYS, 1964. Exemplar mit fehlender (= aktiv abgeworfener?) polarer Kammer. Probe 18-12.
- Fig. 8. Stadium *Eotuberitina reitlingerae* MIKLUKHO-MAKLAI, 1958. Sessil, einkammerig. Das Exemplar ist vom inkrustierenden Substrat abgelöst. Haftscheibe in Stacheln auslaufend. Probe 10-20.
- Fig. 9. Stadium *Eotuberitina reitlingerae* MIKLUKHO-MAKLAI, 1958. Das Exemplar inkrustiert das Bruchstück einer ramosen Bryozoe. Probe 4-25.
- Fig. 10. Stadium *Tuberitina collosa* REITLINGER, 1950. Sessil, einkammerig. Das inkrustierte Substrat ist nicht sichtbar. Meistens überwachsen sich zwei bis drei Individuen. Im Gegensatz zu den vorhergehenden Lebensstadien ist die Wand deutlich dicker und von feinen Kanälen durchzogen. Probe 18-3.
- Fig. 11. Stadium *Tuberitina collosa* REITLINGER, 1950. Drei sich überwachsende Individuen. Als Substrat dient eine ramosse Bryozoe. Probe 15-2.
- Fig. 12-15. *Howchinia bradyana* (HOWCHIN, 1888). Alle Abbildungen x 70. Fig. 12. Zentraler Längsschnitt. Auf das Proloculum (oben, Mitte) folgt eine niedrig trochospiral aufgerollte zweite Kammer. Die zylindrische Nabellücke reicht bis zum Proloculum. Probe 3-33. Fig. 13. Zentraler Längsschnitt. Probe 18-2. Fig. 14. Längsschnitt. Probe 11-14. Fig. 15. Lateraler Längsschnitt. Die zwischichtige Schalenstruktur mit innerer mikrokristalliner und äußerer (basaler) radialfibröser Lage ist gut erkennbar. Probe 3-29. x 70.
- Fig. 1. Type g6b. Oosparite with radially structured, small ooids and equidimensional quartz grains. Fossils are rare. Deposition on near-shore, probably hypersaline bars. Upper Viséan, Namurian E1 (foraminiferal zones 15,17). Sample 11-6. x 27.
- Fig. 2. Calcisphere-biomicroite. Calcispheres, radiospheres and *Parathuramina* sp. are abundant, peloids and siltitic bioclasts common. Basal Bashkirian (foraminiferal zone 20). Sample 11-7. x 20.
- Fig. 3. *Fasciella kizilia* IVANOVA, 1973. Thalli usually nodular or subnodular, in the figured specimen irregularly shaped. They consist of concentric, in most cases strongly recrystallized plates of typical yellowish calcite. Sample 4-25. x 20.
- Fig. 4. *Fasciella kizilia* IVANOVA, 1973. Typically nodular thallus encrusting a small object in the center. *Eotuberitina reitlingerae* MIKLUKHO-MAKLAI, 1958 grew on the algae and was overgrown again by *Fasciella*. Finally a micritic crust formed, which probably is of organic origin. Sample 5-3. x 70.
- Figs. 5-11. *Diplosphaerina inaequalis* (DERVILLE, 1931). The parathuraminacean foraminifer shows a complex life cycle. The morphologic structure and development of the wall structure change as the originally vagile life stages become sessile. All figures x 70.
- Fig. 5. Stage *Archaesphaera minima* SULEIMANOV, 1945. Vagile, uniloculate. Sample 4-25.
- Fig. 6. Stage *Diplosphaerina inaequalis* (DERVILLE, 1931) vel *Diplosphaerina varians* CONIL & LYS, 1964. Vagile, biloculate, with a principal chamber and a polar chamber. Sample 18-12.
- Fig. 7. Stage *Diplosphaerina inaequalis* (DERVILLE, 1931) vel *Diplosphaerina varians* CONIL & LYS, 1964. Specimen with missing (= actively removed?) polar chamber. Sample 18-12.
- Fig. 8. Stage *Eotuberitina reitlingerae* MIKLUKHO-MAKLAI, 1958. Sessile, uniloculate. The specimen has been removed from its encrusting substrate. Basal disc with spiny processes. Sample 10-20.
- Fig. 9. Stage *Eotuberitina reitlingerae* MIKLUKHO-MAKLAI, 1958. The specimen incrusts the fragment of a ramose bryozoan. Sample 20-5.
- Fig. 10. Stage *Tuberitina collosa* REITLINGER, 1950. Sessile. Uniloculate. The incrusting substrate is not visible. Often two or three individuals overgrow one another. Compared to the previous life stages the wall is thicker and pierced by fine channels. Sample 18.3.
- Fig. 11. Stage *Tuberitina collosa* REITLINGER, 1950. Three individuals overgrow one another. The lowermost individual is attached to a ramose bryozoan. Sample 18-3.
- Figs. 12-15. *Howchinia bradyana* (HOWCHIN, 1888). All figures x 70. Fig. 12. Central longitudinal section. The proloculum (top middle) is followed by a low trochospirally coiled, tubular second chamber. The cylindrical umbilicus reaches the proloculum. Sample 3-33. Fig. 13. Longitudinal section. Sample 18-2. Fig. 14. Longitudinal section. Sample 11-14. Fig. 15. Lateral longitudinal section. The double-layered wall with an inner microcrystalline and an outer (basal) radial fibrous layer are well visible. Sample 3-29.



- T a f e l 8      Unterkarbonische Conodonten aus Kalkgeröllen des Retamares Member (Fig. 13-25) und der Marbella Formation (Fig. 1-12).  
Lower Carboniferous conodonts from limestone pebbles of the Retamares Member (Figs. 13-25) and the Marbella Formation (Figs. 1-12).
- Fig. 1-12. Conodonten aus dem Obervisé (V3) - Unternamur(?).  
 Fig. 13-17. Conodonten aus der Oberen *typicus*-(?) und der *anchoralis-latus*-Zone (höchstes Tournai).  
 Fig. 18-25. Conodonten aus dem Untertournai.
- Figs. 1-12. Upper Viséan (V3) and Lower Namurian? conodonts.
- Fig. 1. *Gnathodus homopunctatus* ZIEGLER, 1960. Oral view. A specimen with a poorly developed row of nodes on the inner and outer cup. Sample 3-16. x 25.  
 Fig. 2. *Paragnathodus commutatus* (BRANSON & MEHL, 1941). Oral view. A specimen with a relatively poorly developed hemispheroidal cup. Sample 3-11. x 20.  
 Fig. 3. *Paragnathodus mononodosus* (RHODES, AUSTIN & DRUCE, 1969). Oral view. The inner cup is ornamented by an elongated node. Free blade incomplete. Sample 3-40. x 25.  
 Fig. 4. *Paragnathodus nodosus* (BISCHOFF, 1957). Oral view. Inner and outer cup show a row of nodes running obliquely to the posterior end of the unit. Nodes can fuse to a ridge at different degree. Sample 3-33. x 25.  
 Fig. 5. *Paragnathodus multinodosus* (WIRTH, 1967). Oral view. The wide cup is ornamented by irregularly distributed nodes. Sample 3-16. x 25.  
 Fig. 6. *Gnathodus girtyi simplex* DUNN, 1965. Oral view. Outer cup typically ornamented by two nodes. It does not reach the posterior end. Free blade missing. Sample 11-14. x 20.  
 Fig. 7. *Gnathodus girtyi intermedius* GLOBENSKY, 1967. Oral view. In contrast to *G. girtyi girtyi*, this subspecies shows stronger ornamentation of a sub-symmetrical platform. Sample 3-11. x 30.  
 Fig. 8. *Gnathodus girtyi girtyi* HASS, 1953. Oral view. Sample 3-40. x 30.  
 Fig. 9. *Gnathodus bilineatus bilineatus* (ROUNDY, 1926). Oral view. Characteristic specimen with subquadratic outer platform ornamented with concentrically arranged nodes. Sample 11-14. x 25.  
 Fig. 10-11. *Mestognathus bipluti* HIGGINS, 1961. In contrast to *M. beckmanni* the species has a second well-developed parapet on the inner side of the platform. Sample 3-16. Fig. 10. Oral view, oblique from the anterior. x 20. Fig. 11. Oral view, oblique from the posterior. x 20.  
 Fig. 12. *Ozarkodina delicatula* (STAUFFER & PLUMMER, 1932). Lateral view. Sample 3-40. x 26.
- Figs. 13-17. Upper Tournaisian conodonts (Upper *typicus*?-, *anchoralis-latus*-zone).  
 Fig. 13. *Lonchodina torta* HUDDLE, 1934. Lateral view. Sample 1-2. x 12.5.  
 Fig. 14. *Dollymae bouckaerti* GROESSENS, 1971? Oral view. In contrast to the original description, the figured specimen shows a prominent, hornlike denticle at the join of the main blade and lateral processes. Sample 7-2. x 25.  
 Fig. 15. *Neoprioniodus montanaensis* (SCOTT, 1942). Lateral view. Sample 1-2. x 32.  
 Fig. 16. *Gnathodus delicatus* BRANSON & MEHL, 1938. Characteristically long parapet, unexpanded posterior tip and randomly scattered nodes on the outer cup. Sample 1-12. x 30.  
 Fig. 17. *Gnathodus homopunctatus* ZIEGLER, 1960. Oral view. The nodes of the cup parallel to the carina are for the most part fused in the figured specimen. Sample 1-2. x 24.
- Figs. 18-25. Lower Tournaisian conodonts.  
 Fig. 18. *Polygnathus purus subplanus* VOGES, 1959. Oral view. Sample 10-7. x 47.5.  
 Fig. 19. *Pseudopolygnathus* cf. *fusiformis* BRANSON & MEHL, 1934. Oral view. The figured specimen is distinguished from the type material by the rounded platform at its anterior end and the curving of the posterior platform. Comparable specimens are described by VOGES (1959) and GEDIK (1974). Sample 10-7. x 30.
- Figs. 20, 21, 25. *Mestognathus* n. sp. This unique specimen known is distinguished from other species of *Mestognathus* by the missing parapet on the anterior outer edge of its platform. The ornamentation consists of nodes, arranged radially in transverse rows to the carina. The carina ends at the inner platform before reaching the posterior tip of the platform. Sample 10-7. Fig. 20. Oral view, oblique from the anterior, x 40. Figs. 21. Oral view. x 25. Fig. 25. Oral view, oblique from the posterior. x 32.5.
- Figs. 22, 23. *Hibbardella* (*Hassognathus*) sp. Sample 10-7. Fig. 22. Oblique lower view: the subspecies is characterized by a basal cavity starting below the main cusp and grooved all along the posterior bar. x 65. Fig. 23. Lateral view of the anterior bars. x 65.
- Fig. 24. *Ozarkodina macra* BRANSON & MEHL, 1934. The anterior bar is thicker than the posterior bar; both bars of approximately the same length. Sample 10-7. x 30.

